



HAL
open science

Style tectonique et contexte géodynamique au Paléoprotérozoïque. Exemple du Craton de Chine du Nord

Pierre Trap

► **To cite this version:**

Pierre Trap. Style tectonique et contexte géodynamique au Paléoprotérozoïque. Exemple du Craton de Chine du Nord. Tectonique. Université d'Orléans, 2007. Français. NNT : . tel-00267150

HAL Id: tel-00267150

<https://theses.hal.science/tel-00267150v1>

Submitted on 26 Mar 2008

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

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



UNIVERSITE D'ORLEANS

**THESE PRESENTEE A L'UNIVERSITE D'ORLEANS
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS**

**Discipline : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère
Spécialité : Tectonique**

PAR

Pierre TRAP

***Style tectonique et contexte géodynamique au
Paléoprotérozoïque.
Exemple du Craton de Chine du Nord***

Soutenue le 7 Décembre 2007 à Orléans

Membres du jury :

M. Christian TEYSSIER	Professeur, Université de Lausanne	Rapporteur
M. Pierre BARBEY	Professeur, Université de Nancy	Rapporteur
M. Jean-Marc LARDEAUX	Professeur, Université de Nice-Sophia-Antipolis	Examineur
M. Wei LIN	Professeur Assistant, Institut de Géologie et Géophysique de Beijing	Examineur
M. Patrick MONIE	Chargé de Recherche au CNRS, Montpellier	Examineur
Mme. Nicole LE BRETON	Maître de Conférences, Université d'Orléans	Co-encadrante
M. Michel FAURE	Professeur, Université d'Orléans	Directeur de thèse

Sommaire

Introduction	9
Chapitre 1. La Géodynamique au Paléoprotérozoïque, période de transition	15
1. Gradients géothermiques et profils rhéologiques	18
2. Les grands traits de la déformation continentale en domaine orogénique	22
2.1. Les nappes et chevauchements	22
2.2. Les dômes migmatitiques	24
2.3. Les domaines en "dôme-et-bassin" archéens	25
2.4. Les décrochements	28
3. Les caractéristiques métamorphiques des domaines orogéniques	29
3.1. Evolution des caractéristiques métamorphiques au cours de l'histoire terrestre	29
3.2. Modifications des caractéristiques métamorphiques liées aux structures	31
4. Orogenèse paléoprotérozoïque	32
5. Bilan	35
Chapitre 2. Le Craton de Chine du Nord	37
1. Histoire "récente"	40
1.1. Limites géologiques du NCC	40
1.2. La couverture récente	41
1.3. Les effets de la tectonique post-paléoprotérozoïque	42
1.3.1. Les effet de la collision Inde-Asie	42
1.3.2. Le rift du Shanxi	43
1.3.3. La faille de Tan-Lu	44
1.3.4. La lithosphère amincie	45
1.3.5. Conclusion	47
2. Le NCC archéen et paléoprotérozoïque	47
2.1. Bloc de l'Est et bloc de l'Ouest	47
2.1.1. Données géochronologiques	47
2.1.2. Caractéristiques structurales	49
2.1.3. Métamorphisme	50
2.2. La Ceinture du Jiao-Liao-Ji	51
2.3. La ceinture des khondalites	53
3. La chaîne "Trans-North China Belt"	57
3.1. Généralités	57
3.1.1. Limites géographiques	57
3.2. Les modèles actuels	60
3.2.1. Modèle 1 : collision à ~1850 Ma suite à une subduction vers l'est	60
3.2.2. Modèle 2 : collision vers 2500 Ma suite à une subduction vers l'ouest	66
4. Bilan	70
4.1. La "Trans-North China Belt" dans le Craton de Chine du Nord	70
4.2. Problématiques	72
4.2.1. Problématique d'ordre structural	72
4.2.2. Problématique d'ordre chronologique	72
Chapitre 3. Evolution du style tectonique dans la période 2.1-1.8 Ga dans le Craton de Chine du Nord	73
1. Tectonique de nappe dans les massifs du Hengshan et Wutaishan	76
1.1. Présentation de l'article	76
1.2. Article 1. Late Paléoprotérozoic (1900-1800 Ma) nappe stacking and polyphase	

deformation in the Hengshan-Wutaishan area: Implications for the understanding of the Trans-North China Belt, North China Craton	76
1.2.1. Abstract	77
1.2.2. Introduction	77
1.2.3. Lithological and structural units of the Hengshan-Wutaishan area	78
1.2.4. Polyphase deformation in the Hengshan-Wutaishan domain	84
1.2.5. Timing of nappe stacking	95
1.2.6. Discussion	99
1.2.7. Conclusion	104
1.2.8. Acknowledgements	104
2. Tectonique en "dôme-et-bassin"	105
2.1. Présentation de l'article	105
2.2. Article 2. Contrasted tectonic styles for the Paleoproterozoic evolution of the North China Craton. Evidence for a ~2.1 Ga thermal and tectonic event in the Fuping Massif	105
2.2.1. Abstract	106
2.2.2. Introduction	106
2.2.3. Lithological setting	108
2.2.4. Structural outline	113
2.2.5. Detailed structural analysis of the D1 event	116
2.2.6. Metamorphic signature	124
2.2.7. Timing of D1, D2 and D3 events	125
2.2.8. Discussion	131
2.2.9. Conclusion	136
2.2.10. Acknowledgements	136
3. Bilan	137
4. Annexes	139
Chapitre 4. Apport de la thermobarométrie multi-équilibre	147
1. L'âge de la collision, un problème majeur	150
1.1. Collision archéenne vs collision paléoproterozoïque	150
1.2. Les chemins P-T-D-t	150
2. Evolutions P-T précédentes dans le massif de Wutaishan	151
3. Paragenèse, texture et composition chimique des minéraux de l'échantillon W109	152
3.1. Description de l'échantillon W109	152
3.2. Composition chimique des minéraux	157
3.2.1. Grenat	157
3.2.2. Staurotide	162
3.2.3. Biotite	163
3.2.4. Muscovite	164
4. Calculs thermobarométriques	165
4.1. Méthodologie	165
4.2. Germination du grenat	166
4.3. Conditions P-T du pic métamorphique	168
5. Construction du chemin P-T-D-t	169
5.1. Chemin P-T prograde	169
5.2. Contrainte sur la déformation	170
5.3. Contrainte géochronologique	171
6. Bilan	172
7. Annexe	172

Chapitre 5. Le massif de Lüliangshan, zone de suture occidentale	173
1. La datation U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique	176
1.1. La monazite	176
1.2. Principe de la méthode	177
1.2.1. Protocole préliminaire	177
1.2.2. Calcul des âges ponctuels	177
1.2.3. Moyenne pondérée	179
1.2.4. Modèle isochrome $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$	180
2. Zone de suture dans le massif de Lüliangshan	182
2.1. Présentation de l'article	182
2.2. Article 3. The Lüliang Massif: a key area for the understanding of the Palaeoproterozoic "Trans-North China Belt", North China Craton	182
2.2.1. Abstract	182
2.2.2. Introduction	183
2.2.3. Main lithotectonic units of the Lüliang Massif	184
2.2.4. Structural analysis	189
2.2.5. Geochronological study	199
2.2.6. Discussion	211
2.2.7. Concluding remarks	216
2.2.8. Acknowledgements	217
3. Bilan	217
4. Annexes	218
Chapitre 6. Le massif de Zanzhuang et les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	223
1. Le massif de Zanzhuang	226
1.1. Présentation de l'article	226
1.2. Article 4. The Zanzhuang Massif, the eastern suture zone of the Paleoproterozoic "Trans-North China Belt"	226
1.2.1. Abstract	226
1.2.2. Introduction	227
1.2.3. Geological setting	228
1.2.4. Structural analysis	232
1.2.5. Geochronological constrains	238
1.2.6. Discussion	241
1.2.7. Conclusion	245
1.2.8. Acknowledgements	245
2. Apport de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans l'étude de l'évolution orogénique	246
2.1. Objectif	246
2.2. Principe de la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	246
2.3. Diffusion de l'argon et température de fermeture	248
2.4. Protocole analytique	248
2.5. Représentation graphique des résultats	250
2.6. Résultats	252
2.6.1. Massif de Hengshan	252
2.6.2. Massif de Wutaishan	254
2.6.3. Massif de Fuping	256
2.6.4. Massif de Zanzhuang	258
2.7. Synthèse des résultats de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	259
3. Bilan	262
4. Annexe	263

Chapitre 7. Synthèse et discussion	269
1. Discussion des modèles présentés dans le chapitre 2	271
1.1. Modèle 1 : collision néoarchéenne	271
1.1.1. Ages	271
1.1.2. Structure et cinématique	273
1.2. Modèle 2 : collision à ~1850 Ma	273
1.2.1. Ages	273
1.2.2. Structure et cinématique	274
2. Une nouvelle structure de la "Trans-North China Belt"	275
2.1. Les Unités constituant la "Trans-North China Belt"	276
2.1.1. Les sédiments non-métamorphiques du Hutuo	276
2.1.2. L'unité "LGMU"	277
2.1.3. L'unité "OVU"	278
2.1.4. Le para-autochtone	280
2.1.5. L'unité de la suture de Taihangshan	281
2.1.6. L'unité des granulites de haute pression	281
2.1.7. Le bloc de l'Ouest et les khondalites	283
2.1.8. Le bloc de l'Est	284
2.2. Les accidents ductiles majeurs	285
2.2.1. Chevauchement de Longquanguan	285
2.2.2. Le "Upper Wutai Thrust" ou le chevauchement de base de l'unité "LGMU"	286
2.2.3. Décrochement de Zhujiayang	287
2.2.4. "Trans-North China Suture"	288
2.2.5. Taihangshan Suture	288
2.3. Virgation de la "Trans North China Belt"	288
3. Un nouveau modèle d'évolution de la "Trans-North China Belt"	290
3.1. Histoire néoarchéenne	290
3.1.1. Socle à ~2.7 Ga	290
3.1.2. Magmatisme TTG et arc à ~2.5 Ga	290
3.2. Événement à 2.1 Ga	291
3.3. Collision et fermeture du craton à 1.9 Ga et histoire polyphasée	293
3.3.1. Epaissement et mise en place des nappes à 1880 ± 10 Ma, événement D1	294
3.3.2. Exhumation syn-collision à 1850 ± 10 Ma et plissement D2	294
3.3.3. Extension post orogénique, événement D3	296
4. Aspects de la déformation au Paléoproterozoïque	296
5. Annexe	298
Article 5. Polyorogenic evolution of the Paleoproterozoic Trans-North China Belt, new insights from the Lüliangshan-Hengshan-Wutaishan and Fuping massifs	299
Conclusion et perspectives	311
Références bibliographiques	315

Introduction

Introduction

La compréhension du début de l'histoire terrestre et de son évolution jusqu'à aujourd'hui est l'un des problèmes fondamentaux des Sciences de la Terre. En particulier, il convient d'estimer comment la tectonique des plaques a évolué depuis la formation de la Terre, mais surtout quelle a été son expression en terme de déformation de la lithosphère.

En réponse à la mobilité des plaques, la collision continentale est un processus majeur affectant la lithosphère, qui marque le rassemblement périodique des masses continentales en supercontinents. La Pangée, le dernier de ces supercontinents, s'est formée vers 300-250 Ma à l'issue de l'orogénèse hercynienne. 300 Ma plus tôt, l'orogénèse pan-africaine fut associée à la formation du supercontinent Pannotia, entre 600 et 450 Ma. Au Protérozoïque, le rassemblement du supercontinent Rodinia fut marqué par l'orogénèse grenvillienne et les événements collisionnels équivalents datés à ~ 1.0 Ga. Les idées au sujet de l'histoire passée des supercontinents découlent en partie des études de plusieurs ceintures orogéniques à travers le monde, formées par la collision des blocs continentaux. Récemment, les avancées dans la connaissance des orogènes très anciens ont mis en évidence un quatrième supercontinent, la Columbia, qui résulterait du télescopage de blocs continentaux d'âges paléoprotérozoïque et archéen, au cours d'une vaste période orogénique datée entre 2.1 Ga et 1.8 Ga (e.g. Rogers et Santosh, 2002). Au sein de cette période orogénique paléoprotérozoïque, on peut distinguer 19 orogènes répartis sur l'ensemble du globe (Fig. 0-1). La tectonique des plaques était donc un processus actif

au Paléoprotérozoïque et ces orogènes sont les sites privilégiés pour étudier la déformation de la lithosphère continentale pour des périodes anciennes.

L'application des modèles de déformation lithosphérique, issus de la tectonique tangentielle, aux zones de convergence précambriennes est une question encore très débattue et un enjeu important pour la compréhension de la dynamique lithosphérique terrestre. Des chercheurs suggèrent que la tectonique tangentielle a existé dans les zones orogéniques anciennes (e.g. Hoffman, 1989 ; Kröner, 1981). D'autres, en revanche, pensent que les théories uniformitaristes concernant les modes de déformation de la lithosphère ancienne sont erronées (Wynne-Edwards, 1976; Hamilton, 1998). Le Paléoprotérozoïque serait une période charnière au cours de laquelle les modes de déformation évoluent dans le temps et dans l'espace.

La "Trans-North China Belt" est une chaîne paléoprotérozoïque de collision récemment mise en évidence (Zhao et al., 1998). Contrairement à beaucoup d'orogènes paléoprotérozoïques, le relief important (jusqu'à 3000 m d'altitude), le faible couvert végétal et la bonne qualité des affleurements de cette chaîne permettent, entre autres, d'appréhender facilement la géométrie des structures géologiques en 3D. Paradoxalement, le contexte géodynamique et le style tectonique de mise en place de la chaîne restent encore très mal contraints, en particulier à cause d'un manque de données structurales.

Le but de ce travail de thèse est de proposer un modèle d'évolution géodynamique de la "Trans-North China Belt" au cours du Paléoprotérozoïque. La compréhension d'une chaîne de montagnes est une tâche qui requiert une étude multidisciplinaire et se réalise dans le temps grâce au concours de scientifiques aux spécialités diverses. La plupart des études de la "Trans-North China Belt" ont mis l'accent sur la géochronologie, la pétrologie et la géochimie.

Dans ce travail, trois méthodes indissociables pour une bonne compréhension des phénomènes orogéniques ont été privilégiées : l'analyse structurale, l'étude des paragenèses métamorphiques et l'approche géochronologique. L'objectif principal est de dégager les grands traits structuraux, de dater les événements tectonométamorphiques et magmatiques, de proposer un modèle d'évolution géodynamique et de comparer le style de la déformation avec celui observé dans les chaînes modernes.

Du fait qu'il s'agit d'un orogène paléoprotérozoïque, il est important d'avoir à l'esprit les processus géodynamiques opérant actuellement et ceux mis en évidence dans les chaînes anciennes ainsi que les caractéristiques structurales et métamorphiques qui en découlent. Ces considérations font l'objet d'un bref chapitre introductif, le **chapitre 1**.

Le **chapitre 2** dresse un état des lieux des connaissances du Craton de Chine du Nord et présente les différents modèles proposés jusqu'alors pour l'évolution de la "Trans-North China Belt". Les problématiques de ce travail sont présentées à la fin de ce chapitre.

Le **chapitre 3** expose les résultats structuraux et géochronologiques de deux domaines, i) le domaine des massifs de Hengshan et Wutaishan et ii) le massif du Lüliangshan.

Une étude détaillée d'une métapélite échantillonnée dans le Massif du Wutaishan a permis de réaliser un chemin P-T-D-t (Pression-Température-Déformation-temps) présenté dans le **chapitre 4** et qui corrobore les résultats présentés dans le chapitre précédent.

Les **chapitres 5 et 6** présentent les résultats structuraux et géochronologiques des massifs limitrophes de la chaîne, permettant de comprendre les relations de la chaîne avec les blocs archéens Ouest et Est, respectivement.

Le **chapitre 7** fait la synthèse des résultats obtenus et présente un modèle d'évolution de la chaîne depuis le Néoarchéen jusqu'à la fin du Paléoprotérozoïque.

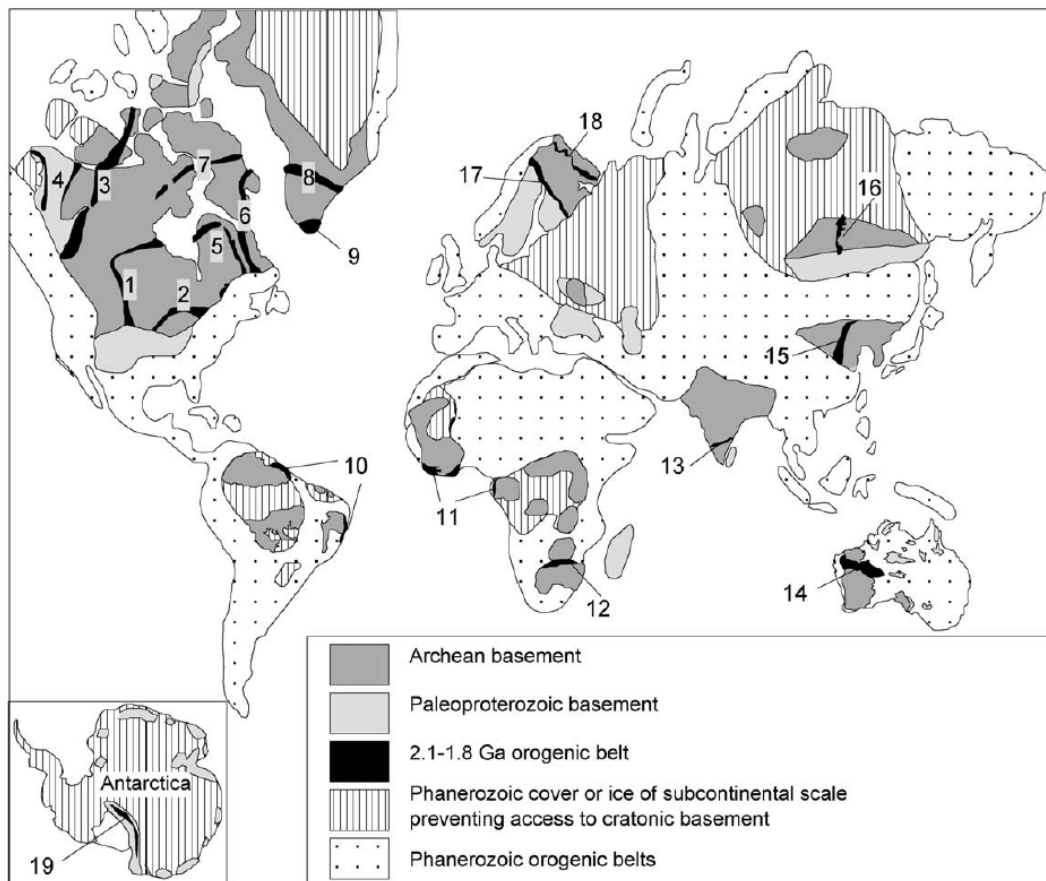


Fig. 0-1. Distribution spatiale des orogènes datés à 2.1- 1.8 Ga et des cratons archéens associés. 1 – Trans-Hudson Orogen; 2 – Penokean Orogen; 3 – Taltson – Thelon Orogen; 4 – Wopmay Orogen; 5 – Cape Smith –New Quebec Orogen; 6 – Torngat Orogen; 7 – Foxe Orogen; 8 – Nagssugtoqidian Orogen; 9 – Makkovikian – Ketilidian Orogen; 10 – Transamazonian Orogen; 11 – Eburnian Orogen; 12 – Limpopo Belt; 13 – Moyar Belt; 14 – Capricorn Orogen; **15 – Trans-North China Belt**; 16 – Central Aldan Belt; 17 – Svecofennian Orogen; 18 – Kola- Karelian Orogen; 19 – Transantarctic Orogen. D'après Zhao et al., 2002a.

Chapitre 1

La géodynamique au Paléoprotérozoïque,
période de transition

Chapitre 1

La géodynamique au Paléoprotérozoïque, période de transition

Le Paléoprotérozoïque est l'ère géologique débutant il y a 2500 Ma et se terminant vers 1600 Ma. Elle dure 900 Ma ce qui en fait l'ère la plus longue de l'échelle des temps géologiques (Fig. 1-1). A partir de la fin du Paléoprotérozoïque (<1600 Ma), la tectonique tangentielle, définie par des mouvements horizontaux de matière, est le processus principal qui sculpte les orogènes sur l'ensemble du globe. A cette tectonique moderne tangentielle, on oppose une tectonique archaïque, caractéristique des domaines archéens, définie par des mouvements verticaux de matière au sein de la lithosphère. Au Paléoprotérozoïque, certaines zones comme les boucliers baltique, canadien et du Groënland (Barbey et Raith, 1990 ; Lucas et al., 1994 ; Hajnal et al., 1995) témoignent d'une activité tectonique similaire aux processus collisionnels actuels. D'autres régions en revanche, ont enregistré des processus archaïques, tels qu'on peut les observer dans le craton d'Afrique de l'Ouest par exemple (Vidal et al., 1996 ; Pons et al., 1995 ; Mortaji et al., 2000). Le Paléoprotérozoïque représente donc une ère charnière dans l'évolution des processus géodynamiques terrestres et constitue la période de transition dans les mécanismes de déformation de la lithosphère continentale en contexte orogénique (e.g. Cagnard, 2005). Par conséquent, avant d'étudier une chaîne paléoprotérozoïque, telle que la chaîne "Trans-North China Belt", il convient de connaître les caractéristiques structurales et métamorphiques principales que l'on trouve aussi bien dans les domaines orogéniques modernes qu'anciens.

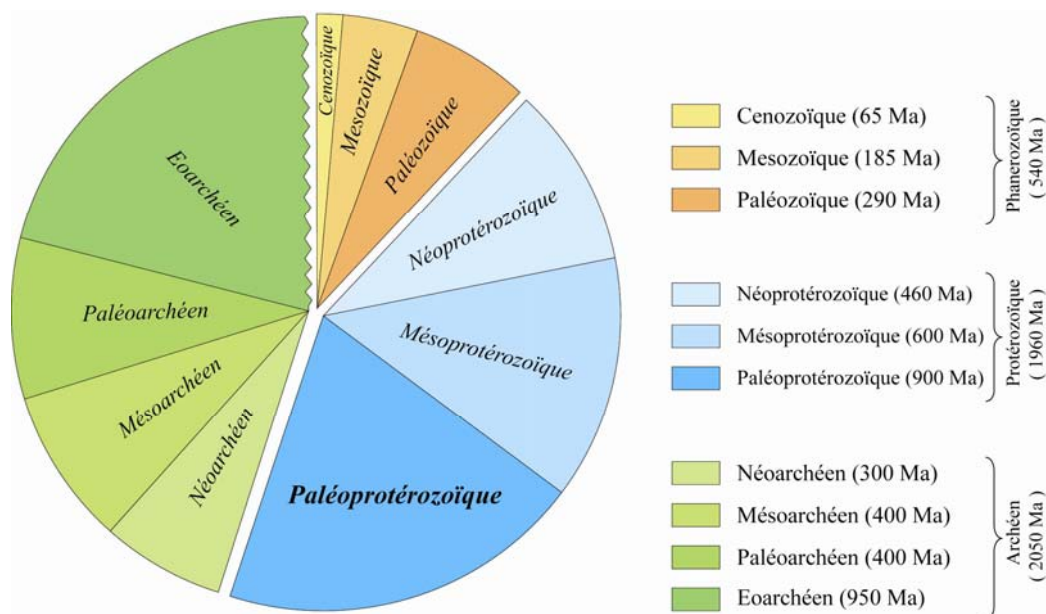


Fig. 1-1. Représentation graphique de l'échelle des temps géologiques illustrant l'importance du Paléoprotérozoïque dont la durée vaut 900 Ma. Modifié d'après Gradstein et al., 2004.

Les zones orogéniques qui résultent de la convergence des masses continentales sont affectées par de la déformation, du métamorphisme et du magmatisme. Les caractéristiques de la déformation finie observée dans les orogènes ne sont pas liées de manière simple et évidente aux forces relatives à la convergence des masses continentales (Vanderhaeghe et Teyssier, 2001). Dans ce chapitre nous rappelons brièvement les caractéristiques structurales et métamorphiques principales qui définissent le comportement de la lithosphère continentale impliquée dans une tectonique de type moderne et de type archaïque.

1. Gradients géothermiques et profils rhéologiques

Le style de déformation ainsi que les caractéristiques métamorphiques acquises par les roches pendant l'orogénèse sont fonction de la rhéologie (comportement mécanique) de la lithosphère. Les paramètres contrôlant la rhéologie de la lithosphère continentale sont la composition chimique des roches qui la constituent, la vitesse de déformation ($\dot{\epsilon}$), la pression, la pression fluide, la taille de grain des minéraux constitutifs des roches et la température. Cette dernière est le paramètre prépondérant dans le contrôle du comportement rhéologique de la lithosphère continentale (Davy, 1986). En effet, les changements de rhéologie en fonction de la profondeur dépendent du géotherme. Ils peuvent être illustrés par des profils rhéologiques (Fig. 1-2). Pour une même vitesse de déformation, plus le gradient géothermique est élevé, moins la lithosphère est résistante et moins la transition fragile-ductile est profonde (Fig. 1-2) (e.g. Dewey et al., 1986 dans Marshak, 1999).

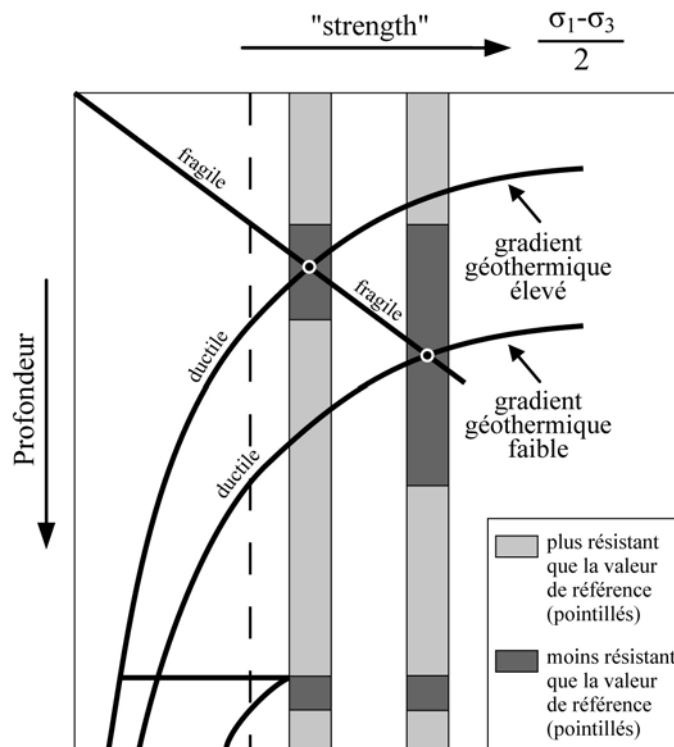


Fig. 1-2. Schémas illustrant les différences de rhéologie de la croûte continentale en fonction du géotherme. Une différence du gradient géothermique implique des différences dans l'épaisseur de la couche crustale résistante (définie ici comme la croûte ayant une résistance plus importante que celle indiquée par la ligne en pointillés). Aussi, pour un gradient géothermique élevé, la transition ductile-cassant apparaît pour des profondeurs plus faibles. Modifié d'après Dewey et al., 1986 dans Marshak, 1999.

Intuitivement, on conçoit facilement qu'au début de son histoire, la Terre possédait une plus grande quantité de sa chaleur primordiale (chaleur résiduelle de la Terre, chaleur latente d'accrétion et de cristallisation ; Smith, 1981) ainsi qu'une plus grande quantité d'éléments radioactifs qu'aujourd'hui. La désintégration des éléments radioactifs de longue période K^{40} , Th^{232} , U^{235} produisait trois fois plus de chaleur au début de l'Archéen et 1.8 fois plus au début du Paléoprotérozoïque qu'aujourd'hui (Fig. 1-3, Richter, 1984). Ainsi, la plupart des auteurs acceptent le fait que le manteau supérieur était plus chaud à l'Archéen (e.g. Thompson, 1984 ; Richter, 1985). Ceci est notamment bien illustré par la grande abondance à l'Archéen des komatiites, laves riches en MgO (Arndt et Nisbet, 1982) ayant une température d'éruption élevée (~1600°C) et impliquant des températures du manteau supérieur de 1600°C voir 2000°C (Nisbet et al., 1993).

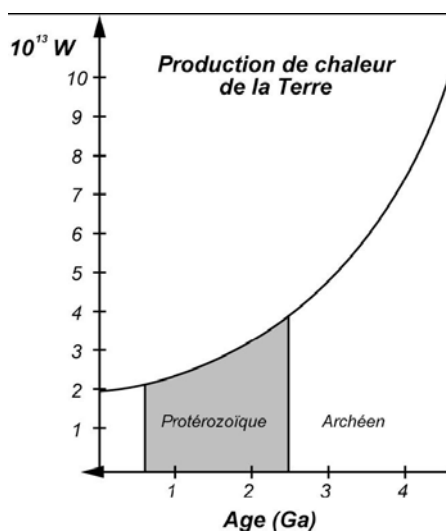


Fig. 1-3. Evolution de la production de chaleur issue de la désintégration d'éléments radioactifs en fonction du temps. Modifié d'après Pelletier, 2001 dans Cagnard, 2005.

Pour les estimations des gradients géothermiques continentaux précambriens, on trouve des valeurs très élevées (~50-70°C/km; Fyfe, 1973; Condie, 1994), légèrement plus élevées (+100°C à 35 km; Davies, 1979; Pinet et al., 1991) ou comparables à l'actuel (Cheng et al., 2002; England et Bickle, 1984). Les chercheurs suggérant que la croûte n'était pas sensiblement plus chaude quand elle était plus jeune pensent que les jeunes continents étaient édifiés au-dessus d'une épaisse racine lithosphérique les isolant thermiquement du manteau supérieur sous-jacent. (e.g. Davies, 1979; Bickle, 1986; Sandiford, 1989 dans Marshak, 1999). Cependant, l'apport de chaleur lié au magmatisme n'est pas pris en compte dans la plupart des estimations de ces gradients géothermiques (Chardon, 1997). Or, la période précambrienne est une période de forte production magmatique et de croissance crustale importante. La croûte nouvellement produite, appelée "croûte juvénile", peut provenir de la fusion mantellique au niveau i) des zones de subduction (Dewey and Horsfiel 1970; Ringwood, 1974) ou ii) des plumes en domaines intraplaques océaniques ou continentaux (Kröner and Layer, 1992; Malloe, 1982, Stein and Hoffman, 1994).

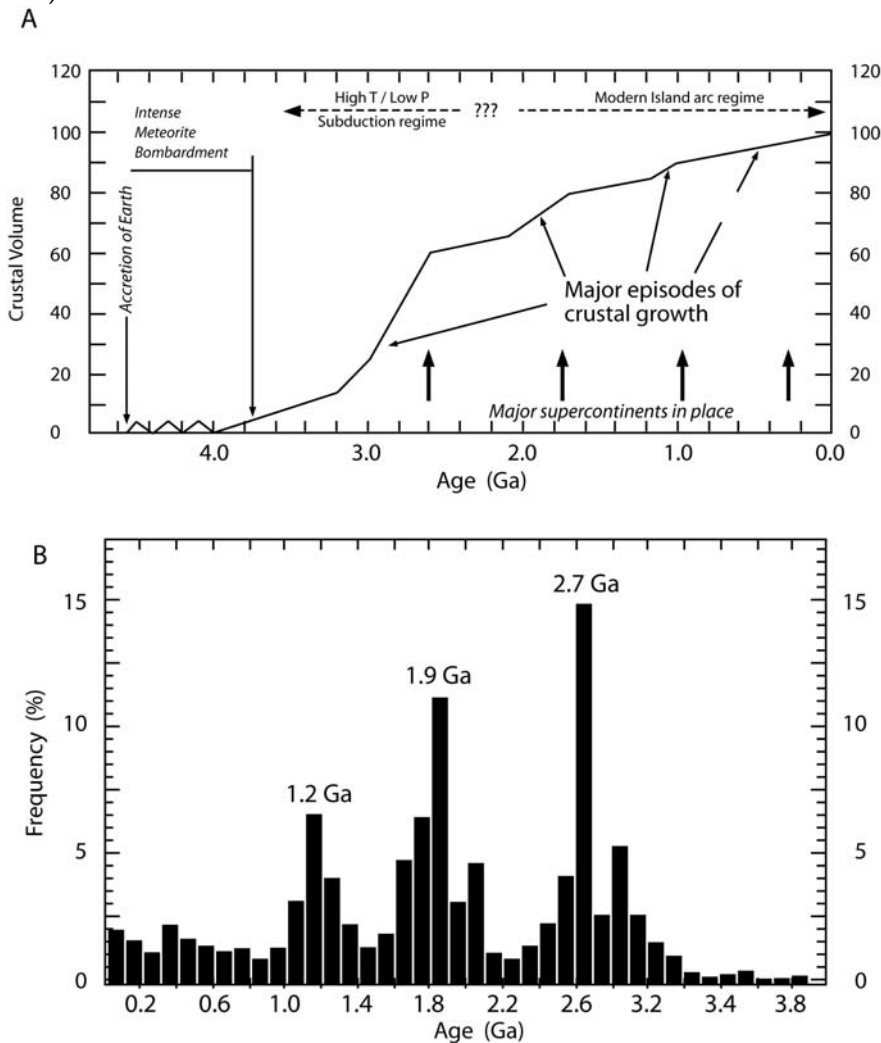


Fig. 1-4. Modèles d'évolution de la croissance crustale d'après (A) Taylor and McLennan, 1995 et (B) Condie, 1998.

Selon les modèles, l'essentiel de la croissance crustale à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque s'est opéré de façon continue ou au cours de pics de croissance, (Fig. 1-4; Fyfe, 1978; Armstrong, 1981; Reymer and Schubert, 1984; Taylor and McLennan, 1995; Condie, 1994, 1998). Ceci est accord avec la forte activité mantellique et la plus grande proportion de plumes mantelliques identifiée à ces périodes (Reymer and Schubert, 1984 ; Campbell et al., 1989). Condie (1998) souligne l'importance de la production de magma au Paléoprotérozoïque et à l'Archéen en estimant que 39% et 36% de la croûte continentale ont été formés au cours de ces deux périodes, respectivement (Figure 1-5).

Le gradient géothermique élevé et la forte croissance crustale au Paléoprotérozoïque suggèrent, qu'à cette période, la lithosphère continentale avait une rhéologie différente de son homologue actuelle. En effet, la lithosphère Paléoprotérozoïque est parfois qualifiée de « molle » en comparaison avec la lithosphère récente (Cagnard, 2005). Ces considérations sont très importantes à prendre en compte lorsqu'on étudie la structure et l'histoire tectonique d'une chaîne paléoprotérozoïque telle que "la Trans-North China Belt".

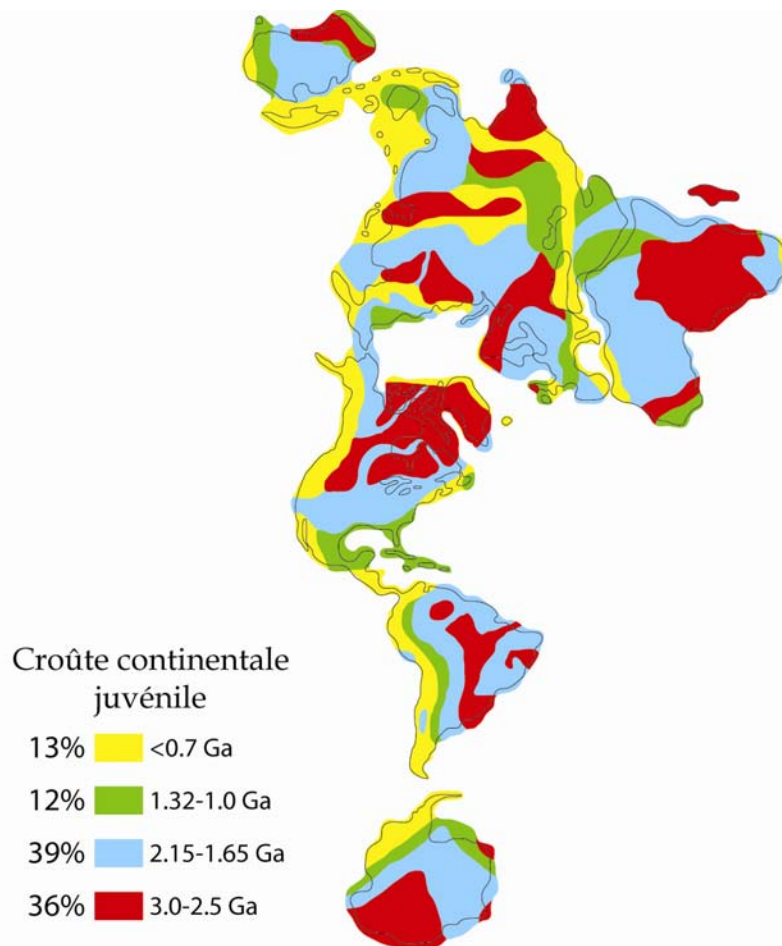


Fig. 1-5. Carte des continents illustrant la distribution de la croûte juvénile (modifié d'après Condie, 1998).

2. Les grands traits de la déformation continentale en domaine orogénique

Les chaînes de collision modernes sont caractérisées par une localisation de la déformation dans la lithosphère, avec le développement de zones de cisaillement (chevauchement ou détachement) d'échelle crustale ou lithosphérique. Du fait d'un fort gradient géothermique, les lithosphères juvéniles montrent une plus faible résistance mécanique et sont notamment plus sensibles aux forces de volumes. Cependant, Choukroune et al. (1995) remarquent que beaucoup de caractéristiques structurales sont communes aux périodes anciennes (Archéen) et actuelles mais que les échelles de ces structures sont différentes. Indépendamment de l'âge, trois grands types de structures crustales sont impliquées dans la déformation continentale : i) les nappes et chevauchements, ii) les dômes au sens large et iii) les décrochements. Chacune de ces structures a été observée sur notre zone d'étude. Ci-après nous définissons brièvement ces trois éléments structuraux caractérisés par des champs de déformation propres.

2.1. Les nappes et chevauchements

Les nappes définissent la tectonique tangentielle épaisissante et leur identification dans les chaînes anciennes est primordiale pour discuter des comportements lithosphériques. Il existe plusieurs types de nappes qui peuvent rendre compte d'un épaissement et sont caractérisés par des champs de déformation différents (Merle, 1986, 1989). Le type le plus fréquent, et la plus caractéristique de l'épaississement est la nappe correspondant à un champ de déformation combinant glissement ductile et poussée arrière (Merle, 1989). Elles affectent aussi bien des terrains superficiels sédimentaires que des zones profondes au comportement ductile. Dans les conditions ductiles, la foliation interne aux nappes est horizontale et parallèle à la zone mylonitique définissant la base de la nappe. La foliation porte généralement une linéation minérale ou d'allongement parallèle à la direction de déplacement des nappes.

En profondeur, de telles structures sont mises en évidence grâce aux outils géophysiques tels que la sismique réflexion profonde. L'interprétation faite par Matte (1986), des profils ECORS qui traversent la chaîne varisque depuis les Ardennes jusqu'au sud du Bassin aquitain, illustre très bien l'importance de la mise en place de nappes dans l'épaississement crustal au sein des orogènes modernes (Fig. 1-6). Notons que la mise en place de nappes n'est pas le seul mécanisme possible responsable de l'épaississement crustal qui peut s'effectuer par serrage coaxial avec allongement vertical ou être lié à un magmatisme important. Les profils réalisés par sismique réflexion dans la Province Supérieure du bouclier canadien archéen témoignent d'une tectonique tangentielle avec développement de contacts à faible pendage voir horizontaux (Fig. 1-7). Les foliations horizontales se développant dans des terrains de haut grade sont souvent interprétées comme le résultat de la mise en place de nappes (e.g. Nironen, 1999; Väisänen and Höllta, 1999). Dans les

Svécofennides, Cagnard et al. (2007) discutent de la véracité de l'interprétation de telles foliations plates en termes de tectonique tangentielle. Ces auteurs soulignent notamment le fait que les fabriques planaires horizontales portent souvent des linéations d'étirement dont la direction forme un angle fort avec la direction de convergence et montrent que l'absence de critères de cisaillement non-équivoques est en contradiction avec une tectonique tangentielle épaississante. En outre, il est nécessaire de savoir quand est acquise l'anisotropie à faible pendage. Dans la chaîne varisque, par exemple, les profils ECORS imagent une croûte inférieure litée, formée dans les conditions du faciès des granulites de haute température pendant le désépaississement et non pas pendant la mise en place des nappes.

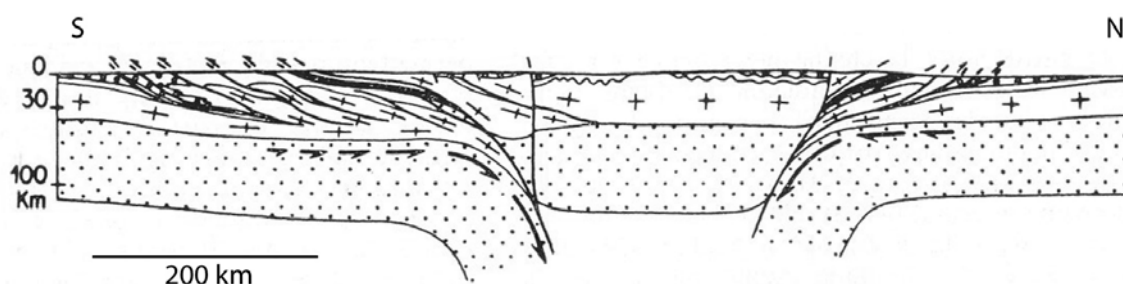


Fig. 1-6. Coupe d'échelle lithosphérique de la chaîne varisque, depuis les Ardennes au Nord jusqu'au bassin Aquitain au Sud, dessinée après interprétation d'un profil ECORS (Matte, 1986).

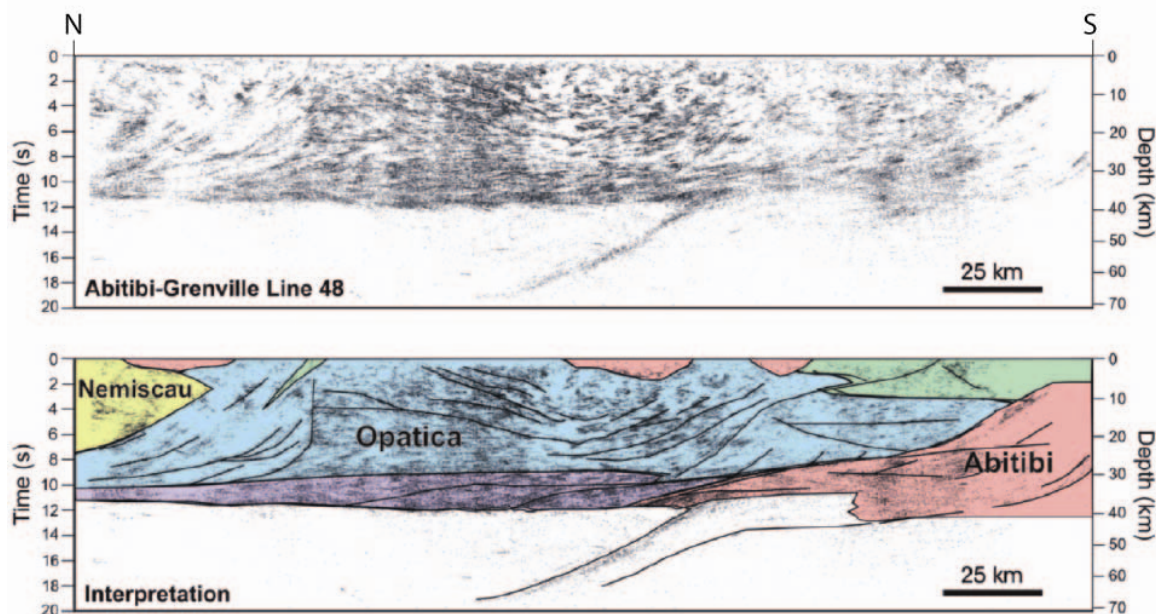


Fig. 1-7. Haut : Profil sismique traversant la chaîne de l'Opatoca Province Supérieure du sud-est, Canada. Bas : Interprétation du profil sismique. La coupe montre la signature d'une collision entre un arc océanique (Sous-province de l'Abitibi) et un bloc continental plus ancien (la chaîne Opatoca). La zone de subduction est conservée sous forme d'un "slab" de croûte océanique fossile. Les caractéristiques sont identiques à celles observées dans les orogènes de collision modernes. Couleurs : vert, ceinture de roche verte ; rose, plutons ; bleu, gneiss tonalitique et croûte moyenne à inférieure de la ceinture de l'Opatoca ; jaune, roches métasédimentaires de la subprovince de Nemiscau. Les traits pleins indiquent les contacts tectoniques majeurs supposés. Modifié d'après Calvert et al., 1995 dans Carwood et al., 2006.

2.2. Les dômes migmatitiques

Plusieurs mécanismes sont responsables de la formation des dômes (e.g. Yin, 2004). Comme ces dômes sont dus à la remontée de matériel crustal, ils sont très souvent associés à de la fusion partielle et à du plutonisme. Communément, le cœur de ces dômes est constitué de migmatites et de granites d'anatexie. Les dômes migmatitiques sont des objets ubiquistes des zones orogéniques récentes ou anciennes.

Le réchauffement dû à l'épaississement crustal entraîne une fusion crustale, et une baisse de la densité des roches. Naissent alors des instabilités gravitaires dites de Raleigh-Taylor (Raleigh, 1883 dans Choukroune, 1995). La remontée de matériel peu dense est alors induite par des forces de volume (intrinsèques à l'objet considéré).

Cependant, les forces de volume ne sont pas les seules forces responsables de la mise en place des dômes mais elles s'ajoutent la plupart du temps aux forces dites de surface résultant du champ de contrainte régional (e.g. Brun and Pons, 1981). De façon simple, on distingue quatre mécanismes :

i) diapirisme seul, à l'origine de la formation de dômes de sel (e.g. Scheck et al., 2003) et de la mise en place des batholites granitiques.

ii) diapirisme dans un régime en compression (e.g., Burg et al., 1984 ; Amato et al., 1994), comme par exemple les dômes migmatitiques kilométriques du sud Karakorum (Himalaya occidentale, Pakistan) (Maheo et al., 2004).

iii) diapirisme dans un régime en extension, dont les exemples types sont les "Metamorphic Core Complex" (MCC ; Davies et Coney, 1979) se formant suite à la combinaison de l'ascension par flottabilité de roches partiellement fondues et d'un boudinage d'échelle crustale (Brun et van den Driessche, 1994 ; Vanderhaeghe et Teyssier, 1997).

iv) diapirisme dans un régime coulissant, comme par exemple la mise place de magma granodioritique d'âge birimien dans un champ de déformation en décrochement, en Afrique de l'ouest (Pons et al., 1995).

Ces mécanismes sont à l'origine de la remontée de matériel crustal partiellement fondu (migmatites) ou totalement fondu (plutons) qui acquiert une foliation contemporaine de la cristallisation des liquides magmatiques. Par définition, les dômes sont définis par une foliation orientée de façon concentrique avec un pendage vers l'extérieur du dôme. Cependant, la foliation peut aussi dessiner des structures internes complexes. La linéation et la foliation qui la porte, ainsi que les critères de cisaillement, sont des indicateurs du champ de déformation dans lequel le dôme migmatitique se met en place. Dans les structures liées au diapirisme et à la mise en place de dômes migmatitiques, il existe une grande variabilité spatiale et temporelle de la forme de l'ellipsoïde de déformation (Whitney et al., 2004). Certaines caractéristiques structurales permettent néanmoins de connaître le mécanisme à l'origine de ces dômes. Par exemple, les "Metamorphic Core Complexes", qui sont le résultat de l'interférence entre diapirisme et extension, se forment sous l'effet de la déformation amincissante. Celle-ci entraîne une remontée de la partie profonde de la croûte et par conséquent sa fusion partielle à

l'origine des migmatites occupant le cœur des dômes. Ils sont typiquement caractérisés par un décollement se développant à l'interface dôme-couverture. Ce dernier est le siège d'une déformation hétérogène avec une forte composante non coaxiale, tandis qu'au cœur du dôme migmatitique, la déformation est coaxiale (Fig. 1-8).

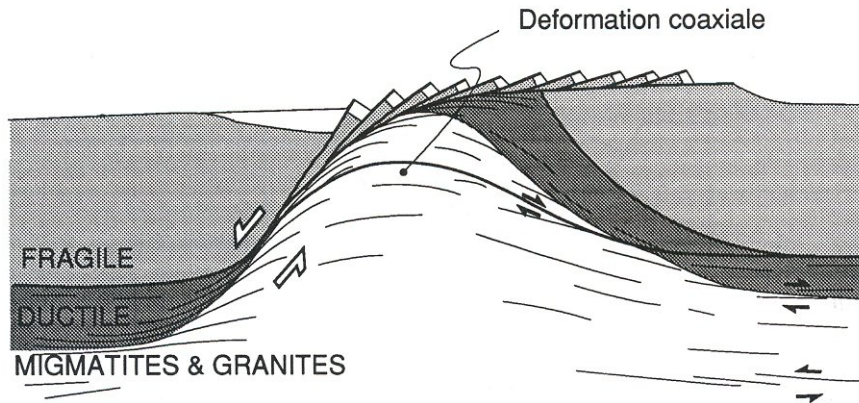


Fig. 1-8. Modèle conceptuel de déformation en amincissement crustal aboutissant à la formation d'un dôme migmatitique (Brun et van der Driessche, 1994)

Aux dômes migmatitiques rencontrés dans les chaînes modernes on oppose les dômes observés dans les domaines archéens au sein de structures en "dôme-et-bassin" qui résultent principalement du jeu des forces de volume.

Il est très difficile de classer génétiquement les dômes migmatitiques du fait des interférences des divers champs de déformation qui sont à leur origine. En outre, la mise en place d'un dôme peut être parfois contrôlée par la réactivation de structures anciennes (e.g. Marshak et al., 1998). Retenons que l'étude du champ de déformation des dômes permet de préciser la nature du champ de déformation régional dans lequel ils se sont mis en place, et d'estimer la proportion relative des forces de volume et des forces de surface. Ceci dans le but de discuter de la nature de la tectonique (archaïque ou moderne) responsable de la formation des dômes. Cependant, les informations structurales ne suffisent pas toujours et la construction des chemins P-T est indispensable pour caractériser l'évolution des dômes.

2.3. Les domaines en "dôme-et-bassin" archéens

Les domaines en "dôme-et-bassin" définissent la plupart des régions archéennes. Affleurant sur des surfaces pouvant atteindre plusieurs centaines de milliers de kilomètres carrés, ces domaines sont constitués d'une succession de dômes de granite et gneiss souvent migmatitiques entre lesquels sont piégés des bassins de roches supracrustales, les ceintures de roches vertes (Goodwin, 1981). Les dômes varient en taille de quelques centaines à quelques dizaines de kilomètres de diamètre. Plusieurs mécanismes sont proposés pour rendre compte de cette

géométrie particulière sur de grandes superficies : i) ceux privilégiant les forces de surfaces (ou forces aux limites) et ii) ceux privilégiant les forces de volume : En contexte de compression, certains modèles suggèrent une interférence de plis née de la succession d'au moins deux phases compressives définies par des directions de raccourcissement perpendiculaires (e.g. Blewett, 2002). En contexte d'extension post-orogéniques certains auteurs appliquent le modèle des "Metamorphic Core Complexes" pour rendre compte de la géométrie en "dôme-et-bassin" (Sawyer et Barnes, 1994 ; Kusky, 1993, Kloppenburg et al., 2001). Cependant la juxtaposition de roches de haut grade métamorphique et de faible degré métamorphique, caractéristique des MCC, est rarement observée.

Enfin, un mécanisme impliquant une extension pré-orogénique, à l'origine de la formation de bassin, suivie par une compression permettant le développement de chevauchements imbriqués, a été proposé pour expliquer la géométrie en "dôme-et-bassin" dans le craton du Ylgarn (Hammond et Nisbet, 1992 dans Choukroune et al., 1997).

Communément, les structures en "dôme-et-bassin" sont plutôt interprétées en termes d'instabilité gravitaire, liées aux forces de volume. En effet, de nombreuses modélisations analogiques confirment les données structurales de terrain (Bouhallier et al., 1993 ; Chardon et al., 1996). La surcharge de roches denses provoque une instabilité gravitaire à l'origine de l'enfoncement de ces roches, appelé "sagduction" et la remontée des granitoïdes peu denses (Anhaeusser et al., 1969, Bouhallier et al., 1995, Chardon et al., 1996, 1998, van Kranendonk et al., 2004). Ces mouvements verticaux s'accommodent le long de zones de cisaillement verticales en bordure des dômes, caractérisées par une déformation intense et une linéation souvent à fort plongement. En outre, les trajectoires de foliation définissent des points triples situés entre ou à la terminaison des dômes et vers lesquels la linéation d'étirement converge (Bouhallier et al., 1993, 1995 ; Chardon et al., 1996). Les fabriques planaires verticales et horizontales sont développées en bordure et au toit des dômes, respectivement. Les fabriques au cœur des dômes sont peu développées. La déformation non-coaxiale est localisée à l'interface entre les granitoïdes des dômes et les roches supracrustales des bassins et témoigne systématiquement d'un enfoncement de ces dernières (e.g. Bouhallier et al., 1993).

La partie orientale du Craton de Pilbara (Australie) est un exemple typique d'une architecture en "dôme-et-bassin" formée uniquement en réponse à des instabilités gravitaires. Les dômes de granitoïdes ne présentent aucune orientation préférentielle et les roches supracrustales, autochtones, ne sont jamais perturbées par des failles ou des chevauchements horizontaux (van Kranendonk et al., 2002, 2004 ; Hickman, 2004).

Dans la majorité des cas cependant, l'événement diapirique à l'origine des domaines en "dôme-et-bassin" est contemporain d'un raccourcissement régional. Les dômes ne sont pas circulaires mais montrent une orientation préférentielle. Dans la région de Gundlupet, Craton du Darwar (Inde du Sud), les bassins de roches supracrustales sont elliptiques et les dômes sont linéaires (Fig. 1-9 ; Bouhallier, 1995). C'est aussi le cas dans le bouclier de Man en Afrique de l'Ouest (Choukroune et al., 1995). Outre l'ellipticité des dômes, le raccourcissement régional a pour effet de

modifier l'allure du pitch de la linéation d'étirement maximum. Celui-ci n'est plus à 90°, lorsqu'il est porté par une foliation proche de la perpendiculaire à la direction de raccourcissement régional (Bouhallier et al., 1995).

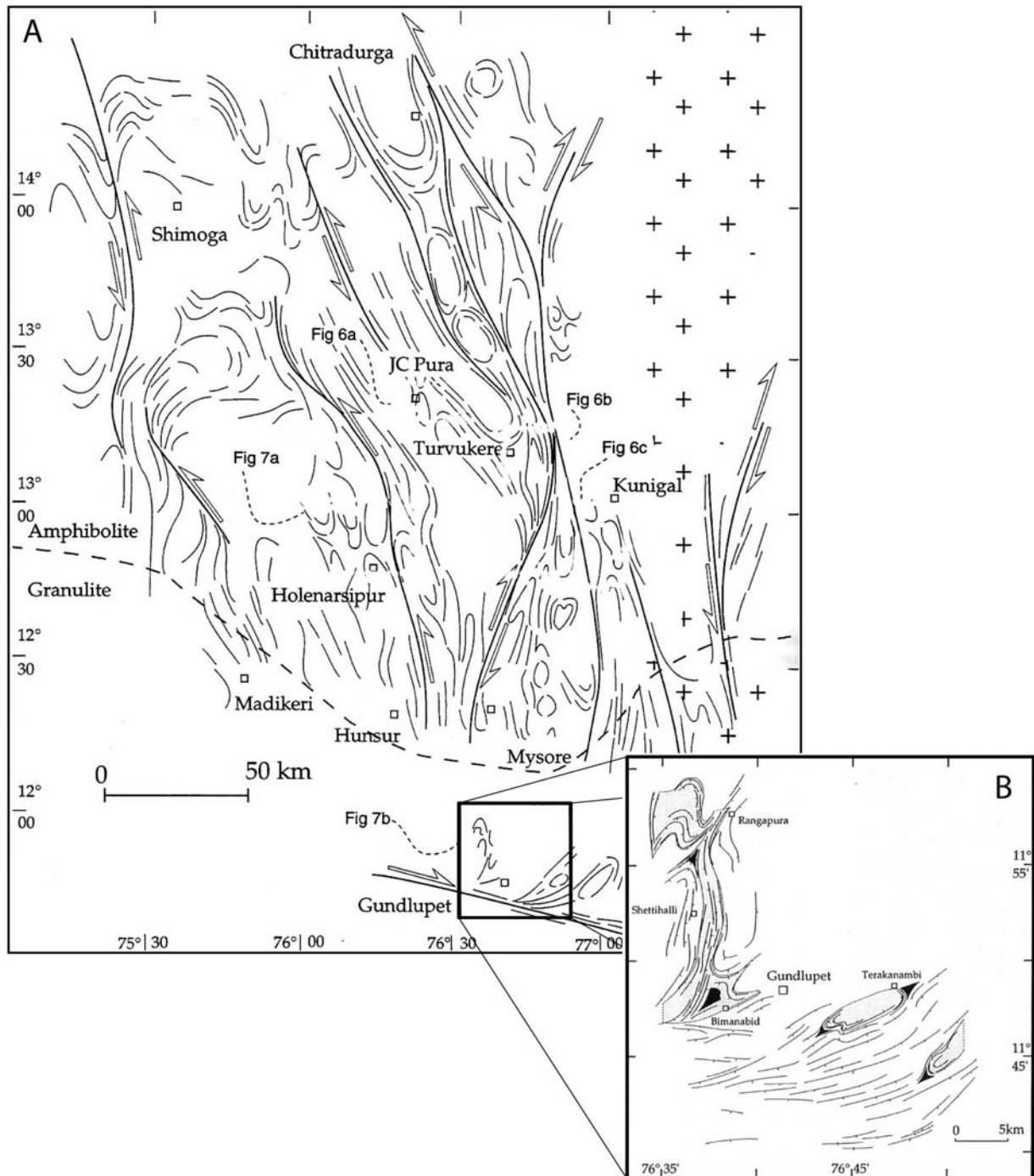


Fig. 1-9. Carte structurale de la partie occidentale du Craton du Darwar, Karnataka, Inde du Sud ; modifié d'après Bouhallier (1995). Les tracés curvilignes représentent les trajectoires de la foliation, les tracés en gras accompagnés des flèches représentent les cisaillements décrochants majeurs. B : Carte des trajectoires de foliation dans la région de Gundlupet.

2.4. Les décrochements

Tous les domaines orogéniques, qu'ils soient récents ou anciens, sont accidentés par de multiples décrochements. Ces accidents cisailants possèdent un champ de déformation particulier caractérisé par des directions d'allongement X et de raccourcissement Z horizontales, Y vertical et une déformation non-coaxiale. Une composante supplémentaire, en raccourcissement ou en allongement, s'ajoute souvent à la déformation cisailante, on parle alors de transpression et de transtension, respectivement.

Les décrochements se produisent à toutes les échelles. Ils peuvent être d'échelle continentale, comme la faille de l'Alting Tag, longue de 1600 km, développée en conséquence de la collision himalayenne (e.g. Peltzer et al., 1989). D'autres, de taille plus modeste et de faible rejet, constituent le seul indice de faible compression affectant certains avant-pays, comme par exemple le réseau de décrochement affectant le Jurassique des Causses suite à la tectonique pyrénéenne (Mattauer, 1980). Les décrochements sont beaucoup plus développés dans les domaines orogéniques anciens que modernes, en particulier ils sont étroitement associés aux domaines en "dôme-et-bassin" et sont les sites privilégiés d'accommodation des déplacements horizontaux, puisque les failles normales ou chevauchements plats sont souvent absents.

A titre d'exemple, Platt (1980) propose que les ceintures de roches vertes de la province du Yilgarn se soient développées sous forme de bassins intracontinentaux transpressifs dans lesquels les structures en "dôme-et-bassin" et des plis en échelons se sont développés de façon contemporaine.

Dans le craton du Darwar, Inde du Sud, deux familles de cisaillements décrochants, dextres (N160E) et senestres (N20E) s'organisent en un réseau anastomosé distribué de façon homogène (Fig. 1-9). La géométrie et la cinématique de ces décrochements impliquent une direction de raccourcissement régional Est-Ouest (Drury et al., 1984 dans Bouhallier, 1995).

L'étude des décrochements, leur relation avec les autres types de structures et notamment les dômes migmatitiques, leur distribution spatiale, à savoir s'ils sont isolés ou organisés en réseau anastomosé, peuvent permettre d'appréhender le style tectonique, archaïque ou moderne.

3. Les caractéristiques métamorphiques des domaines orogéniques

Le métamorphisme et les chemins P-T-t suivis par les roches au cours d'une orogénèse sont directement dépendants i) du géotherme global de la lithosphère et ii) des structures nées de la déformation et qui vont perturber ce géotherme.

3.1. Evolution des caractéristiques métamorphiques au cours de l'histoire terrestre

Dans les chaînes de collision modernes, les déplacements de matières liés à la déformation sont beaucoup plus rapides que les transferts de chaleur au sein de la lithosphère. C'est la raison pour laquelle le gradient géothermique ne cesse de croître depuis les stades précoces de la convergence jusqu'aux stades tardifs du désépaissement crustal jalonnant l'histoire d'une chaîne moderne. Une caractéristique importante des chaînes de collision est l'existence de témoins métamorphiques des stades précoces appartenant à la suite de faciès Fransiscain (faciès des schistes bleus et faciès des éclogites) formée dans un gradient de pression-température élevé. Les paragenèses de ces roches peuvent même dans certain cas avoir enregistré des conditions de très faible température (éclogite à lawsonite ; e.g. Pawley, 1994; Schmidt and Poli, 1998; Okamoto and Maruyama, 1999) ou de ultra-haute pression (éclogite à coésite ; Chopin, 1984). Des mécanismes remarquables mais encore assez mal compris, d'exhumation rapide permettent à ces roches de retourner en surface en préservant une paragenèse éclogitique, empêchant la rééquilibration des géothermes perturbés par la subduction et la surimposition d'un métamorphisme dans le faciès des granulites (Hacker et al., 2000). En outre, l'absence de fluide est nécessaire pour éviter toute rétro-morphose au cours de l'exhumation.

Les domaines archéens sont en général caractérisés par un métamorphisme dans le faciès des granulites avec des conditions de basses à moyennes pressions (BP-MP) pour des températures élevées (HT) (Fig. 1-10A). D'autre part, les déterminations P-T-t révèlent que les terrains archéens sont caractérisés par des chemins antihoraires souvent isobares, interprétés comme reflétant l'accumulation ou l'intrusion de magmas basiques dérivés du manteau. Cependant, dans les domaines en dôme-et-bassin archéens, les roches supracrustales des ceintures de roches vertes ont enregistré une évolution métamorphique exprimée par le passage du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites, témoignant de leur enfouissement, qui reste cependant limité. En effet, Collins et al. (2004) soulignent que les roches ayant préservé des paragenèses métamorphiques typiques du faciès des éclogites sont absentes de l'Archéen. Ceci suggère qu'à cette époque, soit i) les conditions P-T nécessaires à la formation des paragenèses éclogitiques n'étaient pas réunies, soit ii) les processus rapides d'exhumation assurant leur préservation n'existaient pas ou iii) tous les exemples d'éclogites préexistants ont été repris par des événements tectoniques ultérieurs (Collins et al., 2004).

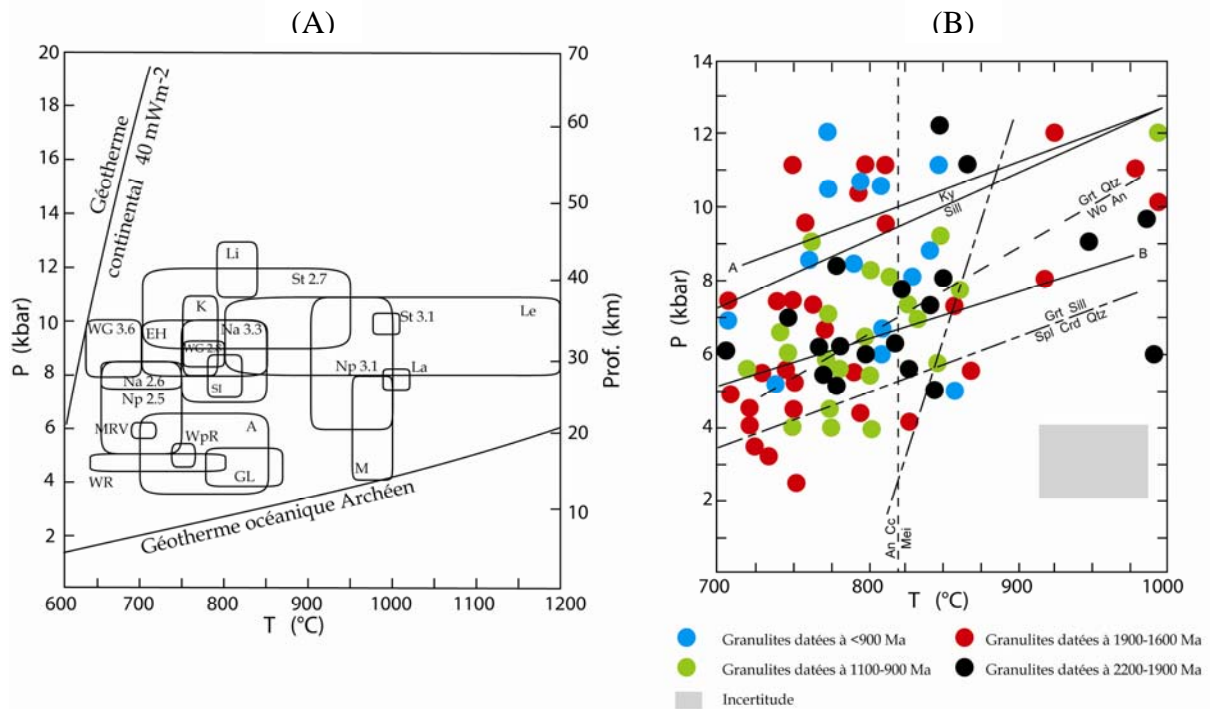


Fig. 1-10. Diagrammes P-T représentant les conditions pression-température enregistrées dans des granulites archéennes (A) et protérozoïques (B). (A) : Localisations : A : Ashuanipi (province Supérieure) ; EH : Hebei (Chine de l'Est) ; GL : Ghost lac (province des Esclaves) ; K : Kapuskasing (province Supérieure) ; La : Labwor Hills (Ouganda) ; Le : Lewisian complex (Ecosse) ; Li : chaîne du Limpopo (Afrique du Sud, Zimbabwe) ; M : block de Minto (province Supérieure) ; MRV : Minnesota River Valley ; Na : Narryer gneiss complex (province du Yilgarn) ; Np : Napier complex (Antarctique) ; SI : Inde du Sud ; St : Stanovik complex (Sibérie) ; WG : Groënland occidental ; WpR : Winnipeg River (province Supérieure) ; WR : Wind River Range (Wyoming, USA). Géotherme océanique archéen de Davies (1992) basé sur une production de chaleur dans la lithosphère deux fois supérieure à la production actuelle. Le géotherme continental est celui de Boyd et al. (1985) et tient compte de la stabilité du diamant à l'intérieur de la lithosphère continentale. Modifié d'après Percival, 1994. (B) : modifié d'après Harley, 1992, dans Cagnard, 2005.

Au Paléoprotérozoïque, comme à l'Archéen, les conditions métamorphiques communément enregistrées par les roches témoignent d'un métamorphisme granulitique de type MP-BP/HT (Fig. 1-10B). Contrairement aux domaines archéens, les chaînes paléoprotérozoïques contiennent des roches écloïtiques (Fig. 1-11 ; Maruyama et al., 1996; et références suivantes). Zhao et al. (2001b) et O'Brien et al. (2005) ont décrit des écloïtes rétro-morphosées en granulites basiques de haute pression datées vers 1850 Ma dans le Massif du Hengshan ("Trans-North China Belt"). Des roches appartenant au faciès des écloïtes, dont des métapélites à disthène (< 1.8 GPa, ~750 °C) âgées d'environ 2000 Ma ont été décrites dans la chaîne Usagaran (Möller et al., 1995, Collins et al., 2004). Des écloïtes ayant enregistré des conditions P-T de ~1.2 GPa et 650-700 °C et datées à 1905-1880 Ma ont été décrites dans la ceinture de granulite de Lapland (Finlande) (Tuisku and Huhma, 1998). Des écloïtes rétro-morphosées et des granulites de haute pression ont été datées vers 1900 Ma, respectivement dans le bouclier Aldan (Smelov and Beryozkin, 1993) et dans la ceinture du Snowbird (Canada ; Baldwin et al., 2003). Parmi ces exemples, les

éclogites de la chaîne Usagaran sont les seules à avoir préservé un assemblage écolitique primaire avéré (Möller et al., 1995).

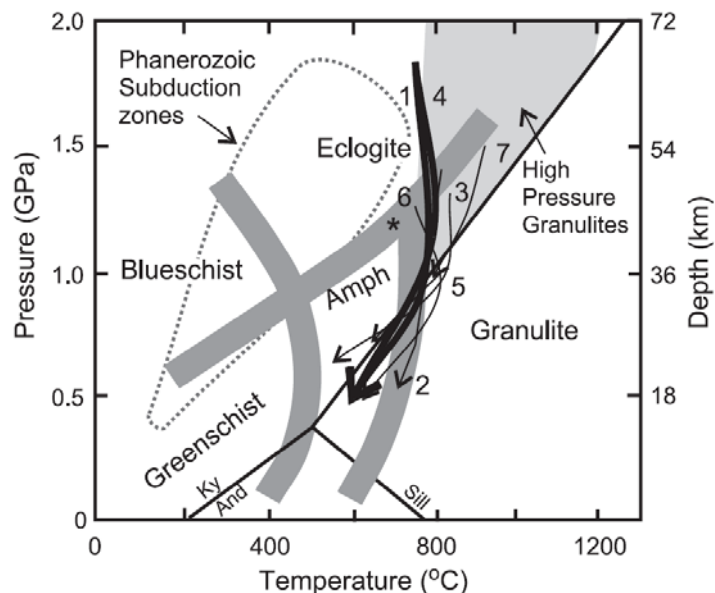


Fig. 1-11. Diagramme P-T dans lequel sont reportés les chemins des écolites et granulites de haute pression Paléoprotérozoïques. Modifié d'après O'Brien et Rötzler, 2003, dans Collins et al., 2004. 1 = Usagaran Belt, Tanzania (Möller et al., 1995; Herms, 2002); 2 = Hengshan Belt, China (Zhao et al., 2001b); 3 = Sanggan Belt, China (Guo et al., 2002); 4 = Bendian Belt, Tanzania (Sklyarov et al., 1998); 5 = Jianping Belt, China (Wei et al., 2001); 6 = Sare Sang, Badakhshan Block, Afghanistan (Faryad, 1999); 7 = Snowbird tectonic zone, Canada (Baldwin et al., 2003); * = Lapland Granulite Belt (Tuisku et Huhma, 1998). Les flèches en gras représentent les chemins P-T proposés pour les écolites de la chaîne Usagaran. Les champs de condition P-T des différents faciès métamorphiques et des zones de subduction sont d'après Spear (1993). Le champ des conditions P-T des granulites de haute pression sont d'après O'Brien et Rotzler (2003).

3.2. Modifications des caractéristiques métamorphiques liées aux structures

Précédemment, nous avons décrit brièvement les principales structures rencontrées dans les orogènes aussi bien de collision que d'accrétion, modernes et anciens. La formation de structures telles que des nappes, des dômes ou des décrochements s'accompagne d'un changement des conditions P-T enregistrées par les roches. Réciproquement, les trajets métamorphiques des roches renseignent sur la nature de la déformation et des structures au sein desquelles elles ont été impliquées.

Dans le cas des chaînes de collision modernes, le jeu des chevauchements ou des failles de détachement entraîne la juxtaposition d'unités tectoniques caractérisées par des conditions P-T très différentes. Par conséquent, des sauts métamorphiques peuvent être mis en évidence, de part et d'autre de ces grands accidents ductiles. De telles observations sont un critère discriminant dans l'interprétation des structures observées dans les orogènes anciens. Par exemple, Cagnard et al. (2007) suggèrent que les foliations horizontales observées dans les Svécofennides (~1.89 Ga), et

interprétées comme le résultat de la mise en place de nappes (e.g. Väisänen and Höllta, 1999), ne peuvent pas s'expliquer par le fonctionnement de structures liées à la tectonique tangentielle telles que des chevauchements ou des détachements car les roches ont été métamorphisées dans le faciès des granulites (HT-BP) de façon homogène et sur de grandes distances, sans saut de pression ou de température. En outre, des rééquilibrations thermiques sont souvent associées à la mise en place des nappes et chevauchements synmétamorphes induisant un métamorphisme inverse tel qu'on peut l'observer dans la chaîne himalayenne de part et d'autre du MCT (Lefort, 1986 ; Lefort et al., 1987).

Les dômes migmatitiques sont aussi des structures caractérisées par une évolution métamorphique particulière. En général, les roches situées au cœur des dômes ont enregistré une chute de pression sans modification de température (remontée adiabatique). La décompression adiabatique peut résulter de plusieurs mécanismes dont l'amincissement crustal (fluage latéral) et le diapirisme (fluage vertical) ou un couplage des deux (Teyssier and Whitney, 2002).

Enfin, les décrochements n'impliquant pas de mouvements verticaux, les conditions de pression et température sont fonction de la profondeur à laquelle ils ont été actifs (Choukroune et al., 1995). Lorsqu'elles sont d'échelle lithosphérique, ces structures peuvent être le siège d'un métamorphisme de haute température et basse pression lié à une forte production de chaleur par friction comme par exemple le long de la zone faillée du Fleuve Rouge (Leloup et al., 1999). Cependant le seul mécanisme de friction ne permet pas d'expliquer l'augmentation de chaleur. Un transfert de chaleur depuis le manteau lithosphérique vers la surface, par conduction, remontée de fluides et magmas syntectoniques, joue un rôle important (Kornprobst, 1994).

Ainsi les caractéristiques métamorphiques sont indissociables de l'étude de la déformation finie dans l'interprétation des structures acquises au cours de l'orogénèse. Elles apportent des arguments supplémentaires en faveur d'une tectonique tangentielle ou d'une tectonique verticale. Concernant l'étude de chaînes paléoproterozoïques, il faut de plus tenir compte du gradient géothermique global plus élevé à cette époque qu'à l'heure actuelle.

4. Orogénèse paléoproterozoïque

Précédemment, les principales structures et caractéristiques métamorphiques enregistrées par les roches pendant l'orogénèse ont été présentées. Dans les orogènes de collision actuels, l'épaississement et l'amincissement sont le résultat d'une tectonique tangentielle, avec le développement de chevauchements et failles normales d'échelle crustale ou lithosphérique à l'origine de l'épaississement, via l'empilement de nappes, et de l'exhumation. Les forces de surface sont prépondérantes, bien que les forces de volume jouent aussi un rôle (Vanderhaeghe et Teyssier, 2001). Inversement, bien qu'interagissant dans un champ de déformation régional en raccourcissement, les forces de volume sont la cause principale de la structuration en dôme-et-bassin des domaines archéens. Dans ce cas, le moteur principal de l'exhumation et de l'amincissement est l'érosion. Ces différences sont évidemment liées à un géotherme lithosphérique plus élevé au Précambrien. Au

Paléoprotérozoïque, les deux styles tectoniques ont existé selon le type d'orogène considéré.

Les orogènes paléoprotérozoïques sont quasiment tous formés dans la même période, entre 2.1 Ga et 1.8 Ga (Fig. 0-1 ; Zhao et al., 2002a et références incluses). Zhao et al. (2002a) suggèrent que la plupart de ces orogènes sont des orogènes de collision continentale nés du télescopage de blocs archéens et paléoprotérozoïques. Ces orogènes sont interprétés comme les témoins de la présence d'un supercontinent au Paléoprotérozoïque, appelé "la Columbia" (Rogers et Santosh, 2002). Parmi ces orogènes de collision paléoprotérozoïque, l'orogène Trans-hudsonien ou "Trans-Hudson Orogen" est le plus grand et le mieux exposé des orogènes paléoprotérozoïques du continent nord américain. Cette chaîne est décrite en partie comme le résultat de la fermeture d'un domaine océanique (Manikewan Ocean) puis d'une collision, vers 1.9-1.8 Ga, entre les cratons Supérieur et de Hearne, lesquels sont principalement constitués de roches archéennes datées vers 3.0-2.6 Ga (Stauffer, 1984 ; Hoffman, 1988). Cependant, l'orogène Trans-Hudsonien n'est pas une chaîne de collision au même titre que les orogènes de collision actuels puisque, au cours de son édification, des apports magmatiques importants sont synchrones de la déformation (Hoffmann, 1989 ; Zwanzig, 1999). En effet, cette chaîne comprend une grande quantité de roches plutoniques et volcaniques d'arc de type andin produites entre 1.92-1.84 Ga pendant l'orogénèse (Syme et al., 1998). Certains auteurs suggèrent des collages intraocéaniques via l'accrétion de croûte juvénile (Syme et al., 1998).

En effet, au Paléoprotérozoïque, les orogènes de collision au sens strict, qui sont formés par collision de blocs continentaux à croûte ancienne recyclée et qui ne sont généralement pas associés à de la croissance crustale (Windley, 1992), sont rares. En revanche, les orogènes dit d'"accrétion" qui consistent en un collage d'arcs insulaires, de micro-continentes et de prismes d'accrétion et qui sont caractérisés par une croissance crustale importante (Windley, 1992) sont prépondérants au Paléoprotérozoïque mais rares au Phanérozoïque.

Le domaine orogénique Sud Svécofennien, en Finlande, a été récemment étudié par Cagnard (2005) qui, en couplant étude de terrain et modélisation analogique, propose un mode de déformation propre aux orogènes d'accrétion qui impliquent une importante croissance crustale et présentent de ce fait une lithosphère peu résistante.

L'épaississement est distribué sur de larges distances montrant un métamorphisme homogène de type HT-BP (Cagnard et al., 2006b, 2007). La déformation liée à cet épaississement se caractérise par le développement de foliations verticales portant des linéations d'étirement à fort plongement témoignant de mouvements verticaux dont l'enfouissement de roches supracrustales via le développement de chevauchements limités au sein de la croûte cassante. Ce mécanisme permet l'enfouissement de matériel supracrustal peu dense, sans contraste de densité, contrairement à la sagduction. Les foliations verticales reprennent des foliations horizontales portant une linéation à fort angle de la direction de raccourcissement suggérant un fluage latéral ductile syn-convergence au niveau de la croûte inférieure (Cagnard et al., 2006a, b). La structure générale définit

des dômes et des bassins (Fig. 1-12) et la déformation n'est jamais localisée le long de cisaillements ductiles majeurs ayant accommodé l'épaississement ou l'exhumation. Cette dernière est totalement contrôlée par l'érosion (Cagnard, 2005; Cagnard et al., 2006a, b, 2007).

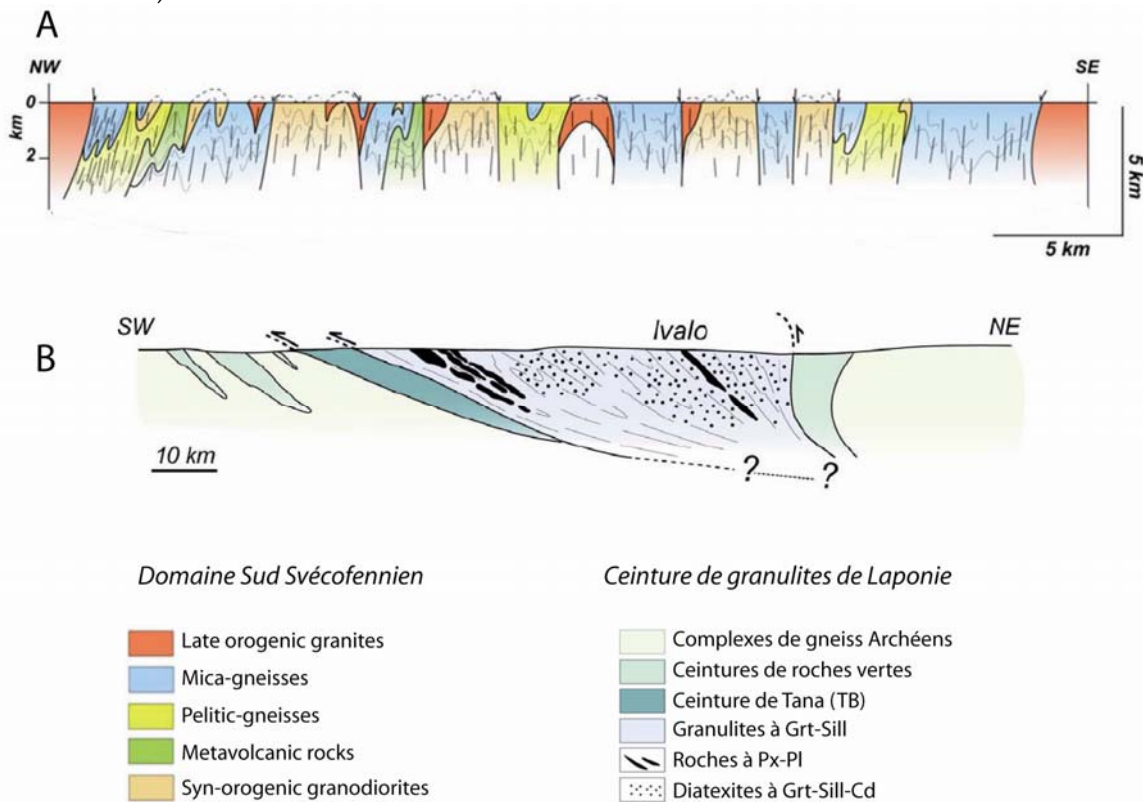


Fig. 1- 12. Coupes illustrant le style de déformation en "dôme-et-bassin" au sein des Svécofennides (A) et le style en nappes et chevauchements de la ceinture de granulites de Laponie et des zones adjacentes (B); (Modifié d'après Cagnard, 2005 et d'après Barbey et Raith, 1990, dans Cagnard, 2005).

A environ 500 km au NE du domaine Sud svécofennien, se situe la ceinture de granulites de Laponie, ou "Lapland Granulite Belt" (LGB). Cette zone orogénique est caractérisée par une faible production de croûte juvénile et un style de déformation proche des chaînes de collision (e.g. Barbey et Raith, 1990).

Cette ceinture de granulites s'est formée suite à la subduction d'une croûte océanique, née d'un rifting intracontinental, et d'une collision entre le craton du Sud Laponie et le craton d'Inari (Barbey et al., 1984; Barbey et Raith, 1990). Lors de la collision, la déformation s'est localisée de long de cisaillements ductiles chevauchants qui ont accommodé la mise en place de nappes à vergence SW (Fig. 1-12B). Il en résulte un enfouissement caractérisé par un métamorphisme granulitique ayant atteint des conditions P-T de 7-8 kbar et 800°C. L'exhumation est principalement contrôlée par l'érosion comme dans le cas du domaine Sud Svécofennien. Ainsi, la ceinture de granulites de Laponie montre des caractères structuraux et métamorphiques développés à la fois dans des orogènes impliquant une lithosphère résistante et des orogènes impliquant une lithosphère plus chaude et peu résistante. Elle est par conséquent caractérisée d'orogène « mixte » entre des orogènes gouvernés par des gradients géothermiques anormalement élevés (impliquant des

croûtes juvéniles) et des orogènes caractérisés par des gradients géothermiques plus faibles (Cagnard, 2005).

5. Bilan

Au Paléoprotérozoïque, la croissance crustale était importante et le gradient géothermique plus élevé qu'à l'actuel. Aussi, on retrouve des caractéristiques structurales i) de type archaïque comparables à celles observées dans les domaines archéens et ii) de type tangentiel avec le développement de cisaillements horizontaux majeurs caractéristiques des orogènes de collision phanérozoïques. En outre, les domaines paléoprotérozoïques sont caractérisés par des assemblages minéralogiques de MT à HT et de BP à MP, les assemblages métamorphiques de type HP - BT étant très rares.

Les orogènes de collision tels qu'on les connaît au Phanérozoïque, comme par exemple la chaîne alpine ou la chaîne himalayenne, restent encore mal documentés au Paléoprotérozoïque. A peine une dizaine d'études concernant des roches ayant subi un enfouissement important dans des conditions du faciès des éclogites ou des granulites de HP, est répertoriée sur l'ensemble du globe (e.g. Collins et al., 2004). De plus, les modèles géodynamiques concernant les orogènes de collision paléoprotérozoïques divergent souvent selon les auteurs. Il est en effet souvent ardu d'observer les objets typiques des orogènes de collision et notamment de leur histoire précoce, tels que sutures, ophiolite, marge passive, arc anté-collision, etc..., souvent en raison d'une érosion importante et de conditions d'affleurement difficiles. Il est pourtant nécessaire de comprendre en détail le mode de fonctionnement des orogènes de collision s.s. au Paléoprotérozoïque, le style tectonique et le contexte géodynamique dans lequel ils se sont mis en place afin de les comparer avec leurs homologues phanérozoïques.

La "Trans-North China Belt" a été récemment décrite comme un orogène de collision (Zhao et al., 2001a). Aucune croûte juvénile ne semble être contemporaine de la collision. Des unités présentant des caractères métamorphiques très différents peuvent être individualisées. En particulier, des granulites de haute pression ayant enregistré des conditions P-T de 15kbar et 650°C ont été interprétées comme des éclogites rétro-morphosées (O'Brien et al., 2005 ; Zhao et al., 2000a). Cette chaîne semble montrer des caractéristiques très similaires aux chaînes de collision actuelles mais son évolution géodynamique n'est pas encore bien comprise. D'autre part, les âges enregistrés par les roches témoignent d'une évolution polyphasée entre 2.7 Ga à 1.8 Ga, permettant d'appréhender l'évolution du style tectonique au cours du Paléoprotérozoïque. Enfin, l'excellente qualité d'affleurement et le relief élevé permettent une bonne vision des structures en 3D. Ainsi cette chaîne a été choisie comme cible pour appréhender le comportement de la lithosphère continentale impliquée dans une collision, au Paléoprotérozoïque.

Chapitre 2

Le Craton de Chine du Nord

Chapitre 2

Le Craton de Chine du Nord

A l'instar de la plupart des grands domaines continentaux, l'Asie, et plus particulièrement la Chine, sont l'aboutissement de l'accrétion successive de blocs continentaux, depuis l'Archéen jusqu'à aujourd'hui. Ces blocs continentaux sont d'âge archéen à paléoprotérozoïque et sont aujourd'hui délimités par des orogènes phanérozoïques parmi lesquels la chaîne de collision himalayenne est toujours active. Dans ce chapitre, nous présenterons d'abord le Craton de Chine du Nord (NCC), ses limites et les événements géologiques post-paléoprotérozoïques qui l'ont en partie façonné. Puis nous nous intéresserons aux événements archéens et paléoprotérozoïques avant de présenter et discuter les modèles actuels qui décrivent l'évolution de la "Trans-North China Belt". Enfin, compte tenu des modèles préexistants, nous exposerons les problématiques posées par cette chaîne de collision paléoprotérozoïque.

1. Histoire "récente"

1.1. Limites géologiques du NCC

Le Craton de Chine du Nord (ou craton Sino-coréen) est un terme général utilisé en référence à la partie chinoise de la plateforme Sino-coréenne qui couvre à la fois la majeure partie de la Chine du Nord, la partie méridionale du nord-est de la Chine, la Mongolie intérieure, la baie de Bohai et la partie septentrionale de la Mer Jaune. Le Craton de Chine du Nord (NCC) est délimité par des chaînes récentes et forme un triangle dont la surface atteint environ 1 500 000 km² (Fig. 2-1).

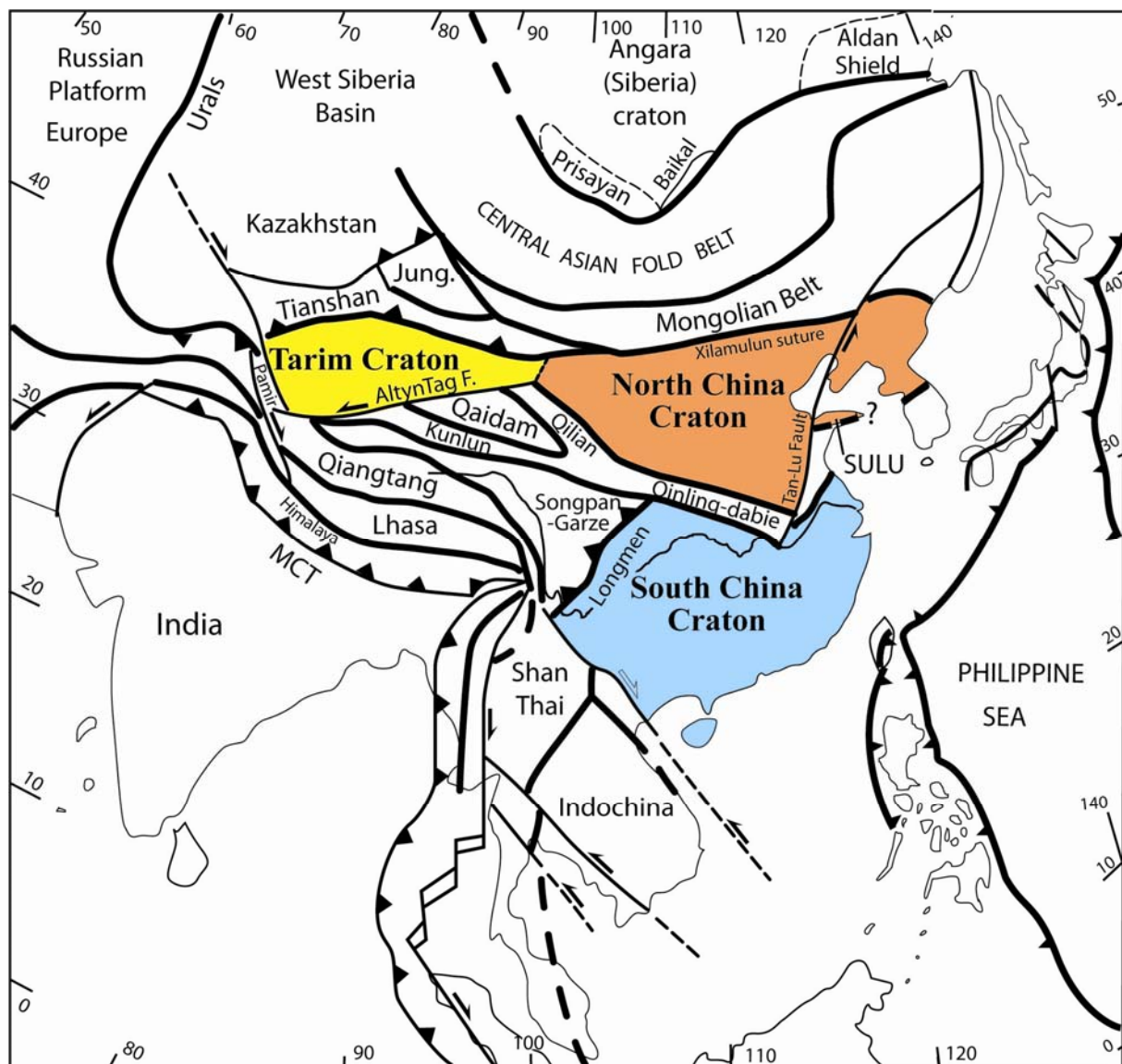


Fig.2-1. Carte tectonique schématisée de l'Asie centrale et orientale modifiée d'après Aftalion et al. (1991), Enkin et al. (1992), Rundqvist et Mitrofanov (1993), Delvaux et al. (1995) et Lin (2000).

La limite méridionale du Craton de Chine du Nord correspond à la chaîne de Qiling-Dabie qui le sépare du craton de la Chine du Sud. L'âge de la collision entre ces deux blocs reste encore discuté. Des galets d'ophiolite présents au sein de conglomérats d'âge dévonien suggèrent l'existence d'une chaîne datant du Paléozoïque inférieur. En effet, Mattauer (1986) propose une collision d'âge dévonien après avoir estimé l'âge du métamorphisme vers 348-435 Ma. En revanche, d'autres auteurs estiment que le métamorphisme d'ultra-haute pression dans le faciès des éclogites à coésite a eu lieu il y a environ 210 -240 Ma (Ames et al., 1996, Rowley, 1996, Hacker et al., 2004), et suggèrent que la collision entre le Craton de Chine du Nord et le Craton de Chine du Sud (SCB) date du Trias inférieur à moyen ou "Indosinien".

La limite nord du NCC est formée par l'extrémité est de la chaîne du Tianshan qui se prolonge par la chaîne plissée mongole dont la structure et l'évolution géodynamique restent mal connues. On reconnaît toutefois une suture ophiolitique d'âge paléozoïque supérieur, des schistes bleus d'âge paléozoïque inférieur, des complexes d'accrétion et des arcs magmatiques (Huang, 1978, Zhang, 1986, Xiao et al., 2003).

Il n'y a pas de suture claire entre le craton du Tarim et le NCC qui tous deux possèdent des lithologies et des âges similaires, ce qui a conduit certains auteurs à suggérer que ces deux cratons ont formé un même bloc rigide depuis l'Archéen (e.g. Huang, 1977). Pour d'autres, la limite entre les deux cratons serait un décrochement comparable à la faille de l'Alting Tag (Yue and Liou, 1999; Yue et al., 2001).

1.2. La couverture récente

Le NCC est constitué de roches archéennes à paléoprotérozoïques qui sont en grande majorité recouvertes par une couverture sédimentaire non métamorphique d'âge méso-protérozoïque à mésozoïque.

Stratigraphiquement, la séquence paléo- à mésoprotérozoïque (ou Pré-Sinien) totalise une épaisseur de 9500 m (Yang et al., 1986). Elle est subdivisée en trois systèmes : i) le Changcheng (1850-1400 Ma), (formation de la Grande Muraille) composé de deux sous-ensembles représentant chacun un cycle sédimentaire depuis des sédiments détritiques terrigènes jusqu'à des carbonates ; ii) le Jixian (1400-1050 Ma) formé de dépôts littoraux et de plateforme et iii) le Qingbaikou (1050-850 Ma), constitué de shales intercalés avec des grès et des conglomérats.

Le Sinien (850-570 Ma) est absent du Craton de Chine du Nord comme en témoigne la discordance du Cambrien sur le Qingbaikou correspondant à une lacune d'environ 250 Ma.

Les séries paléozoïques (avec une lacune du Silurien et du Dévonien) sont des dépôts de plateforme à calcaires, dolomies et shales principalement.

Les roches sédimentaires mésozoïques et cénozoïques couvrent la majeure partie de l'Ouest du NCC et forment le plateau de l'Ordos dont l'épaisseur atteint 8-12 km (Sun et al., 1989 ; NMBGMR, 1991). Les données de plusieurs forages indiquent l'existence de roches métamorphiques du faciès des granulites sous-jacentes au bassin de l'Ordos (Wu et al., 1986). Ceci est confirmé par des études aéromagnétiques qui suggèrent également l'existence d'un substratum granulitique

sous le bassin (Wu et al., 1998). Les sédiments mésozoïques et cénozoïques ne sont pas les seuls constituants du bassin. En effet, en remontant des séries profondes vers les plus superficielles, on rencontre des sédiments marins néoprotérozoïques, des sédiments marins et détritiques interstratifiés d'âge Carbonifère, des sédiments détritiques continentaux permien avant d'atteindre les épaisses séries mésozoïques et cénozoïques (Liu et al., 2006) composées de dépôts continentaux gréseux et argileux.

1.3. Les effets de la tectonique post-paléoprotérozoïque

Bien que le Craton de Chine du Nord soit considéré comme la province tectonique la plus stable de Chine (Yin, 2000), il convient de discuter les effets de la tectonique post Paléoprotérozoïque sur la morphologie du craton.

1.3.1. Les effet de la collision Inde-Asie

La collision Inde-Asie, ayant débuté entre 50 et 55 Ma (Molnar et Tapponnier, 1975 ; Kaneko et al., 2003 ; O'Brien et al., 2001) est l'événement le plus récent de la tectonique asiatique. Cette collision a réactivé la plupart des sutures préexistantes et les effets de cette collision ne sont pas seulement localisés le long de la zone de subduction mais diffusent sur l'ensemble du continent asiatique, jusqu'au Craton de Chine du Nord comme en témoigne les données GPS (Zhang et al., 2004). L'activité sismique ne se concentre pas seulement le long des frontières de blocs, mais aussi à l'intérieur du Craton de Chine du Nord (Fig. 2-2). En particulier, la sismicité se localise près des rifts du Baïkal et du Shanxi, dans le craton sibérien et le Craton de Chine du Nord, respectivement, ou encore le long de grandes failles : Alting Tag, Tan-Lu, Fleuve Rouge, Kunlun, Qinling.

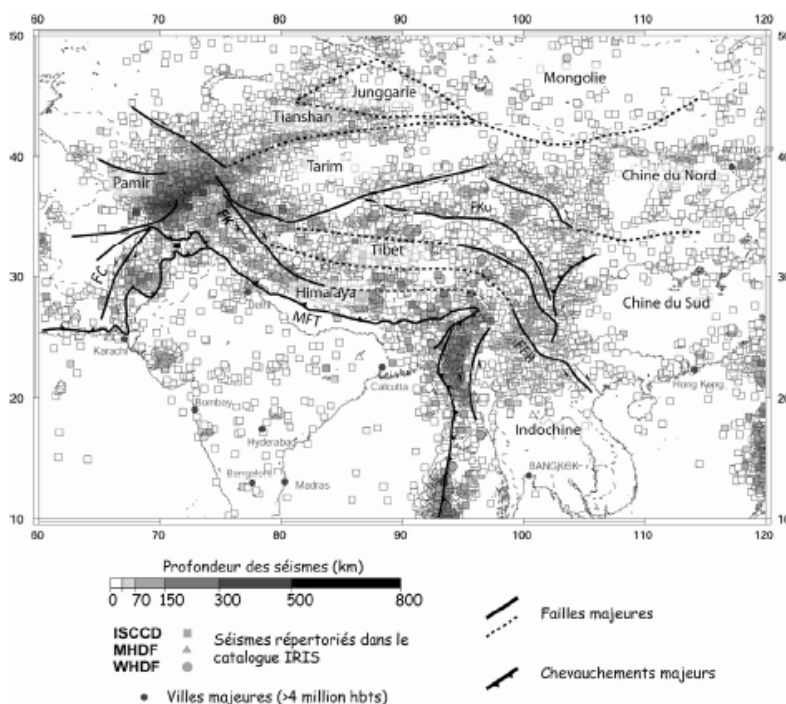


Fig. 2-2. Structures tectoniques majeures et sismicité de l'Asie centro-méridionale enregistrée depuis 1995 (catalogue IRIS). Dans Charreau, 2005.

1.3.2. Le rift du Shanxi

Le rift du Shanxi est une zone d'extension intraplaque, orientée NNE, traversant l'ensemble du Craton, du nord au sud, sur une distance de plus de 1200 km et 20-80 km de large. Elle est formée de demi-grabens disposés en échelon de façon asymétrique (Fig. 2-3). Le rifting du Shanxi est le siège d'une activité sismique intense (Fig 2-4). Notamment, il aurait enregistré le séisme le plus dévastateur dans l'histoire de l'humanité, ayant causé la mort de près de 830 000 personnes, le 23 janvier 1556 dans la région de Huaixian (Ming et al., 1995). Le début du rifting est attribuée au début du Miocène (Zhang et al., 1998) mais les grabens actuels sont en place depuis le Pliocène (SSBRG, 1988 ; Xu et al., 1993). L'essentiel du remplissage est néogène. A son extrémité sud, le rift butte sur la faille décrochante senestre du Qiling.

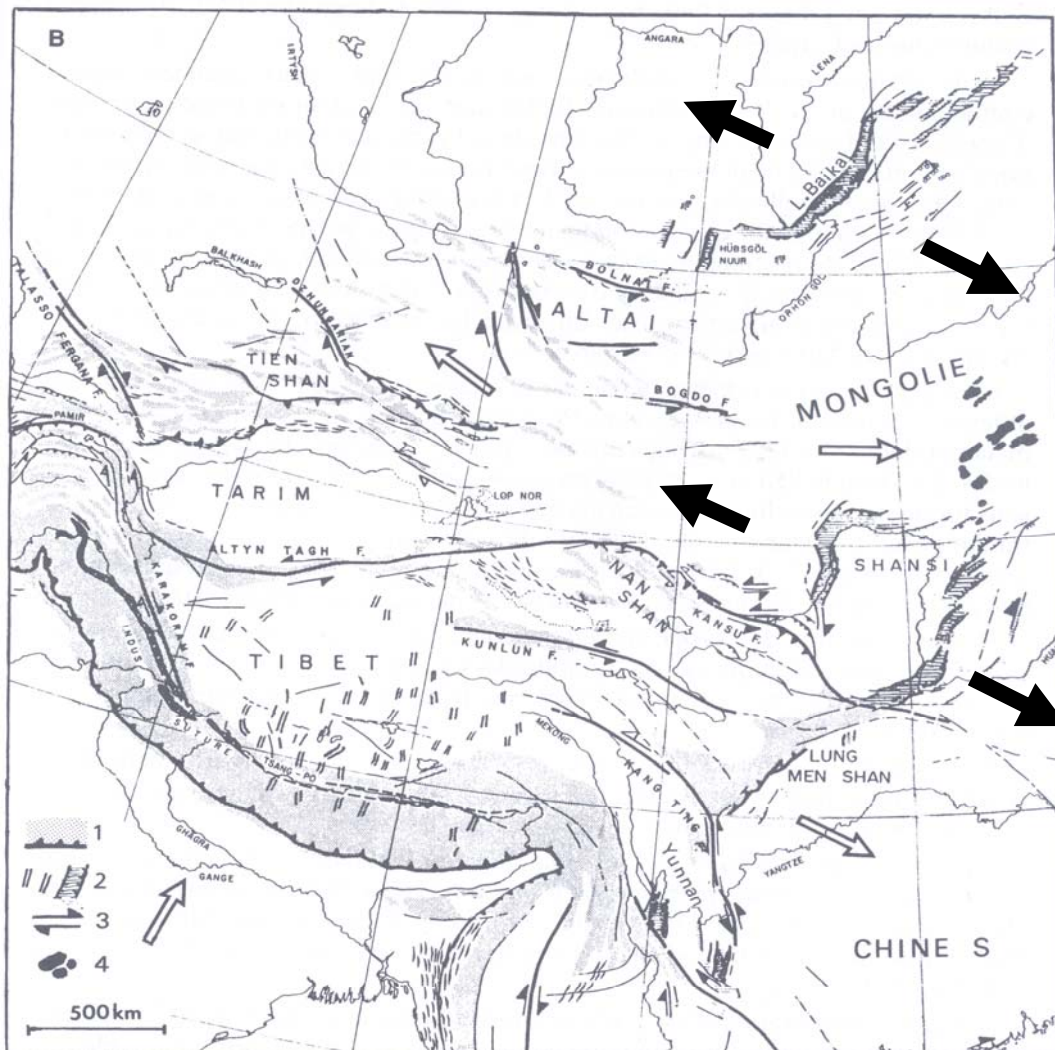


Fig. 2-3. Carte simplifiée illustrant les effets de la collision Inde-Asie sur le continent asiatique. Dans le craton de la Chine du Nord, la collision himalayenne est responsable de l'extension NW-SE à l'origine de la formation du rift du Shanxi. Modifié d'après Tapponier et al., 1986.

Le champ global de déformation cassante responsable de ce rifting est défini par une direction de raccourcissement maximum ENE-WSW et une direction d'étirement NNW-SSE avec une composante dextre (Xu et al, 1993). Ce rift est le résultat de la tectonique d'échappement vers l'Est en réponse à la collision Inde-Asie. Yin (2000) ajoute que la subduction de la plaque Pacifique sous le continent asiatique induirait une remontée du manteau, en partie responsable du rifting cénozoïque du continent asiatique dont les rifts du Shanxi et du Baïkal sont les plus beaux exemples. Cependant, l'influence de la subduction de la plaque Pacifique sur le rifting du NCC a due être très limitée (Xu, 2007).

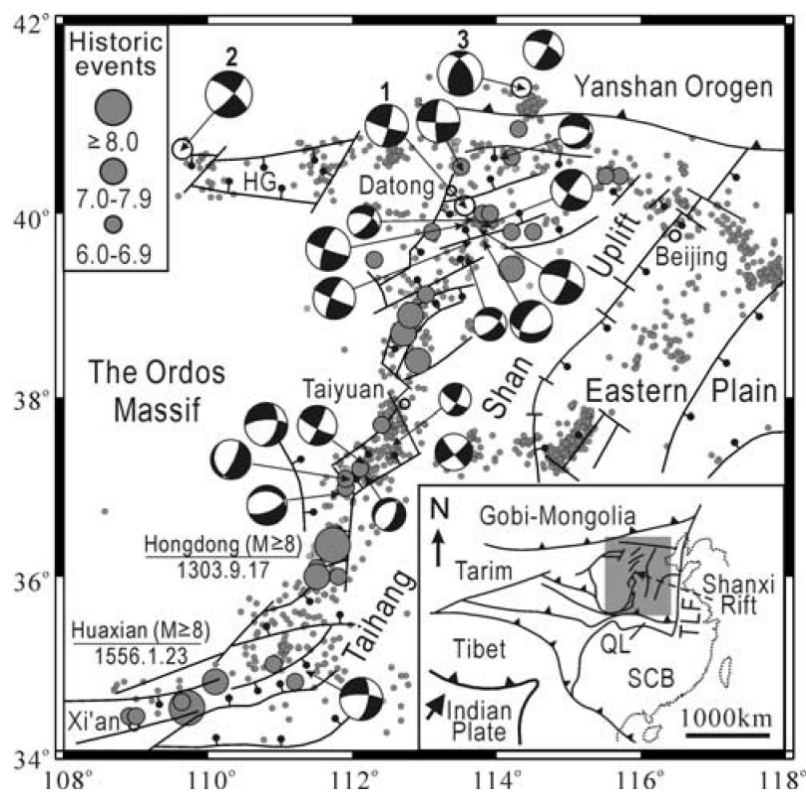


Fig.2-4. Principales failles et sismicité dans le rift du Shanxi et les domaines voisins, dans le Craton de Chine du Nord. Les grands cercles pleins gris (insert en haut à gauche) sont les séismes historiques ($M \geq 6.0$). Les points gris sont les séismes de plus faible magnitude ($M \leq 6.0$) enregistrés entre 1973 et 2003. Les mécanismes aux foyers représentés correspondent à des séismes actuels ($M \geq 4.0$). Les événements 1,2 et 3 sont les séismes de Datong 26/03/1991 $M=6.1$, Baotou 03/05/1993 et Zhanbei 10/01/1998, respectivement. SCB, South China Block ; QL, Qiling orogen ; TLF, TanLu Fault ; HG, the Hetao graben. Dans He et al., 2003.

1.3.3. La faille de Tan-Lu

La faille de Tan-Lu est un accident majeur en Asie de l'Est et traverse le Craton de Chine du Nord dans sa partie Est sur près de 2000 km de long (Fig. 2-1). La faille

de Tan-Lu fut d'abord considérée comme un décrochement senestre avec un rejet horizontal d'environ 500 km (Xu, 1964). Cependant plusieurs études suggèrent un jeu normal (Mattauer et al., 1991 ; Zhang et al., 1995) ou un jeu en décrochement dextre (Tang et Yao, 1990, Wan et Zhu, 1996). Une étude récente met en évidence un jeu polyphasé de cette faille lithosphérique (Mercier et al., 2007). Au cours du Jurassique, la faille de Tan-Lu a d'abord joué en décrochement senestre. Elle accommode ensuite une extension orientée NW contemporaine de la mise en place de dômes métamorphiques au Crétacé inférieur puis une compression orientée NW-SE associée à une extension NE-SW du Crétacé inférieur au Crétacé moyen. La faille est alors un décrochement senestre. Au cours du Paléocène, la faille de Tan-Lu est une faille normale agissant dans un champ de déformation caractérisé par une tension WNW-ESE (Mercier et al., 2007).

1.3.4. La lithosphère amincie

Les cratons sont des domaines continentaux généralement caractérisés par une lithosphère épaisse pouvant atteindre des profondeurs de l'ordre de 250-300 km (Jordan, 1988) en grande majorité composée de roches péridotitiques qui assurent sa flottabilité, sa stabilité et sa longévité (Menzies et al., 2007). Par exemple, le craton canadien, le craton slave, la plateforme sibérienne ou encore les cratons australiens possèdent une lithosphère épaisse d'environ 250 km (van der Lee, 2001, Priestley and Debayle, 2003, Simons et van der Hilst, 2002).

En comparaison, les épaisseurs lithosphériques des trois cratons chinois, Tarim, SCC et NCC, sont plus faibles (O'Reilly et al., 2001). Elles sont de l'ordre de ~170 kilomètres pour le Craton de la Chine du Sud, ~140 kilomètres pour le Craton du Tarim et ~100 kilomètres pour le Craton de Chine du Nord (Table. 2-1, Fig. 2-5 ; An and Shi, 2006).

Table. 2-1. Epaisseurs lithosphériques des trois cratons chinois ; modifié d'après An and Shi (2006).

Région	Epaisseur élastique	Epaisseur thermique	Epaisseur sismique
Craton du Tarim	40-50 ^(2,3) , 110 ⁽¹⁾ , 73 ⁽⁴⁾	264 ⁽⁴⁾ , 250 ⁽⁷⁾	190 ⁽⁸⁾
Craton de Chine du Nord	14⁽⁴⁾, 25⁽³⁾	110-150^(5,6), 71⁽⁴⁾	80⁽⁹⁾
Craton de Chine du Sud	105 ⁽⁴⁾	110-200 ^(5,6)	90-160 ⁽⁸⁾

Les exposants font référence aux auteurs suivants: (1) Braitenberg et al. (2003); (2) Zhao et al. (2004a); (3) Wang and Xu (1996); (4) Wang et al. (2001a); (5) Artemieva and Mooney (2001); (6) Wang (1996); (7) Wang (2001); (8) Zhu et al. (2002); (9) Teng (1994).

Des études géochimiques ont été réalisées sur des enclaves de péridotites incluses au sein de kimberlites ordoviciennes et dans des basaltes alcalins tertiaires (Menzies et al., 1993; Griffin et al., 1998; Zheng et al., 2001; Gao et al., 2002). Des études géophysiques ont été réalisées afin de connaître les propriétés du manteau lithosphérique et sa profondeur (An et Shi, 2006, Zheng et al., 2006). La conclusion

majeure est que la lithosphère archéenne a été détruite après l'Ordovicien, suite à des mécanismes tectoniques et thermiques. Les différentes collisions dont témoignent les orogènes qui délimitent le NCC ont pu jouer un rôle dans la délamination de la lithosphère (Li, 1994; Gao et al., 2002). La subduction de la plaque Pacifique serait aussi responsable de l'érosion thermique de la lithosphère (Griffin et al., 1998; Wu et al., 2003; Xu, 2007). L'effet de panaches mantelliques (e.g. Flower et al., 1998) ou d'une tectonique extensive (e.g. Zheng et al., 2001) est également invoqué. En particulier, le rifting postérieur à la collision Inde-Asie serait associé à la remontée du manteau asthénosphérique et à l'érosion thermique de la lithosphère (Liu et al., 2004a; Zhang et al., 1998). Enfin, il semble que la faille de Tan-Lu ait joué un rôle important dans les modifications subies par la lithosphère archéenne. Cette grande faille d'échelle lithosphérique aurait favorisé les échanges thermo-mécaniques (Menzies et al., 2007). Cependant, il est notable que la zone de transition entre les parties E et W du NCC, ne se situe pas à l'aplomb de la faille de Tan-Lu, mais environ 200 km plus à l'ouest au pied des montagnes de Taihangshan. Il semble que cette zone corresponde à une importante discontinuité lithosphérique. Ce point sera de nouveau abordé lors de l'interprétation de la chaîne paléoprotérozoïque proposée à la fin de ce travail.

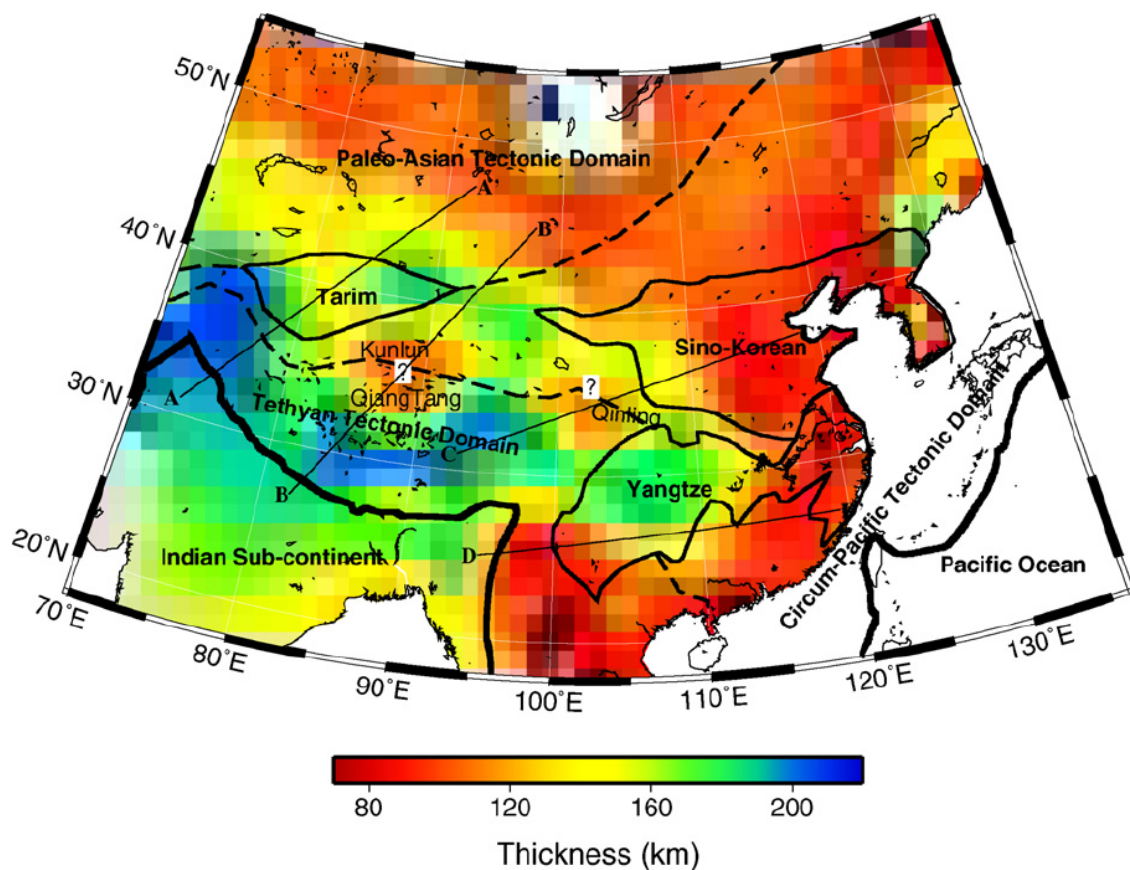


Fig. 2-5. Carte des estimations de l'épaisseur de la lithosphère sur la base de données thermiques et sismiques (An et Shi, 2006).

1.3.5. Conclusion

La tectonique mésozoïque et cénozoïque a joué un rôle important dans la configuration actuelle du Craton de Chine du Nord, tant en surface (rift du Shanxi) qu'en profondeur (lithosphère amincie). Entre le Paléoprotérozoïque et le Mésozoïque, la croûte n'enregistre pas de déformation importante, sauf sur les bordures du craton. En revanche, le NCC est le lieu d'une sédimentation et d'une subsidence importantes. Bien que la collision Inde-Asie ait contribué à la déformation de la croûte supérieure cassante (rift du Shanxi), les principales structures du craton, en particulier celles liées à des déformations ductiles et synmétamorphes, ont été acquises au cours des événements tectoniques archéens et paléoprotérozoïques, décrits ci-après.

2. Le NCC archéen et paléoprotérozoïque

Le plus vieux fragment continental de Chine, le NCC, est constitué de trois éléments principaux qui sont i) le bloc de l'Est, ii) le bloc de l'Ouest, tous deux séparés par iii) une chaîne appelée la "Trans-North China Belt" (TNCB). Cette subdivision en trois parties du NCC a été proposée par Zhao et al. (1998, 1999a). En outre, deux autres chaînes, la ceinture des khondalites (ou "Khondalite Belt") et la "Jiao-Liao-Ji Belt" sont documentées dans les blocs de l'Ouest et de l'Est, respectivement (Zhao et al., 2001a).

2.1. Bloc de l'Est et bloc de l'Ouest

Les roches archéennes et paléoprotérozoïques du bloc de l'Est affleurent dans les massifs du Anshan-Benxi, Hebei oriental, Jilin méridional, Miyun-Chengde et Shandong occidental (Fig. 2-6). Du fait d'une couverture sédimentaire importante (plateau de l'Ordos), les terrains archéen et paléoprotérozoïque du bloc de l'Ouest affleurent moins largement. Ils sont représentés par les massifs du Helanshan-Qilanshan, Daping-Ulashan, Guyang-Wuchuan, Sherteng et Jining (Fig. 2-6).

2.1.1. Données géochronologiques

Jusqu'à présent, les roches paléo et éo-archéennes (3.85-3.2 Ga) ne sont reconnues que dans le bloc de l'Est. Il s'agit d'amphibolites, de schistes à amphiboles, de quartzites et de gneiss à biotite affleurant dans le massif de Anshan et intrudés par des granites daté à 3.3 - 3.8 Ga (Liu et al., 1992 ; Song et al., 1996) ainsi que des quartzites à fuchsite (mica chromifère) dans le massif du Hebei datées à 3.85 Ga (Liu et al., 1992). Récemment, l'étude d'enclaves a suggéré l'existence de croûte inférieure paléoarchéenne relique dans des régions où la croûte supérieure montre des âges plus récents (Zheng et al., 2004).

Les roches méso-archéennes (3.2-2.8 Ga) sont également reconnues dans le bloc de l'Est sous forme de granites à 3.1-2.9 Ga, de BIF intrudés par des granites à

2.96 Ga et de gneiss datés à 2.97 Ga, affleurant dans les massifs de Anshan, Eastern Hebei et Southern Jilin, respectivement (Liu et al., 1992 ; Song et al., 1996 ; Wu et al., 1991 ; Shen et Qian, 1995).

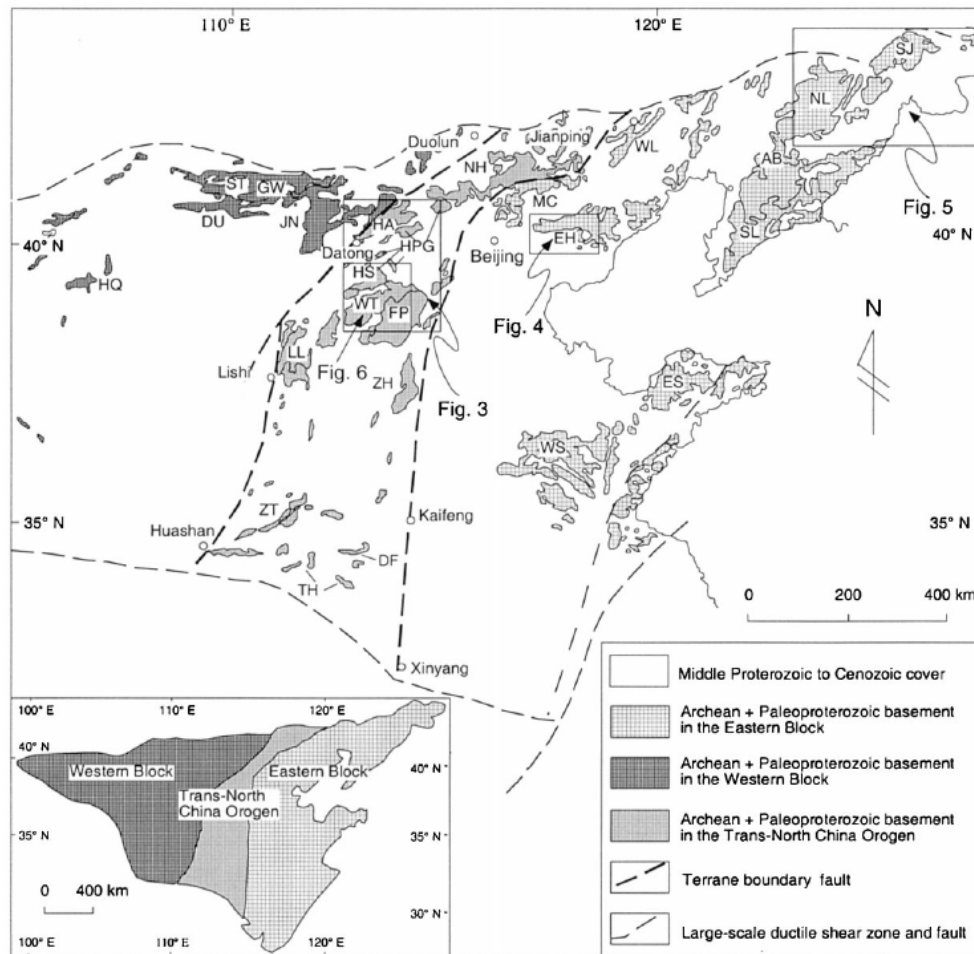


Fig. 2-6. Distribution des massifs paléoprotérozoïques et archéens affleurant au sein du Craton de Chine du Nord, dans le bloc de l'Ouest, dans le bloc de l'Est et dans la chaîne Trans-North China. Modifié d'après Zhao et al.(2001a). Le bloc de l'Est comprend les massifs de Anshan-Benxi (AB), Eastern Hebei (EH), Eastern Shandong (ES), Miyun-Chengde (MC), Northern Liaoning (NL), Southern Jilin (SJ), Southern Liaoning (SL), Western Liaoning (WL) and Western Shandong (WS). Le bloc de l'Ouest inclut les massifs du Daqingshan-Ulashan (DU), Guyang-Wuchuan (GW), Helanshan-Qianlishan (HQ), Jinning (JN) and Sheerteng (ST) domains. La chaîne Trans-North China Belt est représentée par les massifs du Dengfeng (DF), Fuping (FP), Hengshan (HS), High-Pressure Granulite (HPG), Huaian (HA), Lüliang (LL), Northern Hebei (NH), Taihua (TH), Wutai (WT), Zhanhuang (ZH) and Zhongtiao (ZT).

Les roches néoarchéennes (2.8-2.5 Ga) sont décrites à la fois dans les blocs Est et Ouest. Les TTG sont dominants, formant environ 85% des terrains affleurant et sont datés à 2.6-2.5 Ga. Ils sont recoupés par des roches basiques et ultrabasiques, dont des péridotites et komatiites (Zhang et al., 1980 ; Zhai et al., 1985 ; Bai et Dai, 1998). Ces dernières sont interprétées comme le résultat de l'activité de panaches mantelliques (Zhao et al., 1998, 1999a). Suhua and Kusky (2007) parviennent à la même conclusion, sur la base de données isotopiques du Nd ainsi qu'après avoir

estimé une température potentielle d'éruption à 1270 °C à 1 atm, calculée pour des komatiites de la région de Mengyin (Western Shandong). Comme dans la plupart des terrains à TTG et roches vertes, les roches volcaniques néoarchéennes sont bimodales (Zhai et al., 1985, Bai and Dai, 1998) avec des basaltes et roches ultrabasiques associés à des dacites et rhyolites (Zhao et al., 2001a). Les roches du bloc de l'Est ont certainement connu de multiples épisodes de déformation synmétamorphes au cours de l'Archéen (Zhao et al., 2001a) mais les données isotopiques n'enregistrent que le dernier événement métamorphique, allant du faciès des schistes verts à celui des granulites, daté vers 2.5 Ga (Jahn et al., 1987 ; Song et al., 1996 ; Kröner et al., 1998 ; Zhao et al., 1998).

2.1.2. Caractéristiques structurales

Les caractéristiques structurales des terrains archéens des deux blocs, Est et Ouest, sont très similaires. Elles se définissent par des dômes gneissiques de TTG plus ou moins elliptiques, dont la taille varie (5-60 km de long et 2-40 km de large) et séparés par un réseau anastomosé ou linéaire de synformes plus ou moins pincées de roches supracrustales (He et al., 1991 ; Sun et al., 1993; Li, 1995 ; Bai et Dai, 1998). Ces structures en "dôme-et-bassin" sont semblables à celles typiquement décrites dans la plupart des terrains archéens (voir Chapitre 1). La majorité de la déformation est synmétamorphe. Les roches supracrustales montrent des linéations d'étirement à fort plongement.

Dans les massifs du Liaoning et Jilin, les trajectoires de foliation des TTG dessinent de large dômes (>50 km) de forme circulaire (Fig. 2-7; Sun et al., 1993). La foliation est plate au cœur des dômes et verticale en bordure, au contact des roches supracrustales. Des sub-dômes (<10km) sont bien développés. Les forces de volume ont donc joué un rôle dominant dans ce mode de déformation (Sun et al., 1993).

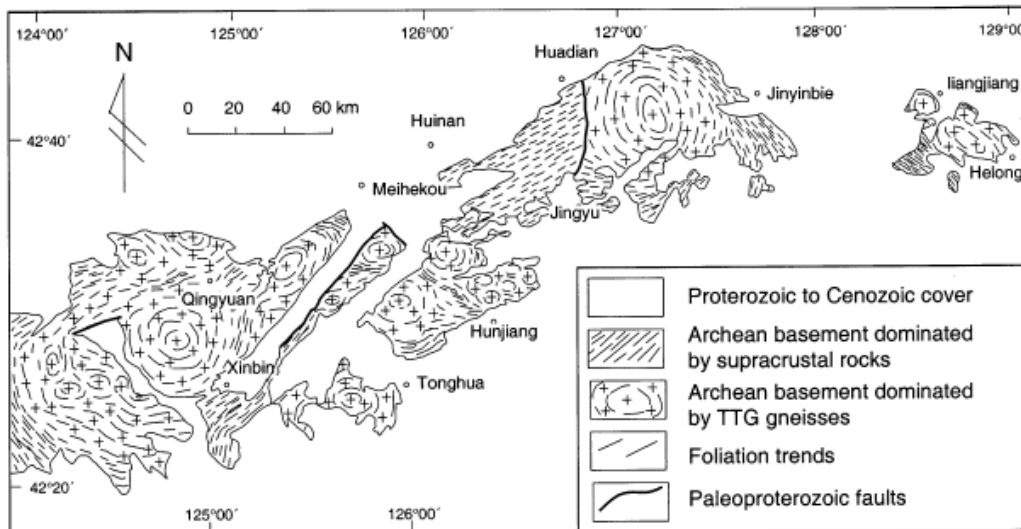


Fig. 2-7. Carte structurale montrant la distribution de structures en dôme dans les massifs du Liaoning et du Jilin (Sun et al., 1993)

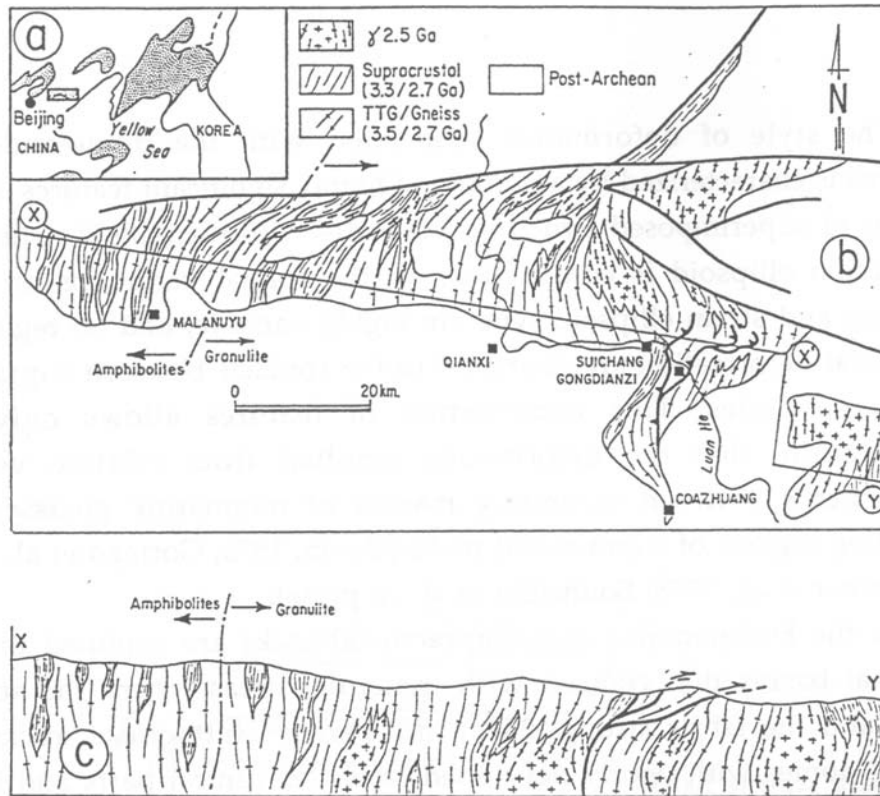


Fig. 2-8. a : Localisation du massif de Qianxi dans la province du Hebei dans le bloc de l'Ouest. b : carte du massif de Qianxi (d'après une carte non publiée de Y. Gang). c : coupe illustrant la géologie et la structure du massif. Modifié d'après Choukroune et al., 1995.

Dans le massif de Qianxi (province de Hebei), la structure en "dôme-et-bassin" n'est quasiment pas préservée (Choukroune et al., 1993, 1995). La foliation est verticale sur l'ensemble du massif et contemporaine d'un métamorphisme pour l'essentiel granulitique (Fig. 2-8; Sills et al., 1987). La déformation est homogène, essentiellement coaxiale et caractérisée par une foliation verticale prononcée (fort aplatissement vertical) et par conséquent un raccourcissement horizontal qui se surimpose à la structure en "dôme-et-bassin" préexistante (Choukroune et al., 1993, 1995). Cette déformation est contemporaine d'un métamorphisme majeur à 2.5 Ga (Pidgeon, 1980 dans Choukroune et al., 1995). Contrairement au massif du Liaoning et Jilin (Fig. 2-7) ou d'autres cratons tel que le Craton du Darwar (Inde), où les forces de volume étaient dominantes (Chardon et al., 1996), les forces aux limites semblent avoir été prépondérantes dans la déformation du Massif de Qianxi (Choukroune et al., 1995).

2.1.3. Métamorphisme

Les roches archéennes des blocs de l'Est et de l'Ouest sont caractérisées par un chemin P-T antihoraire (Fig. 2-9) défini sur la base de textures réactionnelles ainsi que d'estimations P-T (Cui et al., 1991 ; Sun et al., 1993 ; Li, 1993 ; Chen et al., 1994 ; Ge et al., 1994 ; Zhao et al., 1998). Les roches, essentiellement des granulites basiques

et des métapélites, ont enregistré une augmentation de température et de pression puis un refroidissement isobare. Les chemins P-T antihoraires sont considérés comme indicatifs d'une advection de chaleur, soit par sous-plaquage ou par intrusion de magmas mantelliques sous ou dans la croûte, (e.g., Sandiford, 1989) soit par délamination de la lithosphère (England et Houseman, 1989). En considérant les données suivantes i) le volume important (80% de la surface des deux blocs archéens) de TTG et granitoïdes datés à 2.6-2.5 Ga et repartis de façon homogène sur l'ensemble du NCC, ii) la présence de komatiites et autres roches ultrabasiques étroitement associées dans le temps et dans l'espace à des roches basiques, iii) le volcanisme bimodal et la signature géochimique tholéitique des granulites basiques et iv) le paroxysme métamorphique à HT (800-900°C) sur un trajet antihoraire, Zhao et al. (2001a) suggèrent que l'activité d'un panache mantellique est à l'origine de la formation des terrains archéens des blocs Est et Ouest du Craton de Chine du Nord.

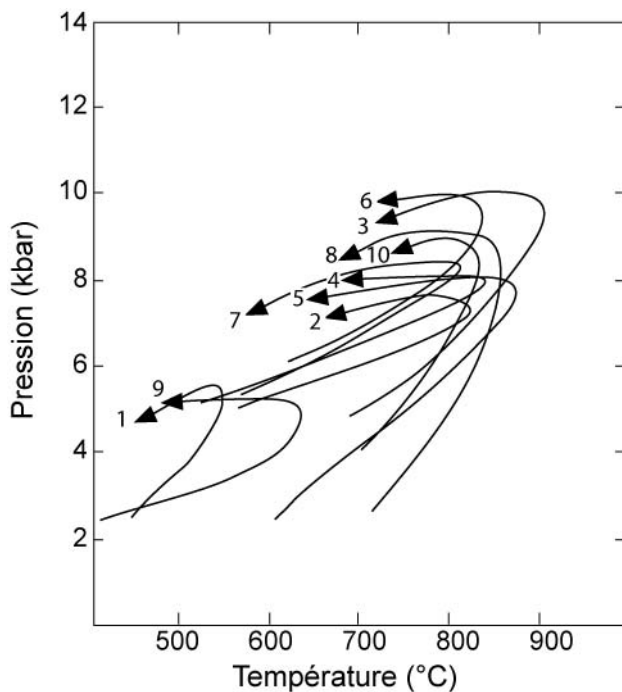


Fig. 2-9. Chemins P-T estimés pour des roches archéennes du bloc de l'Est et de l'Ouest; modifié d'après Zhao et al., 2001a. Bloc de l'Est: 1, Western Shandong (Zhao et al., 1998); 2, Eastern Hebei (Zhao et al., 1998); 3, Western Liaoning (Cui et al., 1991); 4, Northern Liaoning (Sun et al., 1993); 5, Eastern Shandong (Li, 1993); 6, Miyun-Chengde (Chen et al., 1994); 7, Southern Jilin (Ge et al., 1994). Western Block: 8, Guyang-Wuchuan domain (Jin, 1989); 9, Sheerteng domain (Jin, 1989); 10, Daqingshan-Ulashan (Jin et al., 1991).

2.2. La ceinture du Jiao-Liao-Ji

Outre les roches archéennes présentées ci-dessus, deux ceintures de roches paléoprotérozoïques affleurant dans les blocs de l'Est et de l'Ouest sont la ceinture du Jiao-Liao-Ji et la ceinture des khondalites, respectivement (Fig. 2-10).

La ceinture du Jiao-Liao-Ji consiste en une succession de roches sédimentaires et volcaniques ayant subi un métamorphisme dans les faciès des schistes verts et des amphibolites et "intrudées" par des roches basiques et granitiques (Zhao et al.,

2002a). La chaîne traverse le Bloc de l'Est dans sa largeur et pourrait se retrouver au delà de la baie de Bohai dans la péninsule de Shandong (Fig. 2-10 ; Zhao et al., 2005).

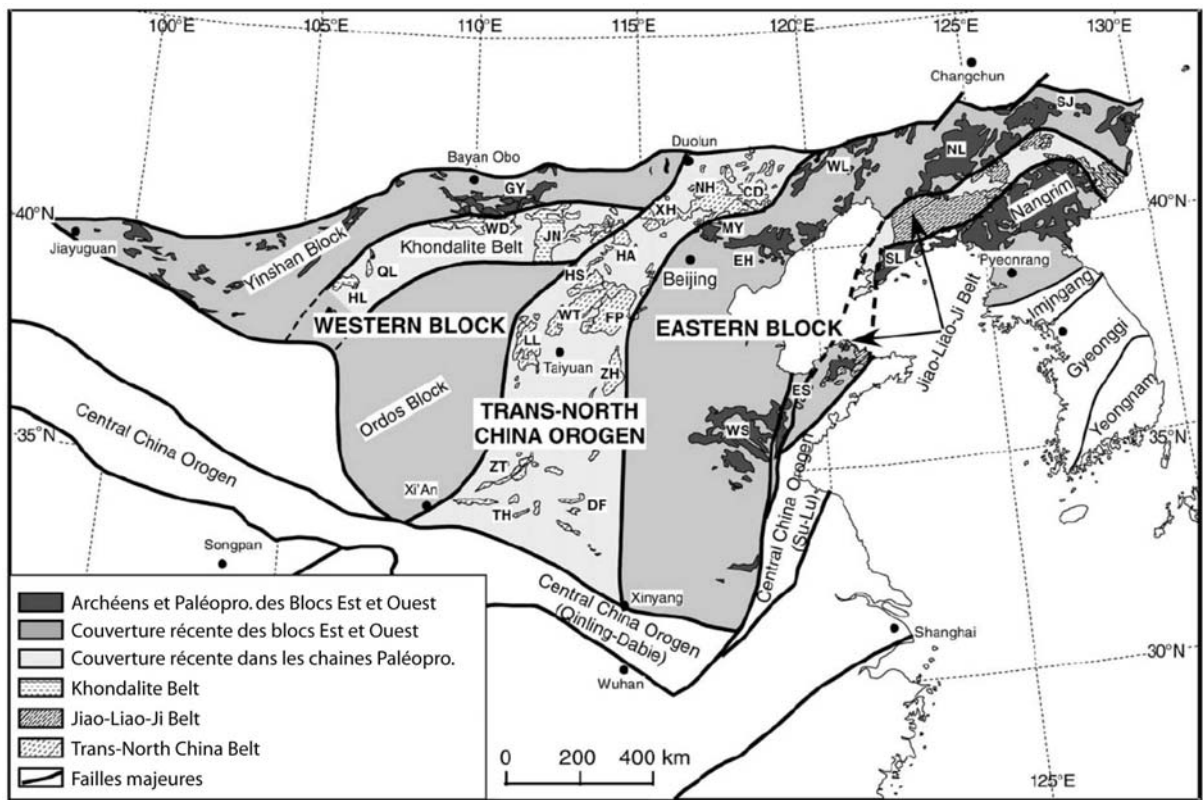


Fig. 2-10. Les chaînes paléoprotérozoïques au sein du Craton de Chine du Nord. CD: Chengde; DF: Dengfeng; EH: Eastern Hebei; ES: Eastern Shandong; GY: Guyang; HA: Huai'an; HL: Helanshan; JN: Jining; LL: Lüliang; MY: Miyun; NH: Northern Hebei; NL: Northern Liaoning; QL: Qianlishan; SJ: Southern Jilin; SL: Southern Liaoning; TH: Taihua; WD: Wulashan-Daqingshan; WL: Western Liaoning; WS: Western Shandong; WT: Wutai; XH: Xuanhua; ZH: Zhanhuang; ZT: Zhongtiao. Modifié d'après Zhang et al., 2007.

Deux principaux modèles ont été proposés pour expliquer cette chaîne i) la fermeture d'un rift paléoprotérozoïque ou ii) une chaîne de collision de type continent-arc-continent.

Le modèle de la fermeture du rift implique qu'un seul bloc ait subi un rifting vers 2100 Ma, déchirure associée au dépôt de formations sédimentaires et volcaniques ultérieurement intrudées par des roches basiques et des granitoïdes. Le rift ainsi créé se referma sur lui-même vers 1900 Ma en formant le Jiao-Liao-Ji Belt (Yang et al., 1988 ; Li et al., 2001, 2004).

Un second modèle interprète cette chaîne comme le résultat d'une collision entre deux blocs continentaux archéens et un arc magmatique (Bai, 1993 ; He and Ye, 1998 ; Faure et al., 2004). Faure et al. (2004) décrivent la chaîne de Jiao-Liao-Ji comme une ceinture de roches sédimentaires et magmatiques basiques chevauchant vers le nord les gneiss du bloc de Anshan et chevauchant vers le sud des sédiments paléoprotérozoïques composés de marbres et de roches volcaniques représentant l'ancienne marge passive du bloc de Sud (Fig. 2-11). Sur la base de données

géochimiques, ces auteurs considèrent cette ceinture comme les restes d'un arc magmatique qui aurait été formé par une subduction vers le sud sous le bloc du sud, puis charrié vers le nord sur le bloc de Anshan, lors de la collision, vers 1900 Ma. Les âges paléoprotérozoïques vers 2100-2000 Ma pourraient correspondre au magmatisme contemporain de la formation de l'arc (Bai, 1993 ; Faure et al., 2004).

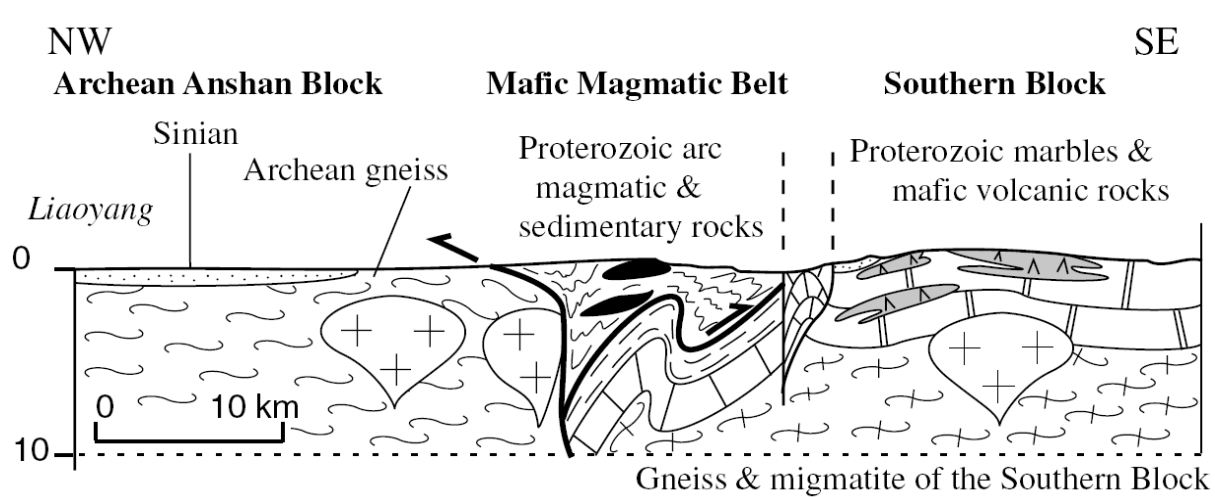


Fig. 2-11. Coupe à travers la chaîne du Jiao-Liao-Ji illustrant la structure en éventail à double déversement de la ceinture de roches magmatiques basiques qui chevauche le bloc du Nord ainsi que les sédiments du bloc du Sud, vers le nord et le sud, respectivement (Faure et al., 2004).

Cette chaîne n'est pas considérée dans les modèles qui discutent la formation du Craton de Chine du Nord (e.g. Kusky et al., 2007). D'autre part, il est difficile d'extrapoler le prolongement de cette chaîne, dans la partie principale du NCC, à l'ouest de la faille de Tan-Lu. Ci-après nous discutons des modèles actuels concernant les deux autres chaînes paléoprotérozoïques du NCC: i) la ceinture des khondalites et ii) la "Trans-North China Belt".

2.3. La ceinture des khondalites

La ceinture des khondalites forme une bande de roches paléoprotérozoïques qui affleurent depuis le massif de Jining à l'Est, dans les massifs de Daqingshan, Wulashan et Qianlishan jusqu'au massif de Helanshan à l'Ouest (Fig. 2-10). Cette chaîne est considérée comme la limite entre deux blocks archéens, le bloc de Yinshan au nord et de l'Ordos au sud, formant à eux deux le Bloc de l'Ouest (Fig. 2-12). Comme son nom l'indique, elle est caractérisée par une grande quantité de gneiss khondalitiques à sillimanite-grenat, des gneiss à quartz-grenat qui sont considérés comme représentant des sédiments de marge continentale passive (Lu et al., 1992, 1996). Selon Condie et al. (1992), les protolithes des khondalites sont des shales, des grès feldspathiques et des roches volcaniques felsiques déposés dans un bassin intracontinental. Ces khondalites sont associées à quelques gneiss TTG, des granulites basiques, des charnockites et des granites de type S syntectoniques. Les

âges des protolithes vont de 2.3 à 1.9 Ga et les âges du métamorphisme vont de 2.0 à 1.9 Ga (Hu., 1994 ; Wan et al., 2000 ; Santosh et al., 2007a, b).

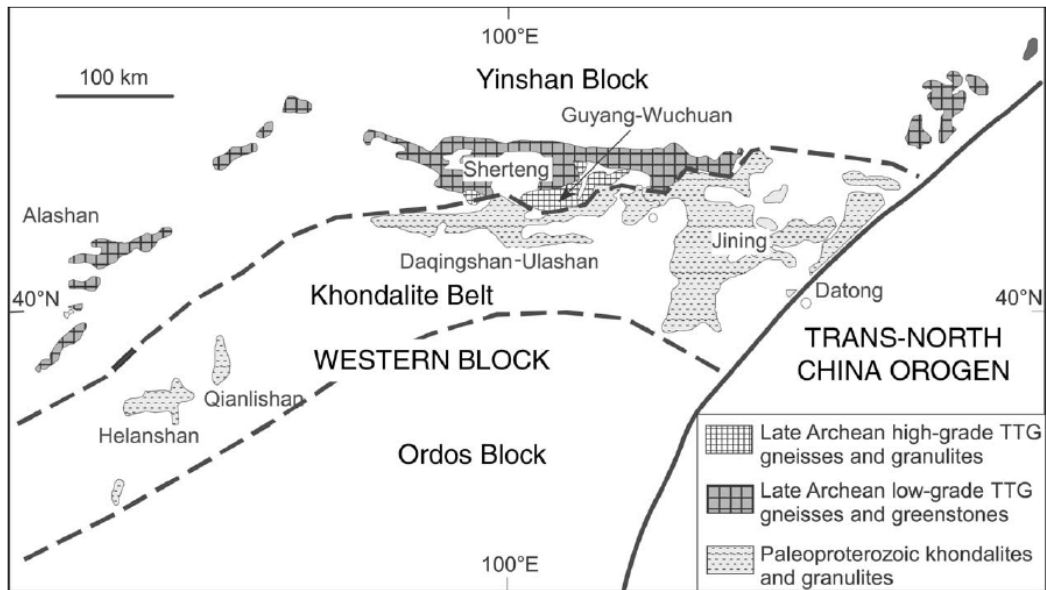


Fig. 2-12. Subdivision tectonique du bloc de l'Ouest en deux blocs, Yinshan au Nord et Ordos au Sud, séparés par la ceinture des khondalites orientée E-W (Zhao et al., 2002b).

Les structures sont globalement E-W et une déformation polyphasée a été observée (Santosh et al., 2007b). Cependant, les études structurales concernant cette chaîne sont quasiment inexistantes et aucune coupe d'échelle crustale n'est documentée. Néanmoins, sur la base des données géochronologiques et pétrologiques disponibles, cette chaîne est considérée comme une zone de collision formée vers 1.9-2.0 Ga (Zhao et al., 2005 ; Santosh et al., 2007b ; Kusky et al., 2007). En effet, les assemblages métamorphiques et les estimations thermobarométriques définissent des chemins P-T horaires avec un pic du métamorphisme vers 8kbar et 750-800 °C (Fig. 2-13). Ces chemins seraient les témoins d'une collision entre le block de Yinshan et le Bloc de l'Ordos (Zhao et al., 2005 ; Santosh et al., 2007a, b ; Kusky et al., 2007).

Actuellement, deux modèles sont proposés pour expliquer la ceinture des khondalites :

Selon Zhao et al. (2005) les khondalites représentent les sédiments de la marge septentrionale du bloc de l'Ordos. Les TTG et granulites mafiques associées aux khondalites pourraient représenter un arc volcanique bordant la marge méridionale du block de Yinshan (Liu et al., 1993). Zhao et al. (2005), suggèrent que la collision se produit à 2.1-1.9 Ga, qui correspond à l'âge du métamorphisme dans le faciès des granulites (Hu, 1994). Cette collision est antérieure à celle responsable de la formation de la "Trans-North China Belt", mais proche de la phase précoce à ~2100 Ma reconnue dans la partie orientale de la TNCB présentée dans ce travail (Chapitre 3).

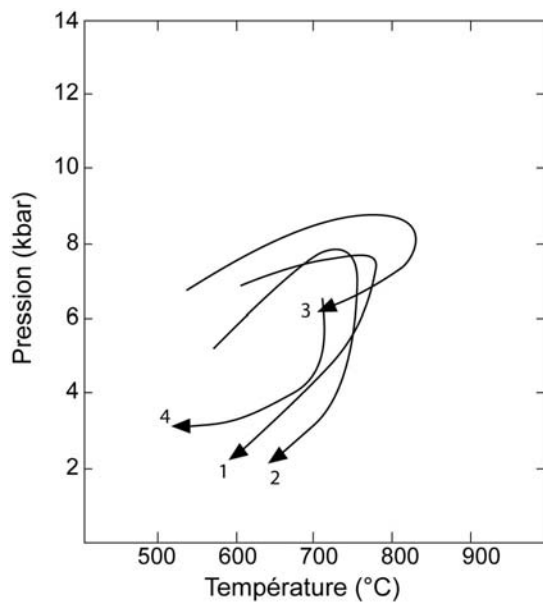


Fig. 2-13. Chemins P-T estimés pour les khondalites de la ceinture de khondalites, Bloc de l'Ouest. (1) Massifs de Helanshan-Qianlishan (Zhao et al., 1999b); (2) Massifs de Daqingshan-Wulashan (Jin et al., 1991; Liu et al., 1993); (3) Massif du Jining, premier évènement métamorphique (Lu et al., 1992); (4) Massif du Jining, deuxième évènement métamorphique (Lu et al., 1992). D'après Zhao et al., 2005.

Du nord au sud, on distingue trois zones: i) une ceinture de métasédiments déposés dans des eaux peu profondes; ii) une ceinture de roches plutoniques, formée de TTG et de diorites quartziques ayant subi un métamorphisme dans le faciès des schistes verts et iii) au sud, une ceinture de roches supracrustales comprenant des métasédiments et métavolcanites intrudés par des diorites et gabbros et métamorphisés dans le faciès amphibolites (Kusky et Li, 2003). Ces trois zones sont interprétées comme un prisme d'accrétion, un arc magmatique de type andin et un bassin d'arrière arc, respectivement (Kusky et Li, 2003). La NHO (Northern Hebei Orogen) aurait chevauché le NCC vers le sud donnant naissance à une ceinture de granulites s'étendant d'est en ouest entre la NHO et le NCC. Dans ce modèle, la ceinture des khondalites serait postérieure à la TNCB, laquelle se serait formée au Néoarchéen vers 2.5 Ga (voir section suivante). La ceinture des khondalites ne forme que la partie méridionale d'un orogène nommé IMNHO (Inner Mongolia Northern Hebei Orogen) ou plus simplement NHO (Fig. 2-14; Kusky et Li, 2003; Kusky et al., 2007; Li et Kusky, 2007). Cet orogène est situé sur la bordure nord du Craton de Chine du Nord déjà assemblé lors de la collision entre les blocs de l'Ouest et de l'Est. Ces auteurs ne considèrent donc pas qu'il s'agit d'une chaîne de collision entre le Bloc de Yinshan et le bloc de l'Ordos responsable de la formation du bloc de l'Ouest (Zhao et al., 2002a, 2005). Pour Kusky et al. (2007) la NHO serait un orogène de collision formé au cours du rattachement du NCC avec le supercontinent Columbia vers 1.9 Ga.

Récemment, des données sur un métamorphisme UHT ont été présentées dans la ceinture des khondalites (Santosh et al., 2006a, b, 2007a, b). Il s'agit de granulites riches en Mg-Al montrant des assemblages à saphirine + quartz, orthopyroxène + sillimanite + quartz et perthite de haute température. Les conditions P-T du pic du métamorphisme ont été estimées à $T > 1000^{\circ}\text{C}$ et $P > 10$ kbar pour de tels assemblages (Santosh et al., 2006b). Le pic du métamorphisme est suivi par une décompression

isotherme et un refroidissement isobare (Santosh et al, 2006b). Sur la base de datations SHRIMP U-Pb sur zircon, Santosh et al. (2007b) proposent un âge du métamorphisme dans le faciès des granulites à ~1920 Ma et l'interprètent comme l'âge de la collision entre le bloc de l'Ordos et le Bloc de Yinshan, pour former le bloc de l'Ouest. Ces résultats s'accordent avec le modèle de Zhao et al. (2005) dans lequel la collision à l'origine de la ceinture des khondalites est antérieure à celle responsable de la formation de la Trans-North China Belt.

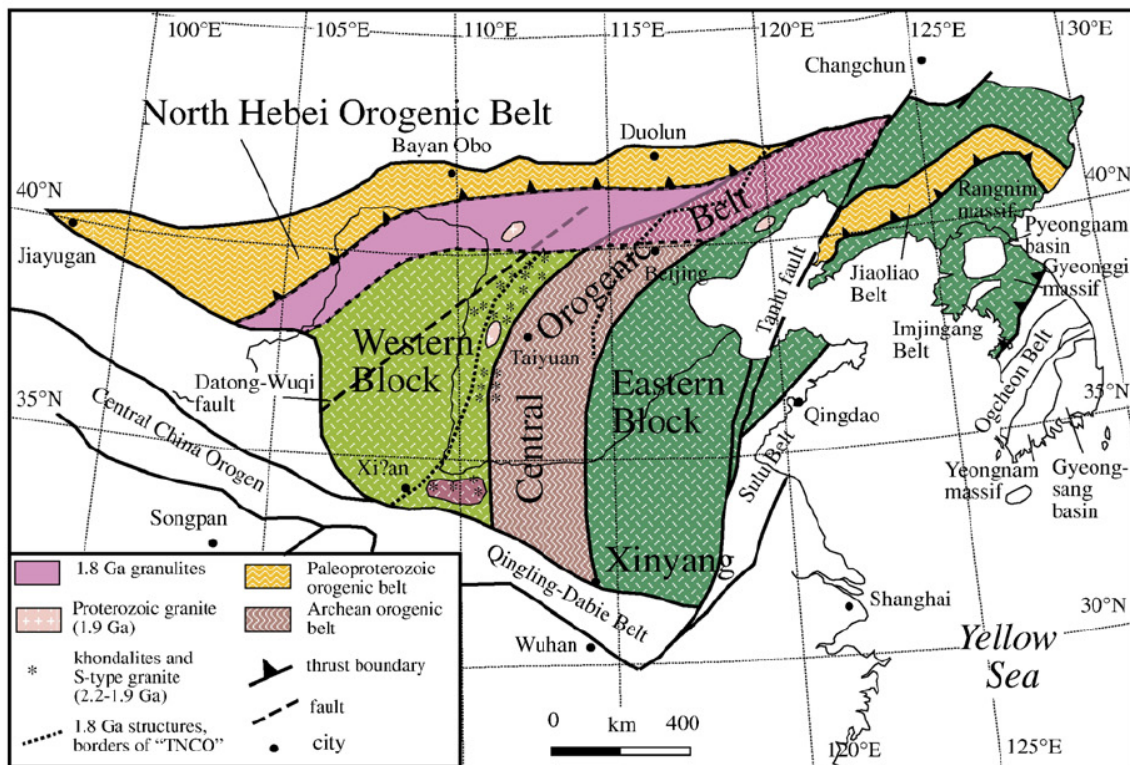


Fig. 2-14. Carte schématique illustrant la structure du NCC au Paléoprotérozoïque selon Kusky and Li (2003). Le Northern Hebei Orogen (NHO) est le résultat de la collision de la bordure septentrionale du NCC avec le supercontinent Columbia au Paléoprotérozoïque vers 2.0-1.9 Ga. La "Central orogenic Belt" (= Trans-North China Belt) est considérée comme un orogène archéen réactivé, dans sa partie nord, au Paléoprotérozoïque, dans Kusky et al. (2007) modifié d'après Kusky et Li (2003).

Il faut noter que la ceinture des khondalites reste encore très peu étudiée et particulièrement en termes de données structurales. Notamment, aucune coupe générale n'est disponible. Ceci est dû en partie à la mauvaise qualité des affleurements comparée à celle de la Trans-North China Belt qui affleure plus au sud-est. Nous n'avons pas étudié cette partie du NCC mais seulement l'extrémité est de la ceinture des khondalites, adjacente à la "Trans-North China Belt".

Les principaux résultats de cette thèse concernent la "Trans-North China Belt" dont les différents modèles d'évolution sont présentés ci-après.

3. La "Trans-North China Belt"

3.1. Généralités

La "Trans-North China Belt" est la chaîne paléoprotérozoïque du NCC la plus importante en superficie et la mieux documentée. Elle a été mise en évidence assez récemment et définie comme une zone de collision séparant deux blocs archéens, les blocs de l'Est et de l'Ouest (Zhao et al., 1998, 1999a, 2000a, 2001a, 2004b, ; Wilde et al., 2002, Kusky et Li, 2003). Les éléments lithostratigraphiques suggérant qu'il s'agit d'une chaîne de collision sont : la présence de témoins de croûte océanique, de granulites de haute pression, d'éclogites rétro-morphosées, et de tout un ensemble d'éléments structuraux tels que des chevauchements horizontaux importants qui contrastent avec les dômes et bassins documentés dans les blocs archéens de l'Ouest et de l'Est. Zhao et al. (2005) distinguent l'évolution métamorphique des roches de la TNCB qui, comparée à celle des roches des blocs archéens, montre un chemin horaire avec une décompression isotherme suivant le pic du métamorphisme (Zhao et al., 2000a). Cependant, du fait de sa découverte récente, cette chaîne reste très mal comprise. Les données accumulées sont principalement le fruit d'études géochronologiques, pétrologiques et géochimiques, mais de grosses lacunes concernant les contraintes structurales subsistent.

3.1.1. Limites géographiques

Cette chaîne affleure sous forme d'une bande d'environ 200-300 km de large et traverse le NCC sur plus de 1200 km. Du nord vers le sud, elle affleure dans les massifs de Chengde, Northern Hebei, Huai'an, Hengshan, Wutai, Fuping, Lüliang, Zanghuang, Zhongtiao, Dengfeng et Taihua (Fig. 2-15). Les limites définies par Zhao et al. (2001a) sont les failles de Huashan-Lishi-Datong-Duolun (HLDD Fault) à l'ouest et de Xingyang-Kaifeng-Shijiazhuang-Jianping (XKSJ Fault) à l'Est. On ne connaît pas l'âge exact de ces failles mais la présence d'un volume important de basaltes mésozoïques le long de celles-ci suggère leur fonctionnement au cours de cette période (Ren, 1980 ; Zhao et al., 2001a). Zhao et al. (2001a) interprètent ces failles comme des limites néoarchéennes à paléoprotérozoïques cryptiques qui ont été réactivées au cours du Mésozoïque.

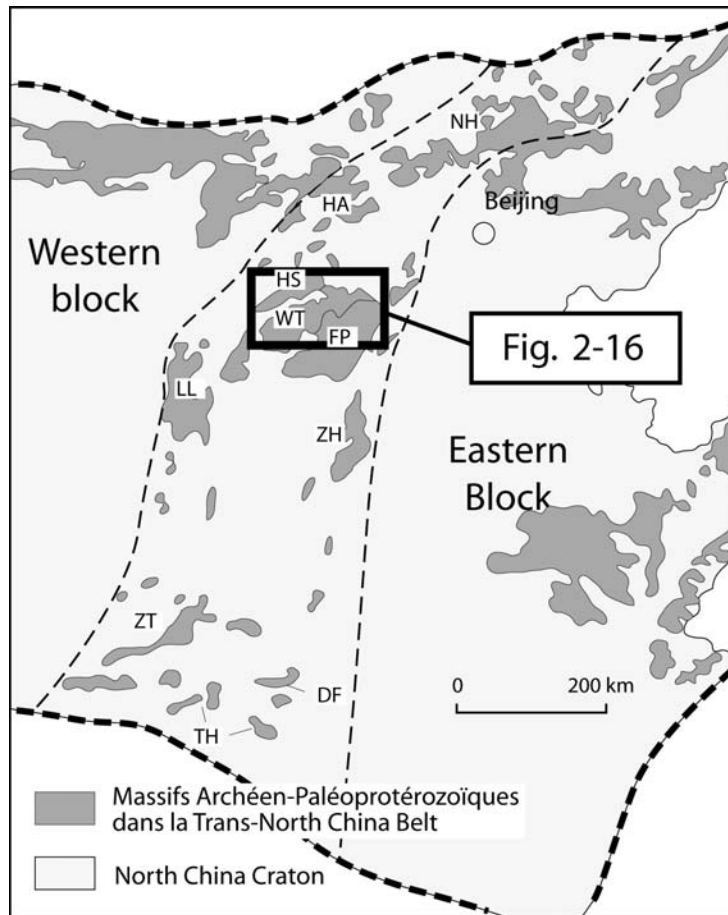


Fig. 2-15. Distribution des massifs archéens et paléoprotérozoïques dans la chaîne Trans-North China. La TNCB comprend les massifs de Dengfeng (DF), Fuping (FP), Hengshan (HS), Huai'an (HA), Lüliang (LL), Northern Hebei (NH), Taihua (TH), Wutai (WT), Zhanghuang (ZH) et Zhongtiao (ZT). Les limites en pointillés sont les failles de Huashan-Lishi-Datong-Duolun (HLDD Fault) à l'ouest et de Xingyang-Kaifeng-Shijiazhuang-Jiianping (XKSJ Fault) à l'Est. Modifié d'après Zhao et al (2001a).

Les travaux dont sont issus les modèles présentés dans la section suivante, se sont principalement focalisés sur les massifs du Hengshan-Wutaishan-Fuping (Figs. 2-15 et 2-16). Ce sont les trois plus gros massifs affleurant dans la "Trans-North China Belt". Ainsi, la seule coupe structurale décrivant la chaîne est une coupe dessinée par Tian (1991) (Fig. 2-16). Cette coupe est continuellement reprise dans tous les modèles actuels (Kusky et Li, 2003, Zhao et al., 1999b, 2001a, 2004b, Kröner et al., 2005a).

Dans la littérature chinoise, du fait de très bonnes conditions d'affleurement, les massifs de Fuping, Wutai et Lüliang ont servi de référence pour définir les grands cycles orogéniques chinois (Yang et al., 1986). Ainsi, on distingue les cycles i) du Fuping (Néoarchéen), ii) du Wutai (2500-2000 Ma) et iii) du Lüliang (2000-1700 Ma) (Cheng et al., 1973 ; Lee, 1939). Cette distinction était basée sur l'interprétation de gneiss oillés comme des métagglomérats déposés en discordance sur des gneiss formés lors du cycle antérieur. Il est maintenant bien admis que les gneiss oillés sont des métagranites intrusifs dans des séries sédimentaires. Cependant, les datations radiométriques permettent de reconnaître différents événements magmatiques, métamorphiques et tectoniques qui seront exposés dans les chapitres suivants.

Une description plus détaillée des trois massifs de Hengshan-Wutaishan et Fuping est présentée dans le chapitre 3.

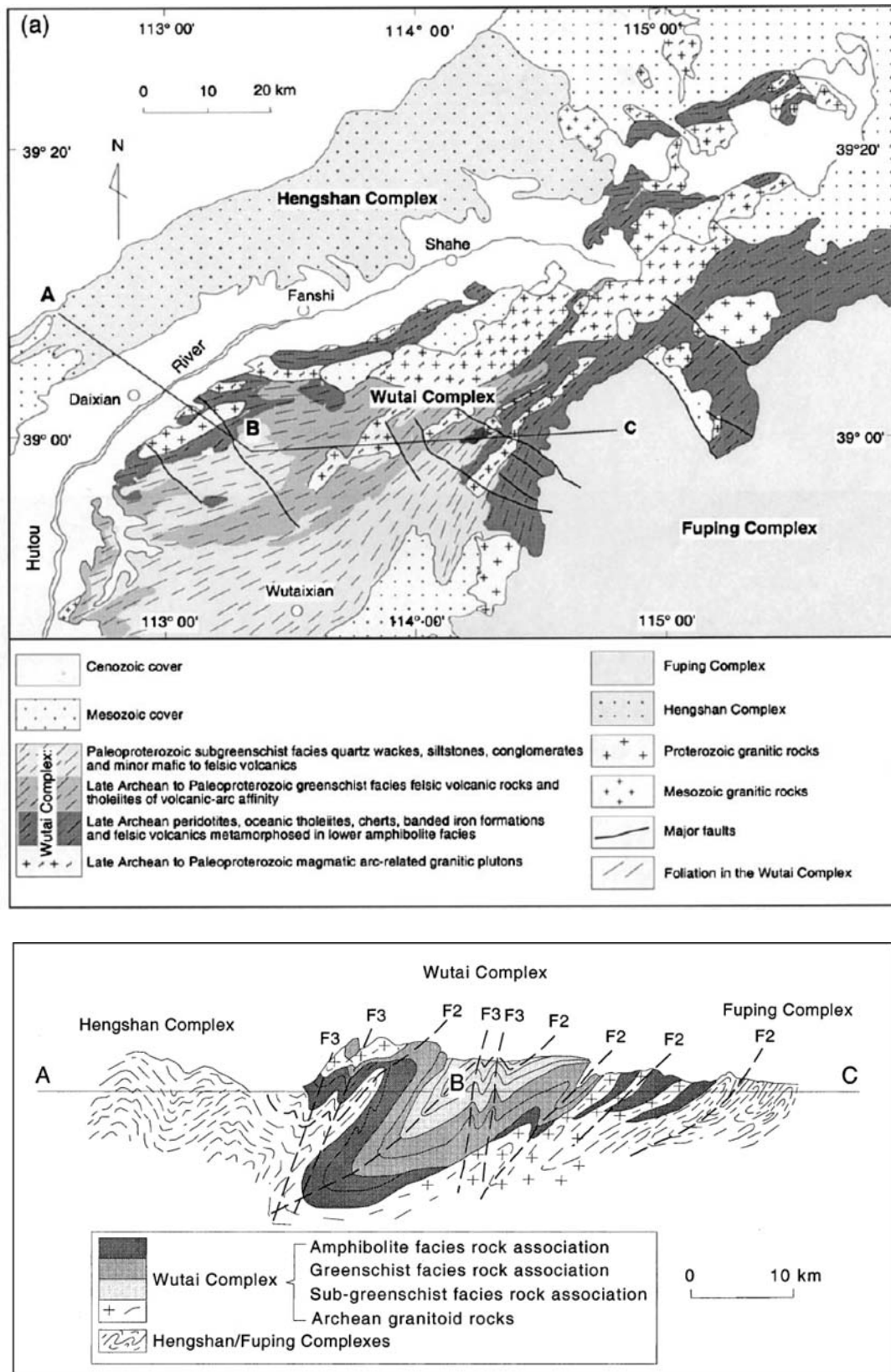


Fig. 2-16. Carte des Massifs de Hengshan, Wutaishan et Fuping et coupe correspondante (modifié d'après Tian, 1991, dans Zhao et al., 1999b, 2004b).

3.2. Les modèles actuels

Dans cette section, nous présentons divers modèles proposés jusqu'à aujourd'hui concernant l'évolution de la "Trans-North China Belt". Ces modèles sont présentés tels qu'ils sont décrits dans la littérature. Cependant quelques commentaires ont été ajoutés pour guider le lecteur.

3.2.1. Modèle 1 : collision à ~1850 Ma suite à une subduction vers l'est (Zhao et al., 1999b, 2000a, b, 2004b, 2005, Kröner et al., 2005a, Zhang et al., 2007)

Plusieurs variantes sont distinguées.

Variante (a) selon Zhao et al. (2004b), figure 2-17.

Vers 2550-2520 Ma, une subduction océanique entraîne une fusion partielle à la base de la croûte et la mise en place de magma jusque dans la croûte supérieure formant les granitoïdes affleurant dans les massifs de Wutaishan et de Fuping. Dans le même temps, la fusion du coin mantellique entraîne le sous-plaquage de magma basique dans la croûte inférieure et un volcanisme responsable de la ceinture de roches vertes du Wutaishan (Fig. 2-17a). Un bassin d'arrière-arc se développe entre les massifs du Wutaishan et du Fuping (Fig. 2-17b).

Vers 2520-2450 Ma, la subduction sous l'arc du Hengshan-Wutaishan entraîne à nouveau la fusion partielle de la croûte inférieure générant une grande quantité de magma TTG affleurant dans le massif du Hengshan. La subduction vers l'est du bassin d'arrière-arc entraîne la réactivation de l'arc du Fuping au sein duquel des TTG se mettent en place. Il s'ensuit la mise en place de dykes basiques affleurant aujourd'hui sous forme de granulites de haute pression et moyenne pression et d'éclogites rétro-morphosées dans les massifs du Hengshan et du Fuping (Fig. 2-17c).

Au cours du Paléoproterozoïque, il y eut quelques épisodes magmatiques toujours liés à la même subduction, à l'origine de la mise en place de granitoïdes vers 2360 Ma, 2250 Ma et 2000-2100 Ma (Fig. 2-17d). Ce sont par exemple les granites de Wangjiahui et Dawaliang dans le massif du Wutaishan et les granites de Nanying dans le massif du Fuping datés vers 2.1 Ga (Wilde et al., 2005 ; Zhao et al., 2002b).

Entre 1880 et 1820 Ma, les deux océans se ferment, entraînant une collision de type continent-arc-continent, entre le bloc de l'Ouest et le bloc de l'Est. La collision est responsable d'une tectonique chevauchante régionale à vergence ouest. Une partie des roches des massifs de Hengshan et de Fuping est enfouie jusqu'en base de croûte où elle subit un métamorphisme dans le faciès des granulites. Au contraire, les roches du massif du Wutaishan ne sont enfouies que dans des niveaux plus superficiels et ne subissent qu'un métamorphisme dans les faciès des schistes verts et des amphibolites (Fig. 2-17e). Après le paroxysme du métamorphisme, la croûte épaissie est exhumée et subit un plissement important (Fig. 2-17f).

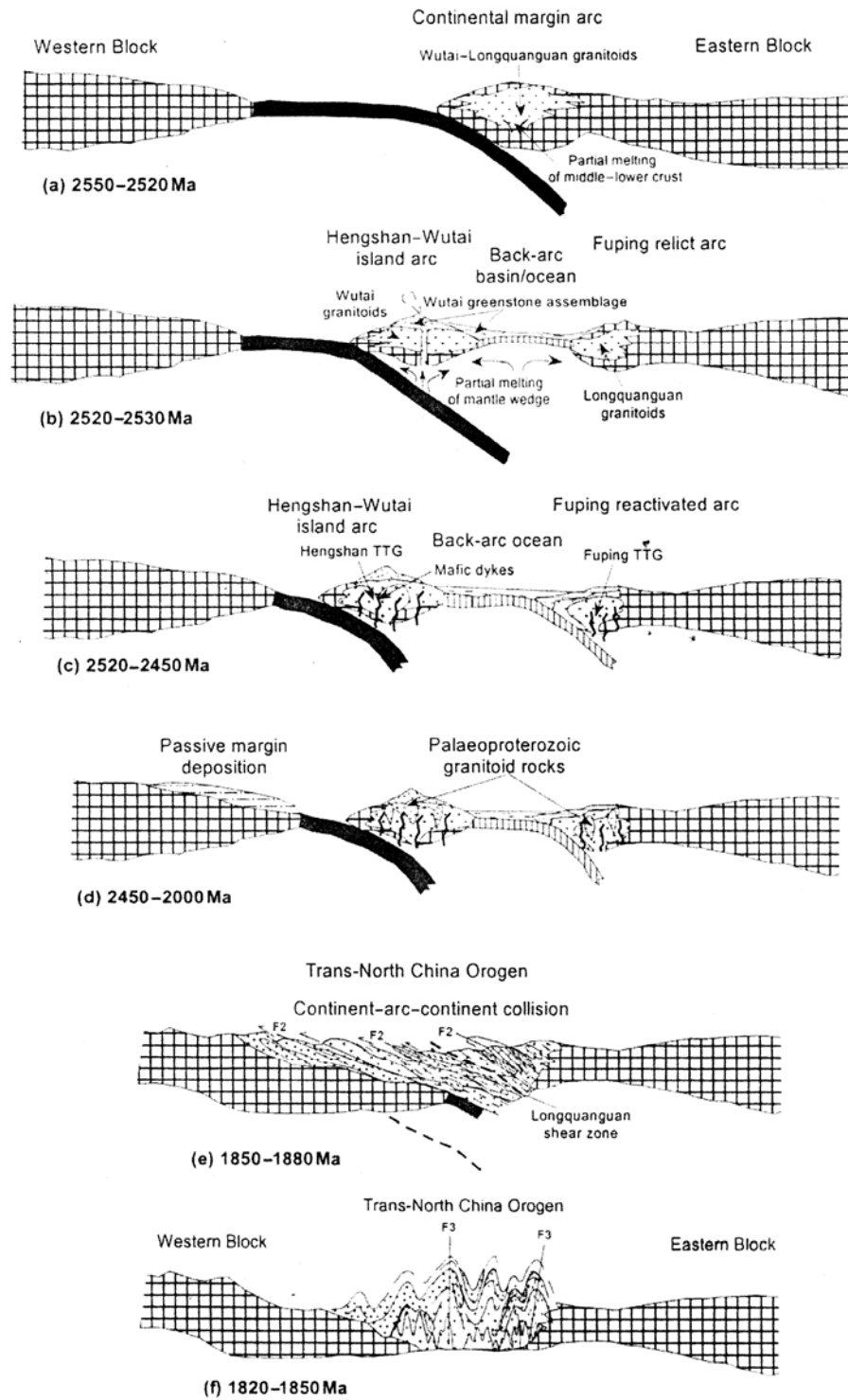


Fig. 2-17. Modèle géodynamique illustrant l'évolution des massifs du Hengshan, Wutaishan et Fuping au cours de la formation du Trans-North China Orogen. D'après Zhao et al., 2004b.

Variante (b) selon Kröner et al. (2005a), figure 2-18.

Kröner et al. (2005a) soulignent l'existence de gneiss datés à 2700 Ma dans le Massif de Hengshan ainsi que de zircons hérités du même âge dans les massifs de Wutaishan et de Fuping. Ils interprètent ces âges comme les témoins de l'existence d'un bloc continental aux dimensions inconnues ou de la partie ouest du bloc de l'Est.

Vers 2560-2540 Ma, le sous plaquage de magma, résultant de la subduction vers l'Est entraîne la fusion partielle de la base de croûte de la plaque supérieure et la mise en place des granitoïdes (Fig. 2-18a).

Vers 2525-2480 Ma, la subduction entraîne une grosse production de magmas calco-alcalins à l'origine i) de la mise en place dans les niveaux structuraux profonds de TTG et granites et ii) du volcanisme basique à felsique ainsi que du plutonisme dans les niveaux superficiels de la croûte. Ceci marque la mise en place d'un arc magmatique le long d'une marge active d'un microcontinent ou du Bloc de l'Est (Fig. 2-18b).

Vers 2480-2440 Ma, un prisme d'accrétion se développe avec une première déformation affectant une partie de l'arc volcanique (Fig. 2-18c).

Au cours du Paléoprotérozoïque, entre 2360 et 2115 Ma, un important magmatisme se met en place. Certains magmas anatectiques sont attribués à de la fusion partielle de la croûte épaissie. Pendant cette période, les roches sédimentaires du groupe du Hutuo comprenant des conglomérats, des grès, des carbonates et des roches volcaniques acides et basiques se sont déposées (Fig. 2-18d).

Vers 1900 Ma, des dykes basiques se mettent en place jusque dans les niveaux crustaux supérieurs. Dans le Massif de Hengshan seulement, ces dykes ont été datés vers 1915 Ma (Kröner et al., 2006). Ces dykes sont maintenant observés sous forme de boudins d'amphibolites et de granulites, uniquement dans les massifs de Hengshan et de Fuping. L'intervalle de longue durée (600 Ma) entre la mise en place du volume principal de roches granitoïdiques à environ 2500 Ma et les intrusions de dykes basiques à 1900 Ma suggère qu'il n'y a aucun lien génétique entre la formation de l'arc à la fin de l'Archéen et l'extension de la croûte et le rifting associé à la mise en place des dykes vers 1900 Ma (Fig. 2-18e).

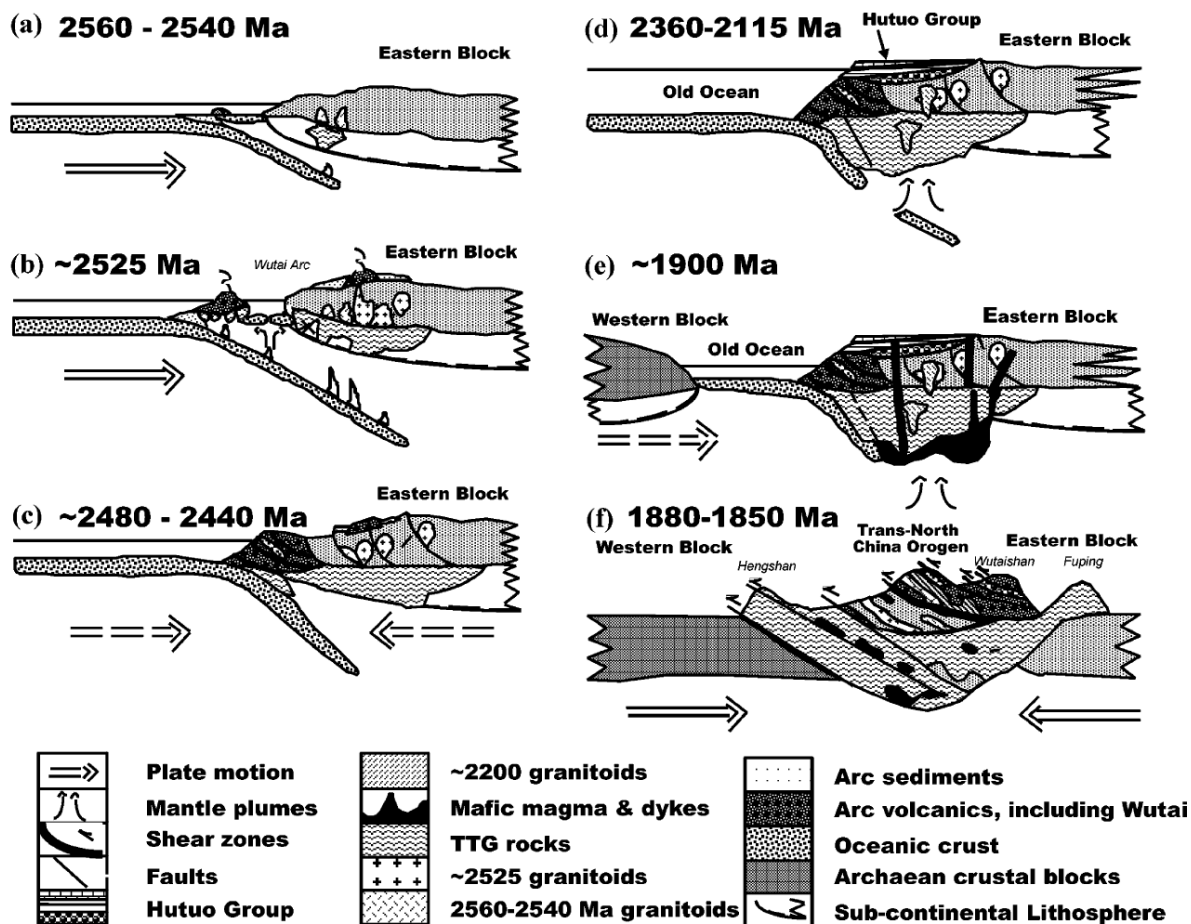


Fig. 2-18. Modèle géodynamique illustrant l'évolution des massifs du Hengshan-Wutaishan-Fuping. Voir les explications dans le texte. D'après Kröner et al. (2005b).

La phase de déformation principale se produit après la mise en place des dykes, entre 1880 et 1850 Ma, en même temps que le métamorphisme de haute pression enregistré dans les granulites du massif de Hengshan (Zhao et al., 2001b, O'Brien et al., 2004). Cette déformation syn-métamorphe est la conséquence de la collision entre le Bloc de l'Ouest et le Bloc de l'Est responsable de l'édification du "Trans-North China Orogen" (Zhao et al., 2001a). Au cours de la collision, des chevauchements permettent l'enfouissement des granitoïdes de Hengshan et de Fuping en profondeur. Le soulèvement qui s'ensuit, en raison de l'effondrement orogénique, a produit des zones de cisaillement dans les domaines inférieurs de la croûte et plusieurs des gneiss granitoïdes ont été transformés en mylonites et ultramylonites, à des températures et des pressions élevées. Davantage de soulèvement, accompagné d'apport de fluides entraîne une importante rétomorphose des roches de haute pression et le mouvement le long des zones de cisaillement se prolonge dans le domaine fragile de la croûte supérieure. Entre les massifs de Wutaishan et de Fuping, ces cisaillements tardifs vers l'est produisent des détachements "plats" tels que la shear zone du Longquanguan (Fig. 2-18f).

Variante (c) selon Zhang et al. (2007), figure 2-19.

Récemment, une étude structurale dans le Massif de Hengshan reprend les modèles de Zhao et al. (2004b) et Kröner et al. (2005b). Zhang et al. (2007) suggèrent que la déformation contemporaine du métamorphisme prograde et de l'épaississement crustal est caractérisée par un cisaillement vers le NW.

Dans la période comprise entre 2560 et 1880 Ma, les massifs de Hengshan, Wutaishan et Fuping faisaient partie d'un même arc magmatique développé suite à la subduction vers l'est d'un ancien océan sous la marge occidentale du bloc de l'Est (Fig. 2-19). Associé au développement de l'arc magmatique, se sont mis en place successivement les granitoïdes néoarchéens du Wutai, les roches volcaniques des roches vertes du Wutai, les assemblages supracrustaux, les gneiss TTG des massifs de Hengshan et de Fuping, l'ensemble polyphasé des granitoïdes paléoprotérozoïques (par exemple les granitoïdes de Nanying dans le Massif de Fuping et le granite de Dawaliang dans le massif de Wutaishan), les roches du groupe de Hutuo paléoprotérozoïque (~2100 selon Wilde et al. (2004b)), et les dykes basiques de Hengshan daté à 1915 Ma (Kröner et al., 2006) (métamorphisés par la suite en granulite de HP). (Fig. 2-19a)

Vers 1880-1850 Ma, l'ancien océan séparant les blocs de l'Ouest et de l'Est se ferme et les deux blocs se télescopent formant une chaîne de collision de type continent-arc-continent (Fig. 2-19b). La collision est d'abord responsable du développement de chevauchements à vergence ouest, de plis isoclinaux associés à une foliation pénétrative accompagnant le métamorphisme prograde (Fig. 2-19b-c).

La subduction a ensuite provoqué le détachement du domaine des roches de haute pression (croûte inférieure) le long de la zone de cisaillement ductile de Zhujiafang. (Fig. 2-19d)

Enfin, au cours de l'exhumation de l'ensemble de la croûte épaissie, et en réponse au détachement du slab, des plis droits d'échelle régionale se sont développés ainsi que des failles de détachement dans les niveaux crustaux superficiels (Fig. 2-19e).

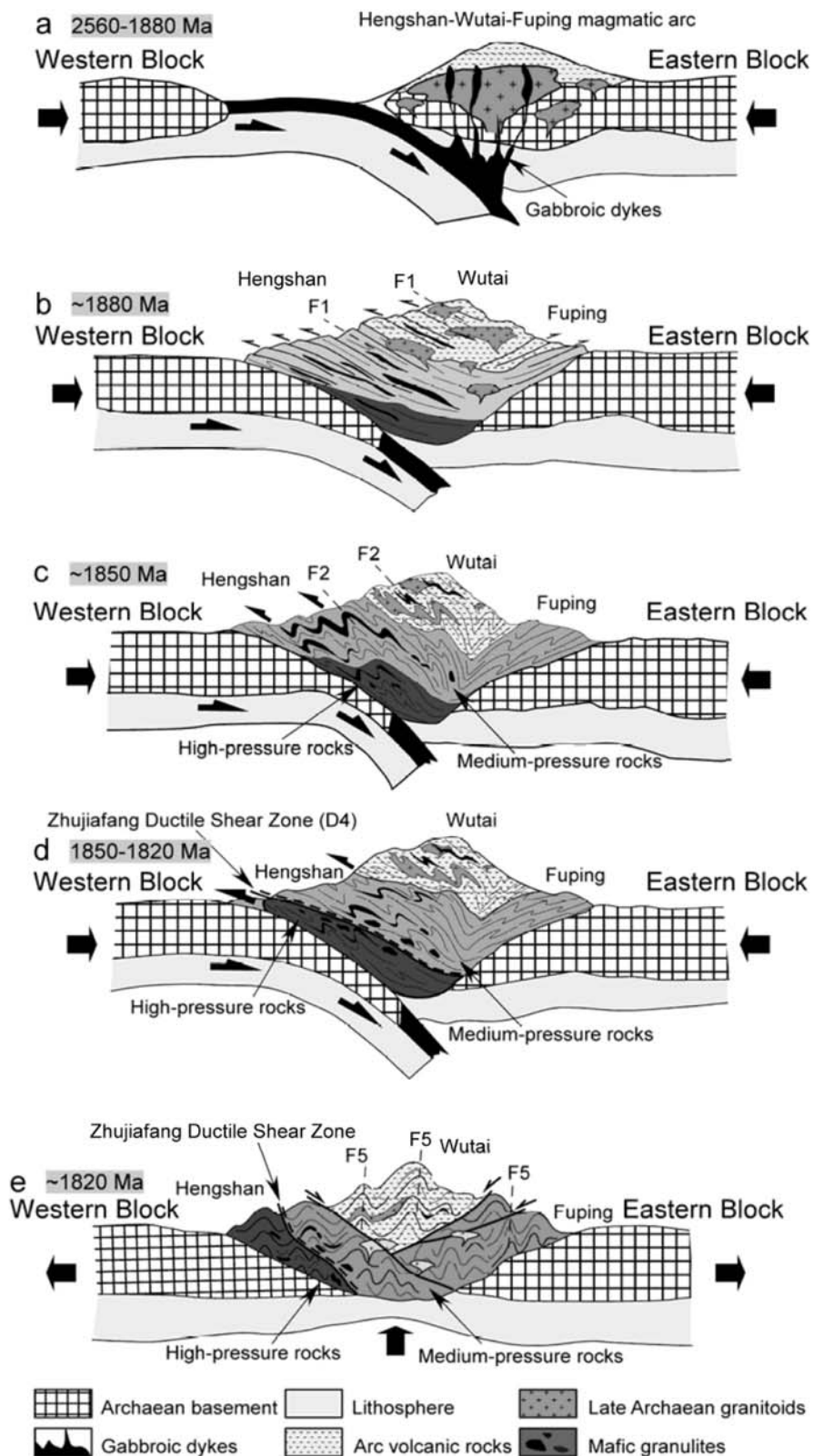


Fig. 2-19. Modèle géodynamique illustrant l'évolution des massifs de Hengshan-Wutaishan-Fuping d'après Zhang et al. (2007).

3.2.2. Modèle 2 : collision vers 2500 Ma suite à une subduction vers l'ouest (Li et al., 2000a, b, Kusky et Li, 2003 ; Li et Kusky, 2007 ; Polat et al., 2005, 2006 ; Kusky et al., 2006, 2007)

Variante (a) selon Polat et al. (2005), figure 2-20.

Le modèle de Polat et al. (2005, 2006) est essentiellement basé sur des résultats d'études géochimiques réalisées sur des dunites, harzburgites, basaltes, andésites dacites et rhyolites échantillonnés dans le massif de Wutaishan. Ce dernier est considéré comme une ceinture de roches vertes archéenne (Polat et al., 2005). Les résultats géochimiques suggèrent que ces roches se sont formées dans une zone de subduction. Ils suggèrent aussi une interaction entre des magmas dérivés de manteau appauvri (MORB) et des fluides liés à la subduction. Les signatures géochimiques dans les roches volcaniques du massif de Wutaishan reflètent une interaction entre des processus liés à une ride médio-océanique et une zone de subduction (Polat et al., 2005, Wang et al., 2004). L'absence d'une forte signature du grenat dans les roches volcaniques du massif de Wutaishan suggère une zone de fusion peu profonde, signifiant ainsi que la fusion se déroule en contexte d'arrière arc ou d'avant arc (Fig. 2-20a).

Polat et al. (2005) proposent que les dunites et harzburgites se soient formées dans la partie supérieure du manteau sous-jacent à une croûte océanique. Ce domaine océanique séparait le bloc de l'Est (Fuping) du bloc de l'Ouest (Hengshan) au Néoarchéen. A l'instar des modèles précédents, on ne connaît pas l'âge de ce domaine océanique. Après que la subduction eut été initiée au niveau d'une ride océanique ou d'une faille transformante, ces roches ultrabasiques ont été piégées entre le "slab" subductant et l'arc magmatique, formant ainsi le socle de l'ophiolite d'avant-arc (Fig. 2-20b).

La subduction de la ride océanique serait responsable de la source de chaleur nécessaire à la formation des VMS et des BIF qui affleurent dans le massif du Wutaishan. D'autre part, la subduction de la ride aurait augmenté la flottabilité de l'avant-arc, facilitant son accrétion à la croûte continentale au cours de la collision entre les deux blocs. Contrairement au modèle 1 (Zhao et al., 2004b, Kröner et al., 2005a, b ; Zhang et al., 2007), la collision se produit vers 2.5 Ga et la subduction se fait vers l'ouest. D'autre part, Polat et al. (2005) suggèrent que les chevauchements responsables de l'épaississement se développent principalement entre le massif du Wutaishan et le massif du Fuping et sont à vergence est (Fig. 2-20c). Notons que ces auteurs ne mentionnent jamais la présence d'adakites qui sont pourtant souvent associées à une subduction de ride.

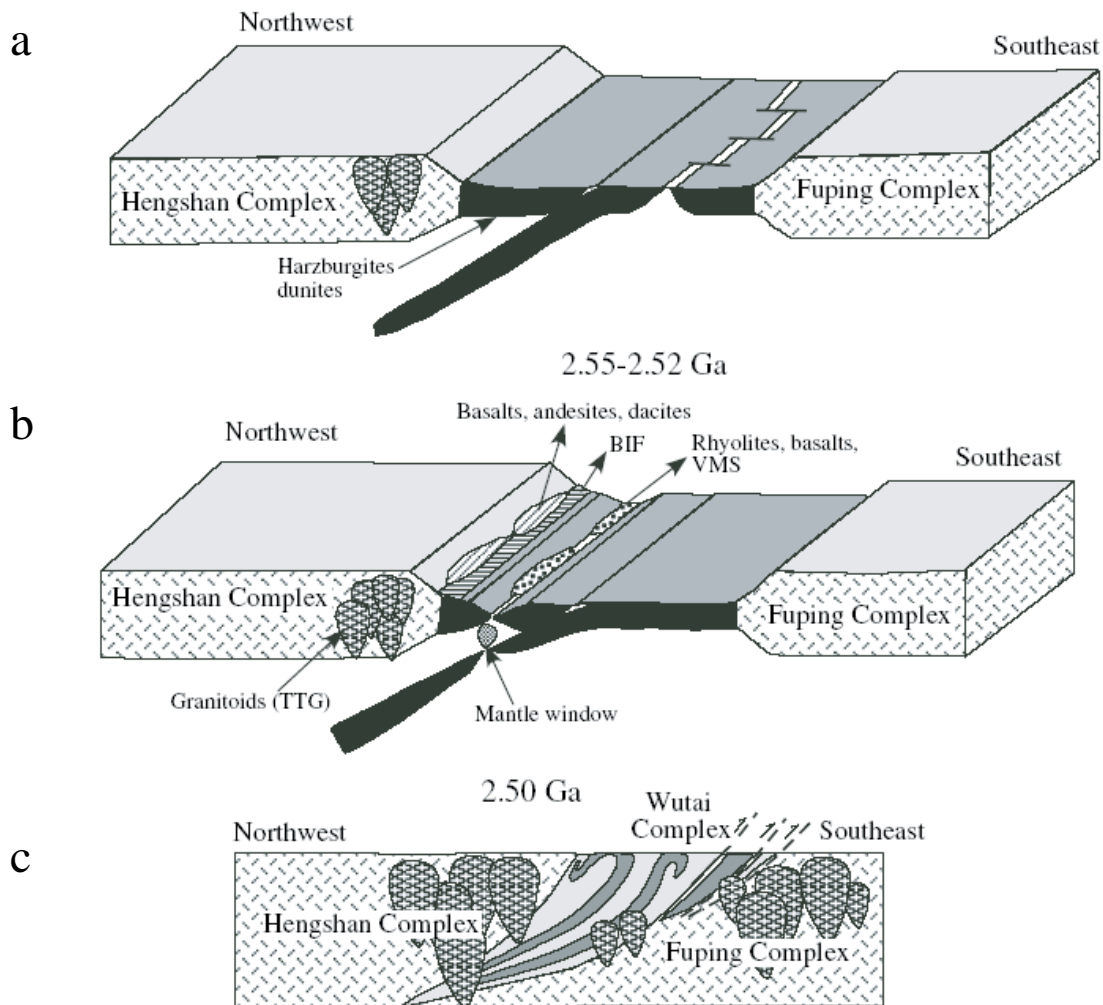


Fig. 2-20. Modèle géodynamique illustrant l'évolution des massifs de Hengshan-Wutaishan-Fuping d'après Polat et al. (2005).

Variante (b) selon Kusky et Li (2003) repris dans Li et Kusky (2007) et Kusky et al. (2007).

Kusky et Li (2003) ont été les premiers à s'intéresser à la géométrie et à la cinématique de la chaîne qu'ils ne nomment ni "Trans-North China Belt" (cette étude), ni "Trans-North China Orogen" (Zhao et al., 2004b; Kröner et al., 2005a; Zhang et al., 2007) mais "Central Orogenic Belt" (COB).

Kusky and Li (2003) décrivent les éléments lithostructuraux sur toute la longueur de la chaîne sans se restreindre aux massifs de Hengshan, Wutaishan et Fuping (Figs. 2-21 et 2-22).

Les unités structurales sont i) un complexe orogénique correspondant aux zones internes à l'ouest, ii) un mélange ophiolitique, iii) un bassin d'avant-pays. La structure globale de la chaîne est déversée vers le SE. Les zones internes chevauchent vers l'est le bassin d'avant-pays qui lui-même chevauche la marge continentale occidentale passive du bloc de l'est représentée par des sédiments de plateforme. Le bloc de l'Ouest est représenté par les massifs de Lüliang et sud Mongolie (Fig. 2-22).

Pour comparer avec les modèle précédents, la zone interne correspond aux gneiss TTG et granitoïdes qui affleurent dans les Massifs de Wutaishan, Fuping et Hengshan et aux autres roches du faciès des amphibolites.

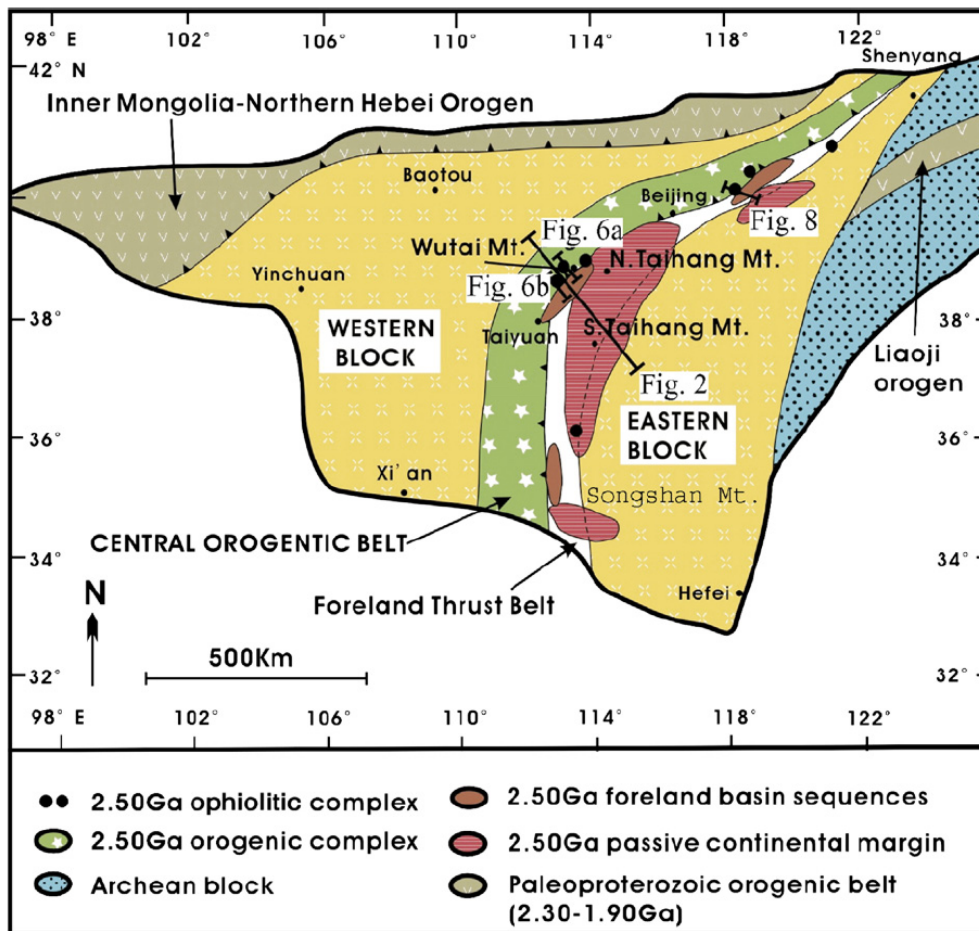


Fig. 2-21. Carte du Craton de Chine du Nord montrant la disposition des principales unités lithostructurales de la chaîne centrale (Central orogenic Belt) archéenne ainsi que la disposition des chaînes paléoprotérozoïques, d'après Li et Kusky (2007).

La figure 2-23 est le modèle présenté par Kusky et Li (2003). Les trois schémas de gauche correspondent à l'évolution de la "Central Orogenic Belt" ("Trans-North China belt") et les trois schémas de droite illustrent l'évolution paléoprotérozoïque de la "Northern Hebei Orogen" (ceinture des khondalites).

Vers 2.6-2.55 Ga, la subduction vers l'ouest d'un océan entraîne la formation d'un arc magmatique bordé à l'est par un prisme d'accrétion (Fig. 2-23). Notons qu'une dorsale est impliquée dans la subduction de manière à rendre compte des résultats des études géochimiques (Polat et al., 2005 ; 2006).

Vers 2.55-2.50, l'arc magmatique, le prisme d'accrétion et des fragments de croûte océanique sont accrétés et déformés au cours de la collision entre les deux blocs archéens. Le métamorphisme enregistré dans ces roches comprend le métamorphisme d'altération océanique, le métamorphisme régional dans les faciès des schistes verts, des amphibolites et des granulites. De part et d'autre des zones internes se développent les bassins d'avant-pays du Qinglong qui correspondent aux

roches sédimentaires du groupe du Hutuo qui forme le haut de la séquence lithostratigraphique du massif de Wutaishan (Fig. 2-23).

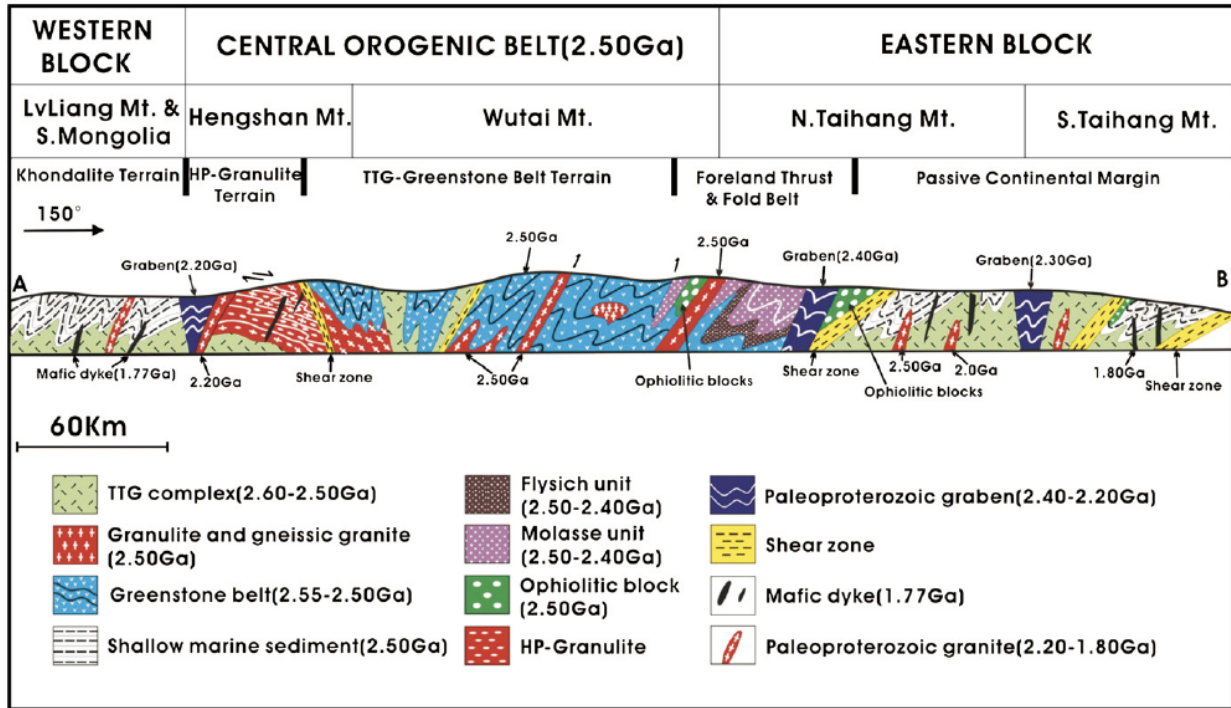


Fig. 2-22. Coupe à travers la chaîne Trans-North China Belt ou Central Orogenic Belt du NW vers le SE, d'après Li et Kusky (2007).

L'extension post-orogénique de cette chaîne archéenne est marquée par l'ouverture de rifts orientés N-S accompagnée de l'intrusion de roches basiques et ultrabasiques (Fig. 2-24). Les rifts sont remplis de sédiments détritiques tels que des conglomérats assimilés à la partie supérieure du groupe du Hutuo.

Après le rifting vers 2.4 Ga, la chaîne IMNHO est un prisme d'accrétion qui se forme au nord du NCC (désormais stabilisé) et vient s'accréter à la marge septentrionale du NCC vers 2.4 Ga. Les roches de la marge continentale sont déformées et métamorphisées dans le faciès des granulites et correspondent à la ceinture des khondalites.

Le NCC subit deux événements tectoniques et métamorphiques vers 2.2 Ga et 1.85 Ga liés à un magmatisme d'arc de type andin. Il est marqué par l'intrusion de roches plutoniques dans la IMNHO. L'événement à 1.85 Ga correspond à la collision entre le NNC et le supercontinent Columbia.

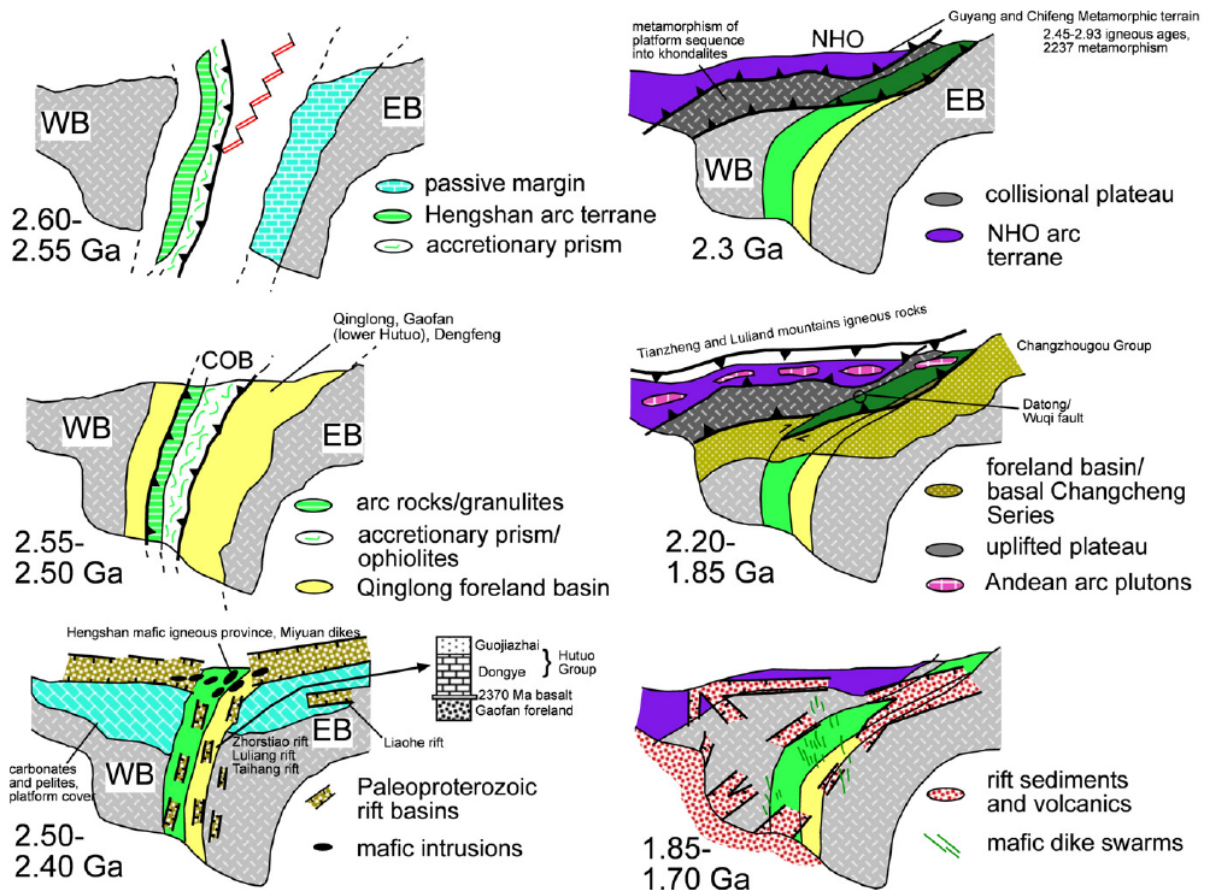


Fig. 2-23. Reconstitution géodynamique de l'évolution du NCC au cours du Néoproterozoïque selon Kusky et Li (2003).

4. Bilan

4.1. La "Trans-North China Belt" dans le Craton de Chine du Nord

Actuellement, deux écoles décrivent l'évolution de la "Trans-North China Belt" de façon très différente.

Dans un premier modèle (Zhao et al., 2004b, Kröner et al., 2005a ; Zhang et al., 2007): La "Trans-North China Belt" (ou "Trans-North China Orogen" selon la terminologie de ces auteurs) résulte d'une collision entre les blocs Est et Ouest, impliquant un arc magmatique développé sur la marge occidentale du bloc de l'Est. Le sens de la subduction est vers l'ouest et débute vers 2500 Ma et se termine vers 1850 Ma, lors de la collision. La plupart des structures, dont les chevauchements, sont à vergence ouest.

Ce modèle, quelles que soient ses variantes, appelle quelques commentaires généraux. Bien que la collision continentale soit unanimement acceptée, des ophiolites témoins de l'océan séparant les blocs de l'Ouest et de l'Est ne sont jamais décrites. Les processus et les structures permettant l'exhumation des granulites de

HP ne sont pas expliqués de façon précise. Tous les contacts tectoniques sont considérés comme des cisaillements vers le NW ou l'W, mais les arguments cinématiques ne sont jamais présentés. En particulier, le cisaillement de Longquanguan est interprété comme une faille normale, ce qui est en contradiction totale avec les observations de terrain ou de lames minces. Enfin, plus conceptuellement, ces modèles qui peuvent se résumer comme un écaillage de l'arc porté sur la plaque supérieure soulèvent deux difficultés :

1) Dans les orogènes de collision, les phénomènes structuraux syn-métamorphes et la fusion crustale qui en résulte souvent sont localisés dans la plaque inférieure, puisque la collision peut aussi être vue comme une subduction continentale. Or dans les modèles proposés ici, les processus tectono-plutono-métamorphiques ne concernent que la plaque supérieure.

2) Dans les schémas proposés (Figs 2-17, 2-18 et 2-19), l'épaississement crustal concerne l'arc magmatique, mais les cisaillements ne perturbent pas l'architecture magmatique initiale de l'arc. Par exemple, les séries volcano-sédimentaires du Wutai restent en position supérieure et les gneiss en position inférieure. Ainsi, les schémas proposés ne représentent pas d'épaississement crustal d'origine tectonique qui implique la superposition d'unités anciennes (ou de haut grade) sur des unités plus récentes (ou moins métamorphiques).

Dans le second modèle (Kusky et Li, 2003 ; Polat et al., 2005, 2006 ; Kusky et al., 2007, Li et Kusky, 2007) : La "Trans-North China Belt" (ou "Central Orogenic Belt" selon la terminologie de ces auteurs) qui résulte d'une collision entre les deux blocs, implique aussi un arc volcanique, mais celui-ci se développe sur la marge orientale du bloc de l'Ouest. La subduction, initiée vers 2.6 Ga, se produit vers l'ouest et la collision se fait vers 2.5 Ga. La plupart des structures sont à vergence Est ou Sud-est. L'événement à 1850 Ma est interprété comme une reprise due à la collision du NCC avec la Columbia au niveau de sa marge septentrionale. La faiblesse majeure de ces modèles concerne l'âge des déformations ductiles synmétamorphes, puisque jusqu'à présent, les âges interprétés comme métamorphiques se situent vers 1900-1800 Ma (Zhao et al., 2004b, Wilde et al., 2005). Nos propres datations U-Th-Pb sur monazite confirment également les âges paléoprotérozoïques.

La suture proposée par Polat et al. (2005) entre les massifs de Hengshan et de Wutaishan n'est pas confirmée par nos études de terrain puisqu'on retrouve les mêmes unités lithologiques et structurales de part et d'autre de la présumée suture.

Les unités distinguées sur la coupe proposée par Li et Kusky (2007) (Fig. 2-22) ne sont pas représentées sur une carte suffisamment détaillée, de sorte qu'il est difficile pour un lecteur de retrouver ces différentes unités.

Enfin, le modèle d'évolution géodynamique proposé pour le Néoarchéen-Paléoprotérozoïque (Kusky et Li, 2003) reste une hypothèse de travail qui n'est pas confirmée par les données disponibles. En particulier, la ceinture des khondalites (cf 2.3) est recoupée par la "Trans-North China Belt" (Figs. 2-10 et 2-14).

4.2. Problématiques

A la lumière des données exposées ci-dessus, deux problématiques principales apparaissent pour comprendre la "Trans-North China Belt".

4.2.1 Problématique d'ordre structural

Tous les modèles présentent des faiblesses en termes d'analyse structurale, de cinématique et de géométrie d'ensemble. Aucune coupe n'existe exceptées celles proposées par Tian (1991) (Fig. 2-16) et Li et Kusky (2007) (Fig. 2-22). La première ne se limite qu'au massif du Wutaishan et la seconde est difficilement vérifiable. Plusieurs questions restent encore sans réponse :

1) *Quelle la structure d'ensemble de la chaîne? 2) Où sont la ou les zones de sutures si elles existent? 3) Quel est le style tectonique? 4) Quelle est la cinématique liée à l'épaississement? 5) Quel est le mode d'épaississement?...*

Comme tous les modèles présentés ci-dessus sont basés sur l'étude des massifs de Hengshan-Wutaishan et Fuping, ces derniers ont constitué la première cible de ce travail de thèse. Deux missions de terrain ont été nécessaires pour les grands traits structuraux des massifs. Les résultats sont présentés ci-après dans les *chapitres 3 et 4*. D'autre part, nous nous sommes intéressés aux massifs de Lüliangshan et de Zhanhuang situés respectivement à l'ouest et à l'est de la "Trans-North China Belt". Ces massifs limitrophes sont essentiels pour la compréhension de la chaîne dans son ensemble et pour examiner les relations avec les blocs de l'Ouest et de l'Est puisque c'est là que nous proposons de placer les sutures ophiolitiques. Nos résultats et interprétations sont présentés dans les *chapitres 5 et 6*.

4.2.2 Problématique d'ordre chronologique

Bien que la base de données géochronologiques soit riche et augmente au fil des études, il n'existe toujours pas de consensus quant à l'âge de la collision responsable de l'édification de la "Trans-North China Belt". Là encore plusieurs problèmes restent à résoudre :

1) *Quel est l'âge du métamorphisme prograde marqueur de l'épaississement crustal? 2) Quel est l'âge des sédiments d'avant-pays du type Hutuo? 3) Peut-on proposer une datation des différents événements métamorphiques et magmatiques?...*

Des réponses à ces questions sont données dans les chapitres suivants dans lesquels une approche géochronologique accompagne toujours les résultats structuraux et métamorphiques. Le *chapitre 4*, en particulier présente une étude pétro-structurale intégrée ayant permis de définir avec précision l'âge du métamorphisme prograde.

Chapitre 3

Evolution du Style Tectonique dans la période 2.1-1.8 Ga, dans le Craton de Chine du Nord

Chapitre 3

Evolution du style tectonique dans la période 2.1-1.8 Ga, dans le Craton de Chine du Nord

Les modèles géodynamiques présentés dans le chapitre précédent sont principalement le résultat d'études menées dans les massifs de Hengshan, Wutaishan et Fuping, au centre de la "Trans-North China Belt" (Kusky et Li, 2003 ; Zhao et al., 2004b ; Zhang et al., 2007). C'est donc, tout naturellement, vers ces trois massifs que nos premières recherches ont été orientées. L'objectif principal était de documenter leur structure et le mode de déformation des roches. Les roches affleurant dans ces massifs ont révélé des âges s'échelonnant entre le Néoarchéen (2.5 Ga) et le Paléoprotérozoïque terminal (1.8 Ga) (e.g. Kröner et al., 2005a ; Wilde et al., 2005). Or nous avons vu que le Paléoprotérozoïque est difficile à appréhender puisque qu'il est susceptible de présenter des styles de déformations du type archaïque (priviliégiant les forces de volume) et de déformations du type moderne (priviliégiant les forces de surface). Par conséquent, une étude de terrain la plus précise possible a été menée sur ces trois massifs.

Les structures sont très mal documentées dans les modèles actuels (e.g. Zhao et al., 2004b). Notre travail de terrain s'est appuyé sur des cartes éditées aux échelles 1/200 000 et 1/500 000 par le Bureau de Géologie et des Ressources Minérales de la province du Shanxi (SBGMR, 1989). En plus d'une reconnaissance des faciès lithologiques et métamorphiques, nous avons entrepris une caractérisation précise des structures, de leur géométrie, de la déformation (en majorité ductile) et de la cinématique associée, et ceci de l'échelle microscopique à l'échelle régionale.

L'étude des structures, de leurs relations à différentes échelles, de la déformation ductile nous a permis de mettre en évidence deux style structuraux bien distincts : i) un style en nappes et chevauchements et ii) un style en "dôme-et-bassin". Si l'étude structurale a permis de mettre en évidence plusieurs phases tectoniques, il convient de les dater. Des datations radiométriques ont apporté des contraintes géochronologiques absolues sur l'évolution de ces deux domaines. Les méthodes utilisées ont été i) la datation U-Th/Pb sur monazite à la microsonde électronique, ii) la datation U-Pb LA-ICP-MS sur zircon et iii) la datation ^{40}Ar - ^{39}Ar sur amphibole et micas. Les principes et protocoles de la méthode de datation U-Th/Pb sur monazite et ^{40}Ar - ^{39}Ar sur amphibole et micas sont détaillés dans les chapitres 5 et 6, respectivement. Dans ce chapitre, les résultats sont présentés sous forme de deux articles.

1. Tectonique de nappe dans les massifs du Hengshan et Wutaishan

1.1. Présentation de l'article

L'article 1 est publié dans la revue *Precambrian Research* 156, (2007) 85–106.

Dans cet article nous présentons de nouvelles données structurales et géochronologiques sur les massifs de Hengshan et Wutaishan. En outre, l'étude des faciès lithologiques et des faciès métamorphiques conduisent à redéfinir quatre grandes unités. Les observations structurales permettent de mettre en évidence une déformation polyphasée. L'ensemble des résultats obtenus nous permet de proposer un nouveau contexte tectonique pour la formation de ces massifs et de proposer un nouveau modèle d'évolution géodynamique de ce segment de la "Trans-North China Belt". Ce modèle constitue l'hypothèse de travail sur la base de laquelle les recherches ultérieures (présentées dans les chapitres 4, 5 et 6) ont été menées.

1.2. *Article 1. Late Paleoproterozoic (1900–1800 Ma) nappe stacking and polyphase deformation in the Hengshan–Wutaishan area: Implications for the understanding of the Trans-North-China Belt, North China Craton*

Precambrian Research 156 (2007) 85–106

Pierre Trap

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, CNRS – Université d'Orléans (UMR 6113),
45067 Orléans Cedex 2, France

Michel Faure

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, CNRS – Université d'Orléans (UMR 6113),
45067 Orléans Cedex 2, France

Wei Lin

State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics,
Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Patrick Monié

Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère UMR CNRS 5573, INSU Université
Montpellier II, 34095 Montpellier Cedex 5, France

Received 14 November 2006; received in revised form 20 February 2007; accepted 8 March 2007

Corresponding author: pierre.trap@univ-orleans.fr

Tel.: +33 238494660; fax: +33 238417308.

1.2.1. Abstract

The Hengshan–Wutaishan area forms part of the Trans-North-China Belt developed in response to the final amalgamation of the North China Craton. The Hengshan–Wutaishan domain and the adjacent Fuping massif constitute the largest and the most representative rock exposure of the belt. A structural study allows us to redefine the lithological and tectonic units that compose the architecture of the Hengshan–Wutaishan domain and to propose that the Trans-North-China Belt was built up through a polyphase tectonic evolution within the period 1900–1800 Ma. The first event (D1) corresponds to the emplacement of lower and upper nappes herein called the Orthogneiss and Volcanites Unit (OVU) and the Low-Grade Mafic Unit (LGMU), respectively. The OVU mainly consists of rocks formed in an arc system and metamorphosed under amphibolite facies conditions whereas the LGMU represents oceanic crust rocks with an arc component that underwent greenschist facies metamorphism. The syn-metamorphic D1 deformation is characterized by a NW–SE stretching and mineral lineation with a top-to-the SE sense of shear that corresponds to the sense of nappe motion. U–Th–Pb EPM chemical dating on monazite from three metapelites of the OVU gives isochron ages of 1884 ± 11 Ma, 1886 ± 5 Ma and 1887 ± 4 Ma interpreted as the age of the prograde amphibolite facies metamorphism coeval with nappe stacking during the D1 event. The D2 event corresponds to a widespread crustal melting of the OVU and underlying basement rocks in Hengshan related to the exhumation of deep structures about 20–30 Ma after nappe emplacement. The migmatite contains blocks of retrograded eclogite or HP-granulitic restites, and is characterized by the development of a pervasive foliation and lineation. A late D2 event represents the folding stage of the migmatitic foliation during the completion of a dome. The Orthogneiss and Volcanics Unit and the Low Grade Mafic Unit are unconformably covered by weakly metamorphosed to unmetamorphosed sediments belonging to the Hutuo Supergroup. These rocks were deformed by a ductile D3 event, characterized by a NW–SE trending stretching lineation, south verging folds associated with an axial planar slaty cleavage and an E–W crenulation lineation. Lastly, a left-lateral wrenching along the Zhujiayang Shear Zone separates the northern and southern parts of Hengshan. Our structural study shows that there is no significant difference between the southern part of Hengshan and the lower part of Wutaishan, both areas belong to the OVU and show a structural continuity. We suggest that this polyphase deformation developed in response to a north-westward subduction of an old ocean, named the Lüliang Ocean, beneath the Western Block, followed by collision with a micro-continent named the Fuping Block at ~1890–1880 Ma.

Keywords: Structural analysis; Polyphase deformation; Crustal melting; Th–U–Pb monazite ages; Trans-North-China Belt; North China Craton

1.2.2. Introduction

The North China Craton formed by amalgamation of two Archean blocks named the Eastern Block (EB) and the Western Block (WB) along a central highly deformed zone called the Trans-North-China Belt (TNCB) (Zhao et al., 1999a) which

forms a 300 km wide and 1000 km long north-south trending collisional orogen (Fig. 3-1A). The Hengshan–Wutaishan–Fuping massifs (Liu et al., 1985; Sun et al., 1992), located about 350 km west-southwest of Beijing, represent the best exposed area of the TNCB (Fig. 3-1B). Because of good outcrops, the structural, petrological, geochronological and geochemical features of the Hengshan–Wutaishan–Fuping area have been intensively studied (Wilde et al., 1997, 1998; Liu, 1996; Liu et al., 2002a, b, 2004b; Wang et al., 2004; Zhao et al., 2004b and references therein). Many models have been proposed to explain the tectonic evolution of the Trans-North-China Belt through the studies of the Hengshan–Wutaishan–Fuping area. However, two principal issues remain disputed: (1) the structural relationships between Hengshan, Wutaishan and Fuping massifs; (2) the age of the main metamorphic and structural event related to collision. Consequently, there is still no consensus about general elements of the geodynamic evolution of the Trans-North-China Belt, such as the number of blocks involved or the sense of subduction before collision. According to authors, the collision might have occurred between 2.55 Ga and 2.45 Ga during the Wutai orogeny (Ma et al., 1987; Li and Qian, 1994; Tian et al., 1996; Wang et al., 1996; Li et al., 2000a,b; Zhai et al., 2000; Kusky and Li, 2003; Liu et al., 2004b; Polat et al., 2005, 2006) or between 1.9 Ga and 1.8 Ga during the Lüliang orogeny (Wilde et al., 2002, 2004a, 2005; Guo et al., 2005; Guan et al., 2002; Zhao et al., 1999a,b, 2000b, 2002b, 2005; Kröner et al., 2005a,b, 2006). A key issue for a better understanding of the Trans-North-China Belt is to clarify the deformation style of the Hengshan–Wutaishan–Fuping domain. Our field survey allows us to recognize several lithological-tectonic units limited by flat lying ductile shear zones. In this contribution we present new structural maps and a cross section, and argue that the Hengshan–Wutaishan domain represents a stack of synmetamorphic nappes. Moreover, *in situ* chemical U–Th–Pb EPMA dating on monazite within Al-rich metapelites allows us to accurately constrain the age of the main metamorphism coeval with ductile shearing and nappe stacking during the amalgamation of the North China Craton. Together with geochronological data, our structural study suggests that a polyphase deformation of the Hengshan–Wutaishan area took place from 1900 Ma to 1800 Ma.

1.2.3. Lithological and structural units of the Hengshan–Wutaishan area

It is often assumed that the Hengshan–Wutaishan–Fuping domain represents three distinct lithotectonic components that correspond to different “terranes” (Fig. 3-1B; Bai, 1986; Bai et al., 1992; Wang et al., 1996; Polat et al., 2005, 2006), among which Wutaishan is considered to unconformably overlie both the Hengshan and Fuping massif (Tian et al., 1996; Polat et al., 2005). The Longquanguan Shear Zone, between the Wutaishan and Fuping massifs is well acknowledged as a main tectonic contact (Fig. 3-1B; Li and Qian, 1991; Xu et al., 1995; Hao et al., 1995; Pei et al., 2001; Sun et al., 2004; Zhao et al., 2006b). Conversely, the evidence for a similar tectonic contact between Hengshan and Wutaishan is not documented in the literature. On the basis of our field work, we argue that the Hengshan–Wutaishan area is a stack of two synmetamorphic nappes herein called the “Orthogneiss and Volcanites Unit” (OVU) and the “Low Grade Mafic Unit” (LGMU), for the lower and upper ones, respectively. In Wutaishan, both units are unconformably covered by the Hutuo

Supergroup. In addition, a fourth lithological unit, named the Hengshan migmatite, is distinguished in the northern part of the study area. This section presents these four litho-structural units and their bulk architecture.

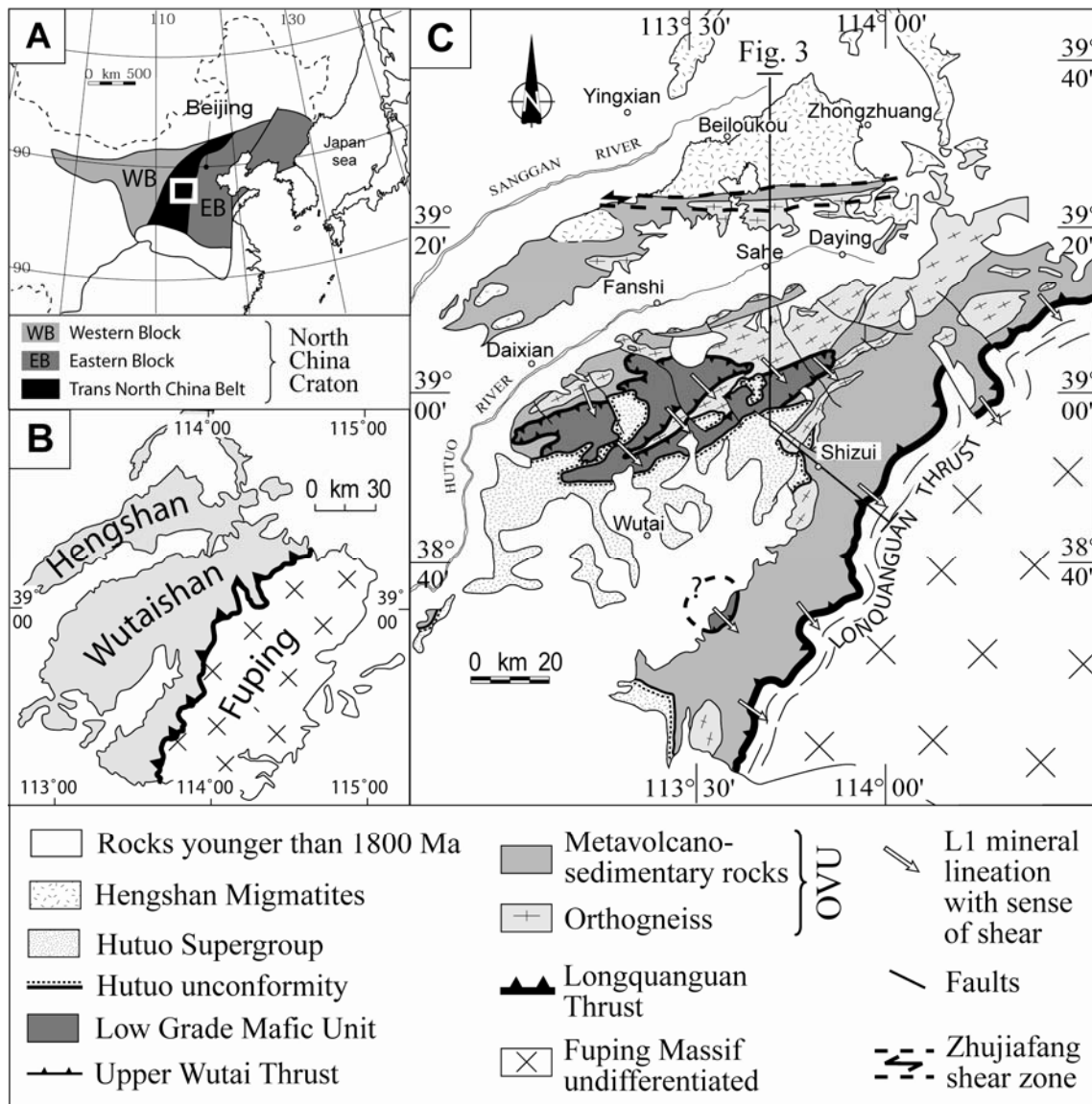


Fig. 3-1. (A) Location of the Trans-North-China Belt (TNCB), Western and Eastern Blocks (WB and EB) within the North China Craton. (B) Geographic relations between the Hengshan-Wutaishan domain and the Fuping massif. (C) Structural map of the Hengshan-Wutaishan domain. The crustal-scale cross section is shown in Fig. 3-6.

1.2.3.1. The Orthogneiss and Volcanites Unit (OVU)

The Orthogneiss-and-Volcanites Unit (OVU) represents more than half of the Wutaishan-Hengshan area. The southern part of Hengshan, south of the Zhujiayang Shear Zone, belongs to the OVU, which is also recognized in the northern, eastern and south-eastern part of Wutaishan (Fig. 3-1C). The OVU is characterized by volcanic-sedimentary rocks represented by the supracrustal sequences of Hengshan

(Li and Qian, 1994) and the main part of the Shizui Subgroup of Wutaishan (Tian, 1991). The dominant lithology is a kilometer-thick formation characterized by a centimetre to meter-scale alternation of light-colored intermediate to felsic volcanics, amphibolite and biotitic gneiss (Fig. 3-2A). SHRIMP U-Pb zircon ages from these volcanic rocks range from 2529 Ma to 2513 Ma (Wilde et al., 2004a) which represent ages of rock formation. Other subordinate sedimentary rocks such as Al-rich metapelites, calc-silicates gneiss, tremolite marbles, quartzite, banded iron formation (BIF) and minor ultramafic rocks form the Banyukou and Jingangku formations of the Shizui Subgroup of Wutaishan (Tian, 1991). They are considered to form the base of the Wutaishan greenstone sequence (Tian, 1991). However, an amphibolite from the Banyukou formation gave a SHRIMP U-Pb zircon age of 2510 Ma which is younger than the volcanic rocks, suggesting that the Banyukou formation cannot be the base of the Wutaishan sequence (Cawood et al., 1998). Moreover, we also recognized similar Al-rich metapelites in the Central Hengshan, north of the Yixingzhai orthogneiss, as previously described by Tian (1991). We consider that the rocks of the Banyukou and Jingangku formations represent the top of the OVU, both recognized in the Hengshan and Wutaishan. Geochemical studies of the metavolcanic rocks indicate a calc-alkaline signature (Li and Qian, 1994) interpreted as due to subduction related magmatic arc. The OVU is intruded by numerous plutonic bodies, namely the Chechang-Betai, Ekou, Lanzhishan, Shifo, Wangjiahui, grey type of the Guangmingshi and the Yixingzhai orthogneisses (Figs. 3-5 and 3-6). All these plutons exclusively crop-out in the Wutaishan massif except the Yixingzhai orthogneiss that is recognized both in the southern part of the Hengshan massif and in the northern edge of the Wutaishan massif (Figs. 3-1, 3-5 and 3-6). The OVU plutons consist of granite, granodiorite, diorite and tonalite among which most exhibit a calc-alkaline geochemical signature suggesting a magmatic arc setting (Liu et al., 2002a, 2004b; Wilde et al., 2002). Due to the pervasive gneissic foliation developed in response to syn-metamorphic deformation (see below), the primary relationship between the granites and volcano-sedimentary sequence are rarely preserved. The intrusive contacts are commonly sheared and lie parallel to the regional foliation, observed both in intrusions and in their surrounding metasedimentary host rocks. SHRIMP U-Pb zircon protolith ages of the granitoids range from 2565 Ma to 2515 Ma (Wilde et al., 1997, 2004a, 2005) that are quite similar to those of the OVU volcanic rocks (see above). Therefore these granitoids are coeval with the volcanic rocks and represent synvolcanic granitoid intrusions marking the setting of a magmatic arc around 2.5 Ga (Wilde et al., 2005; Kröner et al., 2005a). Geochronological evidences show that this arc system could develop upon an older continental basement formed around 2.7 Ga (Wilde et al., 1998, 2002; Kröner, 2002; Kröner et al., 2005a). Furthermore, a younger generation of granitoids represented by the Shifo monzogranite and the pink facies of the Wangjiahui monzosyenite in Wutaishan (Fig. 3-6) has an emplacement age of ~2.1-2.0 Ga (Wilde et al., 2005; Kröner et al., 2005a). All the above described OVU rocks experienced an amphibolite facies metamorphism with *P-T* conditions up to 10-12 kbar and 600-650 °C (Zhao et al., 1999b). The OVU overthrusts the Fuping massif along the kilometer-scale Longquanguan Ductile Shear Zone.

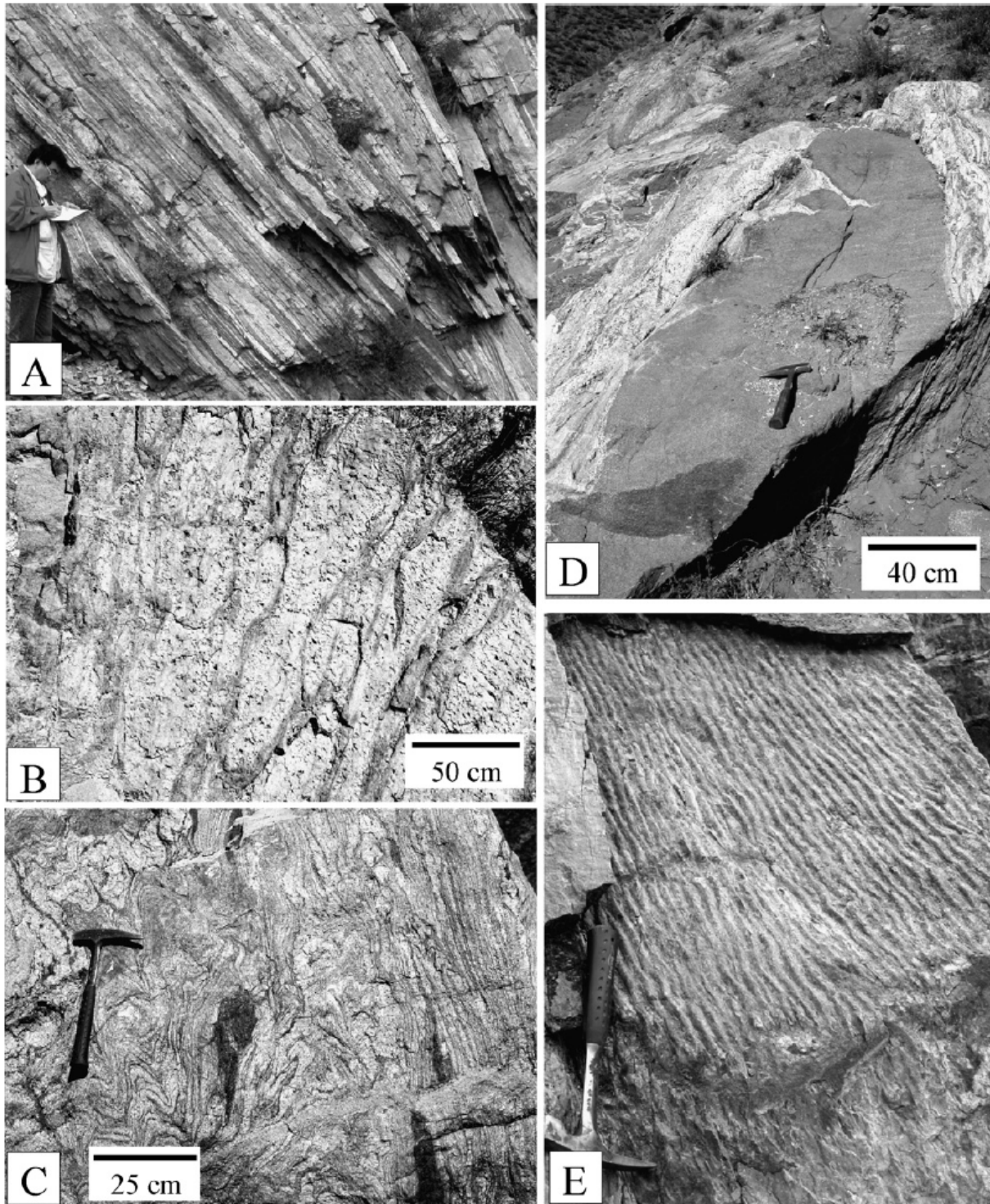


Fig.3-2. Examples of rock-types in the Hengshan-Wutaishan domain. (A) OVU volcanic rocks here defined by centimeter-scale alternations of light-colored quartzo-feldspathic gneiss and amphibolite-bearing gneiss (N39°10.567'/E112°50.321'). (B) LGMU metabasalts with pillows flattened parallel to the S1 foliation (N39°01.617'/E113°19.903'). (C) Migmatite characterized by folded leucosomes and restite (N39°26.810'/E113°23.882'). (D) Elliptical block of granulitic restite in the migmatite, note the migmatitic melt coming inside the block N39°25.575'/E113°52.289'). (E) Hutuo Supergroup unmetamorphosed sandstone with well preserved ripple marks (N38°44.053'/E112°52.623').

1.2.3.2. The low grade mafic unit (LGMU)

The Low-Grade Mafic Unit (LGMU) forms the central and highest part of the Wutaishan massif. It corresponds to the Taihuai and Gaofan Subgroups of the lithostratigraphic column of Wutaishan (Tian, 1991). This unit consists mostly in basalts, sometimes with pillow structure (Fig. 3-2B), intermediate to felsic volcanoclastic rocks, serpentized ultramafic rocks and minor sandstones, siltstones and BIF (Bai, 1986; Tian, 1991). Zircon grains from felsic volcanites from the LGMU yield SHRIMP U-Pb ages ranging between 2516 ± 10 Ma and 2533 ± 9 Ma (Wilde et al., 2004a). Some volcanic rocks show a calc-alkaline signature (Wilde and Wang, 1995) whereas the MORB like affinity of some basaltic lava is considered as evidence for oceanic crust (Wang et al., 2004; Polat et al., 2005). In the Wutaishan, rocks from the LGMU and OVU are considered as a single volcano-sedimentary sequence with an increasing metamorphic grade from greenschist to amphibolite facies, from top to bottom (Tian, 1991). Ductile shear zones have been previously observed (Wu and Zhong, 1998; Liu et al., 1997, 2004b; Cawood et al., 1998) but not always clearly identified as tectonic boundaries between distinct tectonic and metamorphic units. Moreover, some rocks from the LGMU are older than the underlying rocks of OVU (Cawood et al., 1998). In this paper, we argue that the LGMU is a nappe of greenschist facies volcanic, magmatic and sedimentary rocks that tectonically overlies the OVU through a flat lying ductile shear zone herein named the Upper Wutai Thrust (UWT) where mylonitic fabrics are well developed (see Section 1-2-4-1).

1.2.3.4. The Hengshan migmatite

Migmatites are widely developed in Hengshan (Li and Qian, 1994; Yan et al., 1996), particularly north of the E-W trending Zhujiafang ductile strike slip shear zone. Anatexis is not strictly restricted to the northern part of Hengshan (Figs. 3-3 and 3-5), however it is lacking in Wutaishan. In the Hengshan migmatite, nebulitic structures, ptygmatitic folds and large quartz-feldspar leucocratic domains are in agreement with crustal melting (Fig. 3-2C). Centimeter to meter sized blocks of mafic granulite and amphibolite are widespread into the migmatites (Fig. 3-2C and 3-2D). These rocks were intensively studied for petrology and geochronology (Wang et al., 1991b; Li and Qian, 1994; Li et al., 1997; Zhao et al., 2001b; O'Brien et al., 2005; Kröner et al., 2005b, 2006; Zhang et al., 2006a). Some mafic granulites could represent intrusive mafic dykes that were buried to HP-granulite or even eclogite facies conditions before their retrogression to amphibolite facies conditions during their exhumation (Zhao et al., 2001b; O'Brien et al., 2005; Kröner et al., 2006). However field evidence for a dyke setting is absent since the mafic blocks are enclosed within migmatites. When boudin structures are observed, the host rock migmatite is also intensively foliated. The mafic blocks might represent magmatic rocks of the OVU that did not undergo partial melting due to their Fe-Mg rich composition and refractory nature. Thus they can be considered as restites and the migmatite does not correspond to the initial host rock of the mafic bodies. The protoliths of the migmatite are sometimes difficult to identify. However in some places, field

observation shows that the migmatite developed at the expense of the OVU rocks. Restites of acidic gneiss, amphibolite or metadiorite are sometimes preserved from melting and are pervasively cross-cut by leucocratic melts. Furthermore, the Hengshan migmatite also likely develops at the expense of an older TTG basement (Li and Qian, 1994). Those migmatitic rocks have been previously observed but considered as a part of ~2.5 TTG granitoids (Li and Qian, 1994; Tian et al., 1996; Li et al., 1997). In this paper, we distinguish the Hengshan migmatite as a specific unit developed after the main synmetamorphic deformation (D1). Migmatites were deformed during the D2 event related to their emplacement with a domal shape. The age of crustal melting will be discussed in Section 5.

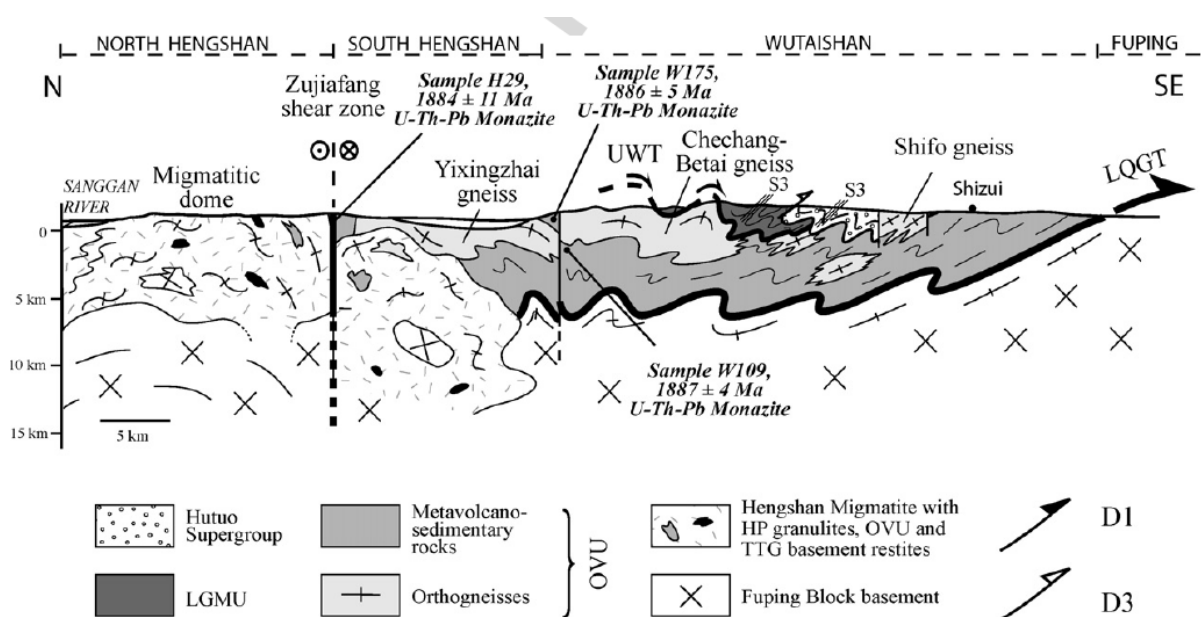


Fig.3-3. Kilometer-scale cross-section through Hengshan and Wutaishan massifs, from the Sanggan River to the Longquanguan Thrust (LQGT). See location in Fig. 3-1. UWT: Upper Wutai Thrust.

1.2.3.5. The Hutuo supergroup

In the southern part of Wutaishan, both the OVU and LGMU are unconformably covered by weakly to unmetamorphosed sedimentary rocks called the Hutuo Supergroup (Tian, 1991). The lowermost part of the sedimentary sequence consists of conglomerates and pelites, the middle part is dominated by carbonate-rich rocks whereas the uppermost part consists of conglomerate and coarse grain sandstone and siltstone with abundant ripple marks (Fig. 3-2E). The timing of deposition of such Paleoproterozoic unmetamorphosed sedimentary rocks is very difficult to settle. Presently, a conventional multigrain U-Pb zircon date of

2366±103/−94 Ma is measured in a metabasalt (Wu et al., 1986) and a felsic metatuff yields SHRIMP U/Pb zircon ages of 2087±9Ma and 2180±5Ma (Wilde et al., 2004b). The significance of these ages for the timing of deposition of the Hutuo Supergroup and the tectonic evolution of the Hengshan–Wutaishan area will be discussed in section 1-2-6-2.

1.2.3.6. The bulk architecture

An interpretative kilometer-size structure of the Hengshan–Wutaishan area is drawn in Fig. 3-3. In the central and SE parts, the stack of syn-metamorphic nappes is unconformably covered by the sedimentary rocks of the Hutuo Supergroup but these rocks are also involved in a SE directed ductile shearing (D3, see next section). In the northern area, the deep part of the OVU is reworked by the Hengshan migmatite, which is also foliated and folded (see below). In agreement with Tian (1991), Wutaishan is a succession of antiforms and synforms mainly overturned to the SE. This kilometre wavelength folding deforms the stack of the LGMU and OVU nappes. The OVU thrusts to the SE over the Fuping massif. Moreover, this interpretation emphasizes the structural continuity between Hengshan and Wutaishan. In particular, the OVU crops out in both massifs.

1.2.4. Polyphase deformation in the Hengshan–Wutaishan domain

Field and petro-structural analyses allow us to distinguish four deformation events summarized in Fig. 3-4. A main syn-metamorphic deformation (D1) is reworked by the syn- to late migmatitic D2 event, related to the emplacement the Hengshan migmatite, and by a D3 event that also deforms the Hutuo rocks. Finally a late sinistral strike slip ductile faulting (D4) occurred in Hengshan. These successive events might be related to an evolving stress field. However, the relative structural chronology appears robust making it useful in clarifying the structural evolution of the Hengshan–Wutaishan–Fuping area.

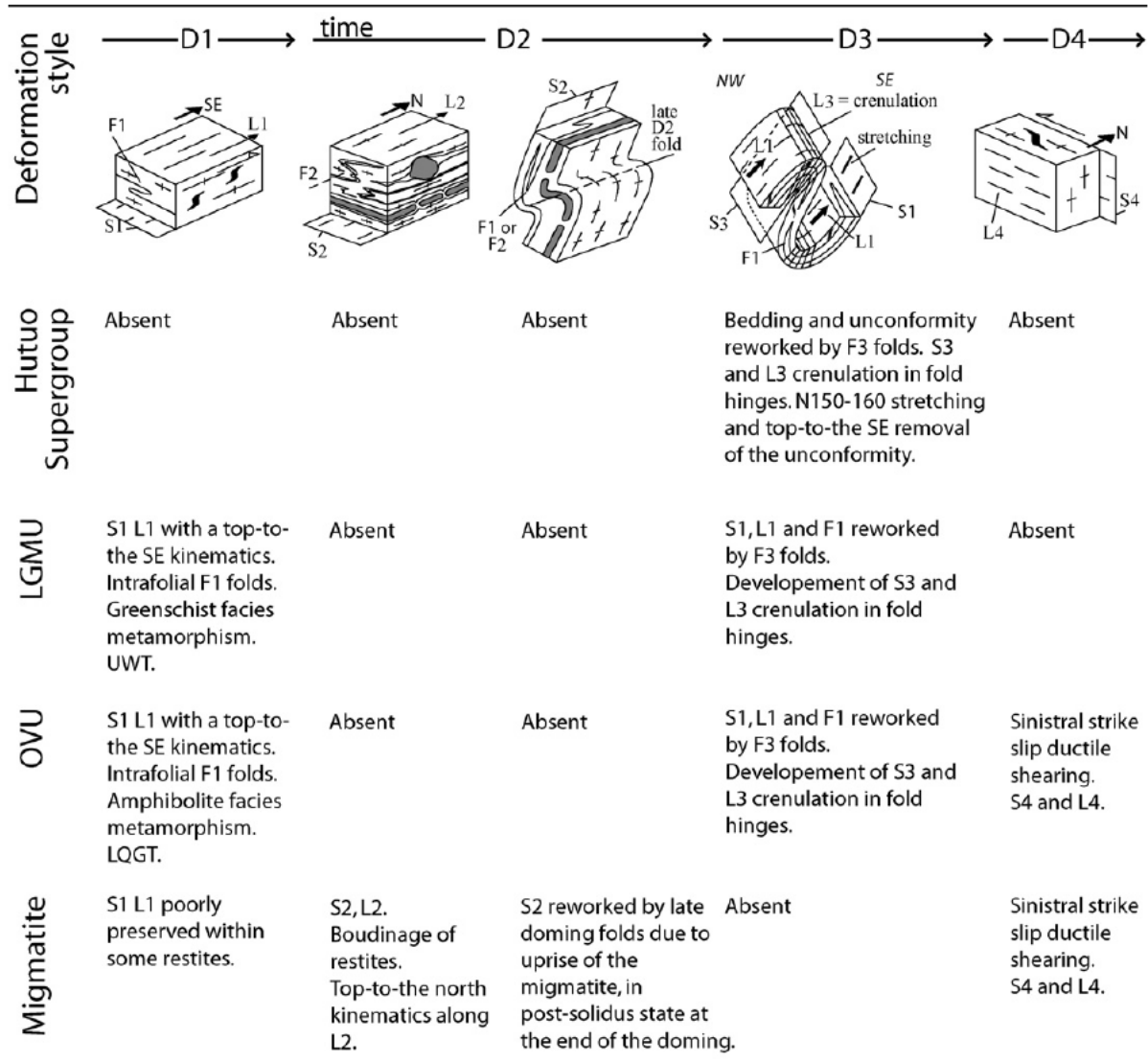


Fig. 3-4. Deformation events recognized in Migmatite, OVU, LGMU and Hutuo Supergroup related to polyphase deformation of the Hengshan–Wutaishan domain.

1.2.4.1. The main syn-metamorphic deformation event (D1)

Most of the Hengshan–Wutaishan area consists of metamorphic rocks with a well defined ENE–WSW striking S1 foliation and a NW–SE trending mineral and stretching L1 lineation that is the most significant microstructure of the study area (Figs. 3-5 and 3-6). S1 and L1 are observed both in the OVU and LGMU. In quartzofeldspathic rocks, the L1 lineation is defined by elongated quartz ribbons and feldspar aggregates. In gneiss, amphibolites and metapelites of the OVU, the lineation is marked by oriented hornblende, kyanite and biotite aggregates (Fig. 3-

7A). Isoclinal F1 folds with axes parallel to L1 are also developed within the S1 foliation.

In spite of a widespread recrystallization that erased some of the syn-kinematic fabrics, preserved asymmetric structures allow us to infer the D1 kinematics. In rocks from the OVU, shear criteria such as σ - or δ -type porphyroclast systems, asymmetrical pressure shadows around garnets and sigmoidal mica fishes, provide a consistent top-to-the SE sense of shear (Fig. 3-7B and 3-7C) coeval with amphibolite facies metamorphism. In the LGMU, the same shear criteria are observed showing also a top-to the SE shearing suggesting that the two tectonic units were deformed during the same ductile and synmetamorphic D1 event (Fig. 3-7D). In greenschists from the LGMU, chlorite and muscovite observed in pressure shadows around feldspar porphyroclasts indicates that the S1-L1 fabric developed under greenschist facies metamorphism (Fig. 3-7E). Consequently, the S1 foliation and L1 lineation develop during tectonic burial, responsible for amphibolite facies and greenschist facies metamorphism, of the OVU and LGMU, respectively.

These L1 and S1 structures are particularly well developed along the two subhorizontal tectonic contacts of the Upper Wutai Thrust (UWT) and Longquanguan Thrust (LQGT) (see below) at the base of the LGMU and OVU nappes, respectively (Figs. 3-3 and 3-6). Along these two main shear zones, the gneissic foliation evolves toward mylonitic and ultramylonitic fabrics (Fig. 3-7F).

A ductile shear zone within the Wutaishan lithostratigraphic sequence has been already mapped (Wu and Zhong, 1998) but never considered as an important tectonic contact between two structural units such as the amphibolite facies OVU and the greenschist facies LGMU described above. The shear zone consists of several discrete centimeter-scale mylonitic and ultramylonitic zones that as a whole form a decametre thick ductile tectonic boundary. Recent models suggest that thrust slices in the Wutaishan moved top-to-the W (Kröner et al., 2005a; Zhao et al., 2004b). In the field, we did not observe such a top-to-the west kinematics. Instead, numerous shear criteria showing top-to-the SE displacement develop along the L1 mineral and stretching lineation within the UWT. Therefore we suggest that the LGMU overthrusts the OVU with a south-eastward direction. Due to later folding and erosion the LGMU occurs as a klippe.

The LQGT, previously called Longquanguan Shear Zone, consists of a 200 km long and ~2 km thick ductile shear zone that involves both rocks from the Fuping massif and the OVU. Zhao et al. (2004b) suggest that the LQG Shear Zone is related to the exhumation of the deep part of the Hengshan-Wutaishan-Fuping domain during the latest stage of the deformation. According to Sun et al. (2004), the LQG Shear Zone was a normal fault before turning into thrust. However, we did not observed relics of extensional structures. In agreement with Li et al. (2004) we argue that the LQG Shear Zone consists of a major thrust fault and therefore we prefer to use the term "Longquanguan Thrust" (LQGT). Indeed, in agreement with previous studies (Hao et al., 1995; Pei et al., 2001; Sun et al., 2004), this tectonic boundary is gently dipping to the NW and contains top-to-the SE kinematics associated with the NW-SE stretching lineation (L1). In particular, some augen orthogneisses, previously named the Longquanguan Augen Gneiss, that are equivalent in age to OVU orthogneisses (Wilde et al., 1997), exhibit an intense ductile deformation with

asymmetrical pressure shadows around feldspar porphyroclasts showing a top the-SE kinematics (Fig. 3-7B). Furthermore, the flat lying LQGT cross cuts the distinctive structure of the Fuping massif characterized by E-W trending elongated domes and basins. Therefore, we suggest the Fuping massif represents the para-autochthonous domain upon which the OVU is thrust over.

Together with these two main tectonic contacts there are some minor mylonitic shear zones that account for the complexity within each nappe. This is particularly true southeast of Wutaishan, where granitoids from the OVU are tectonically interleaved with LGMU volcanites.

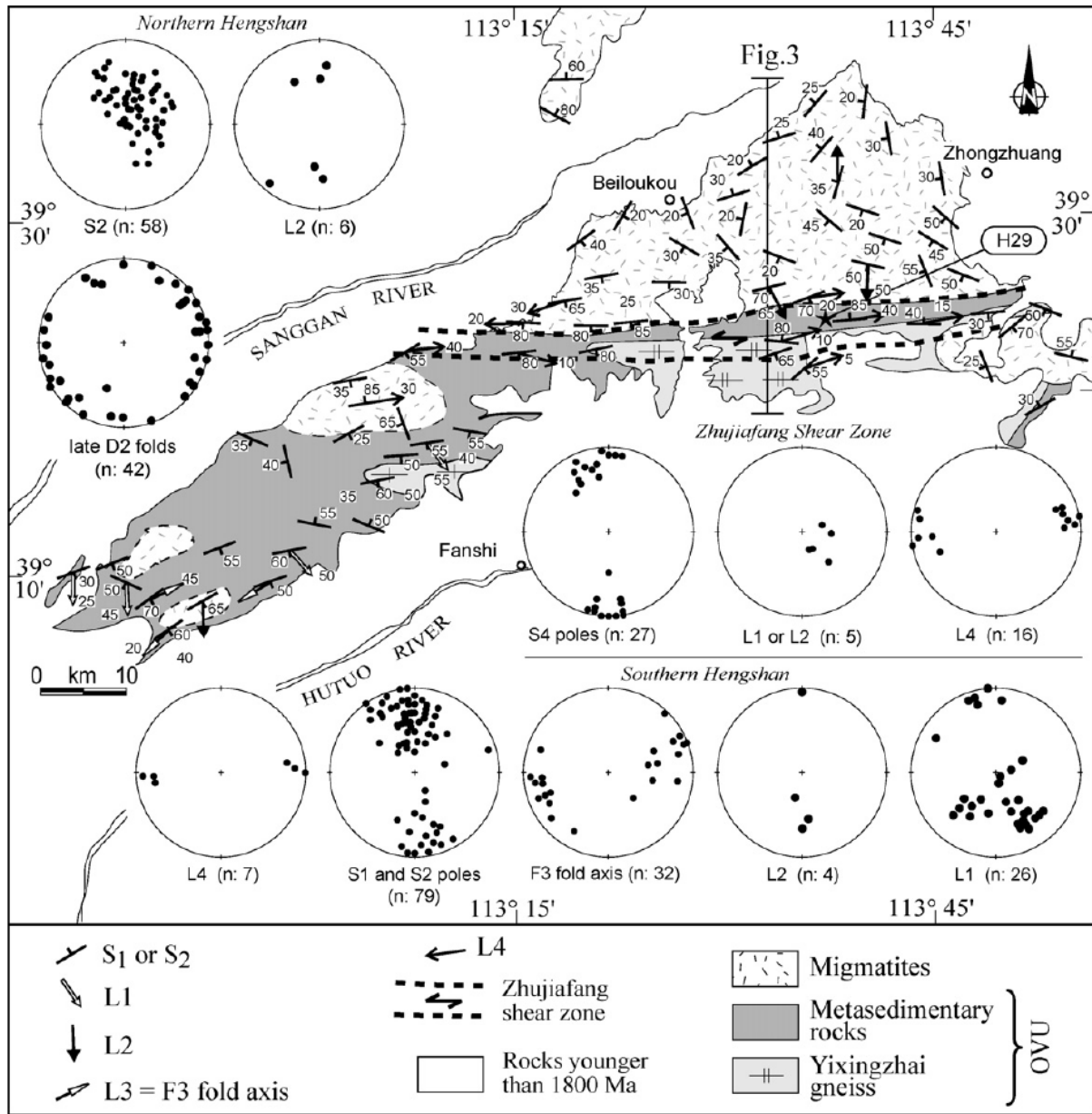


Fig. 3-5. Structural map of the Hengshan massif. Foliation poles and linear elements of the North Hengshan, South Hengshan and Zhujiafang Shear Zone are reported in equiareal, lower hemisphere, Schmidt nets. The location of the dated H29 sample (see Section 4) in the Zhujiafang shear zone is indicated by a black star.

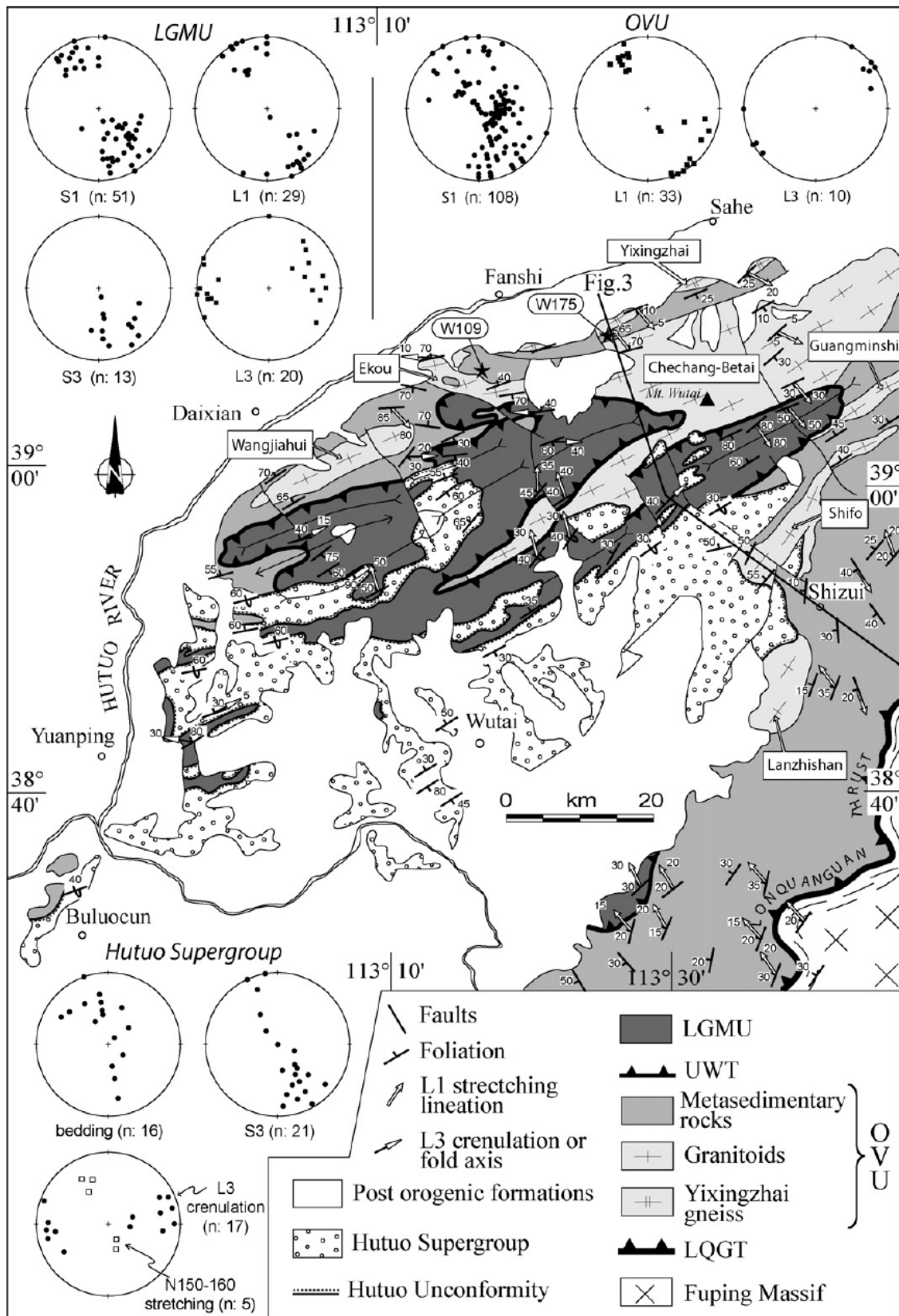


Fig. 3-6. Structural map of the Wutaishan massif. Structural linear elements are reported in equiareal, lower hemisphere, Schmidt nets. Note that the Hutuo Supergroup unconformably overlies both the OVU and the LGMU but the sedimentary contact is frequently reworked. The black stars mark the location of dated samples W109 and W175 (see Section 4). LGMU: Lower Grade Mafic Unit; UWT: Upper Wutai Thrust; OVU: Orthogneiss and Volcanites Unit; LQGT: Longquanguan Thrust.

1.2.4.2. The subsolidus and postsolidus D2 deformation in the Hengshan migmatite

The whole northern part of Hengshan and some minor areas in the southern Hengshan are occupied by migmatite formed by partial melting of TTG basement and rocks from the OVU. Non-oriented primary migmatitic features, coeval with anatexis, are rarely preserved in the Hengshan migmatite. Instead, the migmatite is deformed by a subsolidus to postsolidus event called D2. The D2 deformation is responsible for the development of a penetrative foliation S2 turning these rocks into a gneissic migmatite characterized by a layering marked by flattened leucosomes and melanosomes. North of Zhujiayang Shear Zone, trend and dip of the S2 foliation suggest a domal shape of the migmatite which has frequently a flat lying attitude in the central part of the Northern Hengshan (Fig. 3-5). Due to recent reactivation and erosion, only the western part of the migmatitic dome crops out. Together with S2, intrafolial F2 folds develop. The amphibolite or granulite restitic blocks are enclosed within the gneissic migmatite (Fig. 3-8A), other mafic restites suffered brittle stretching resulting in boudinage coeval with fluid relocation in the low strain domains (Fig. 3-8B) (Brown and Rushmer, 1997). Mineral lineations defined by oriented amphibole are rarely observed but the elongation of restitic blocks defines a N-S direction parallel to the intrafolial F2 fold axis. This L2 lineation could be related to the dome setting. A few kinematic indicators such as asymmetric porphyroblasts suggest a top-to-the north movement during the dome emplacement (Fig. 3-8C). Some restites that experienced a rigid body rotation are surrounded by asymmetric pressure shadows consistent with a top-to the north kinematics (Fig. 3-8A). In north Hengshan, the D1 event is completely erased by the D2 event. In south Hengshan, the distinction between D1 and D2 events is difficult since a late folding turned S1 and S2 parallel. Moreover, L1 and L2 are very close in orientation, NW-SE and N-S, respectively. Nevertheless, the deformation observed in the migmatites of the southern Hengshan is related to D2 since migmatization develops after D1. In Northern Hengshan, the S2 foliation draws a domal shape that is reworked by centimeter to meter scale late D2 folds mainly developed at the dome limbs. The late D2 fold axes are weakly plunging and lie parallel to the strike of S2 resulting in their scattering on the stereogram (Fig. 3-6). The late D2 folds are characterized by a flat lying axial plane and overturning toward the outer part of the dome. Indeed, the late D2 folds are overturned to the north, west and south in the northern, western and southern parts of the dome, respectively. These cascading folds are characteristic of gneiss domes (Whitney et al., 2004).

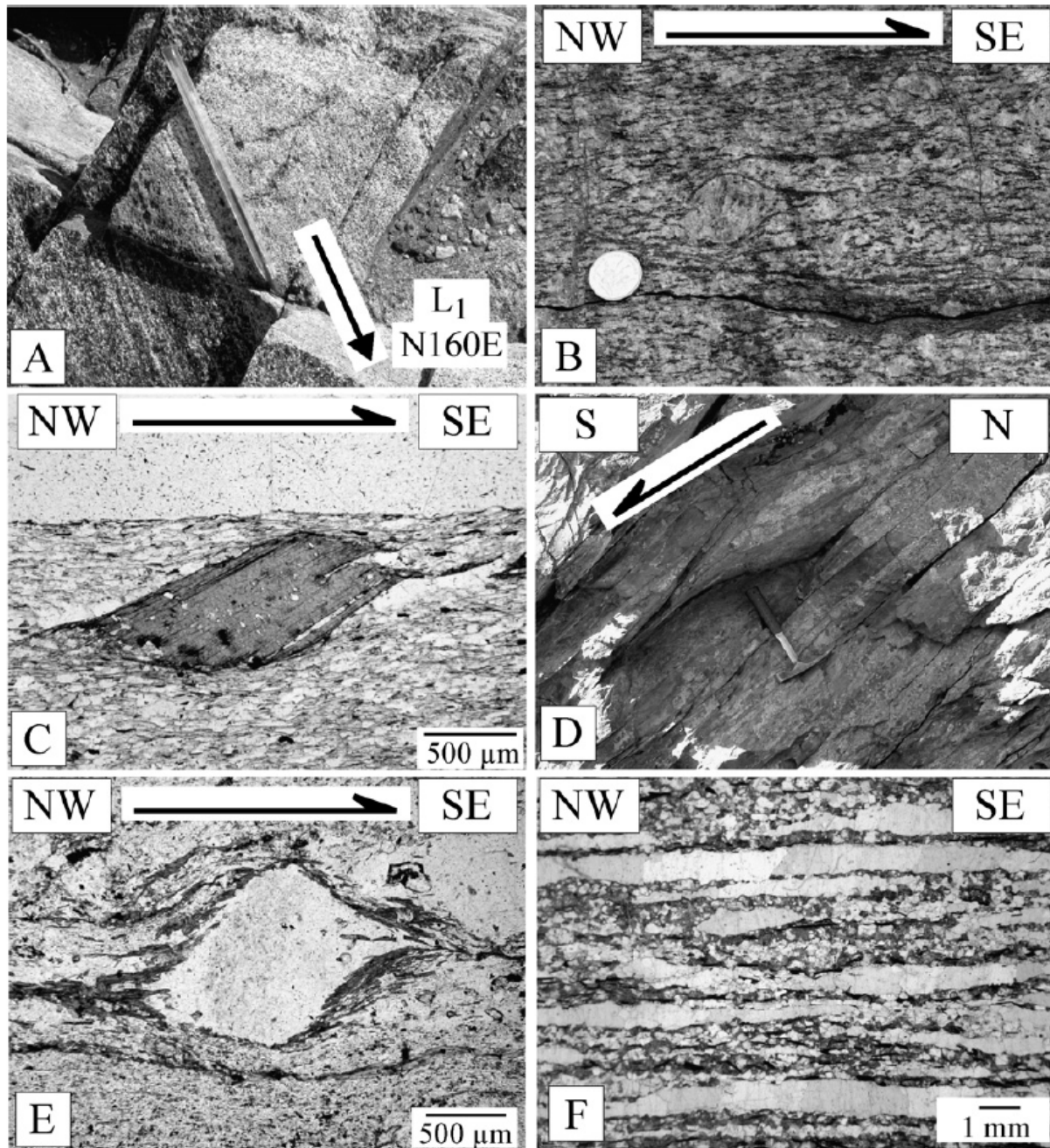


Fig. 3-7. (A) Example of the NW-SE trending mineral lineation (L1) here defined by oriented amphibole and biotite aggregates, the foliation is flat lying (Yixingzhai gneiss in Hengshan massif, N39°20.024'/E113°05.856'). (B) Sigma-type porphyroblast in an augen gneiss from the OVU along the Longquanguan Thrust, the foliation is flat lying and the lineation trends N160° (N38°54.879'/E113°47.600'). (C) Biotite fish in a metapelite of the OVU showing a top-to-the SE kinematics (east of Daixian, N39°04.648'/E113°07.487'). (D) Top-to-the S shear criteria in a chlorite schist from the LGMU (N39°04.820'/E113°39.167'). (E) Top-to-the SE kinematics marked by quartz + chlorite asymmetric pressure shadows around feldspar porphyroblast, in a volcanite from the LGMU (N39°01.827'/E113°20.357'). (F) Ultramylonitic fabric characterized by quartz ribbons, in a felsic gneiss from the OVU (Longquanguan Thrust, N39°12.488'/E114°18.044').

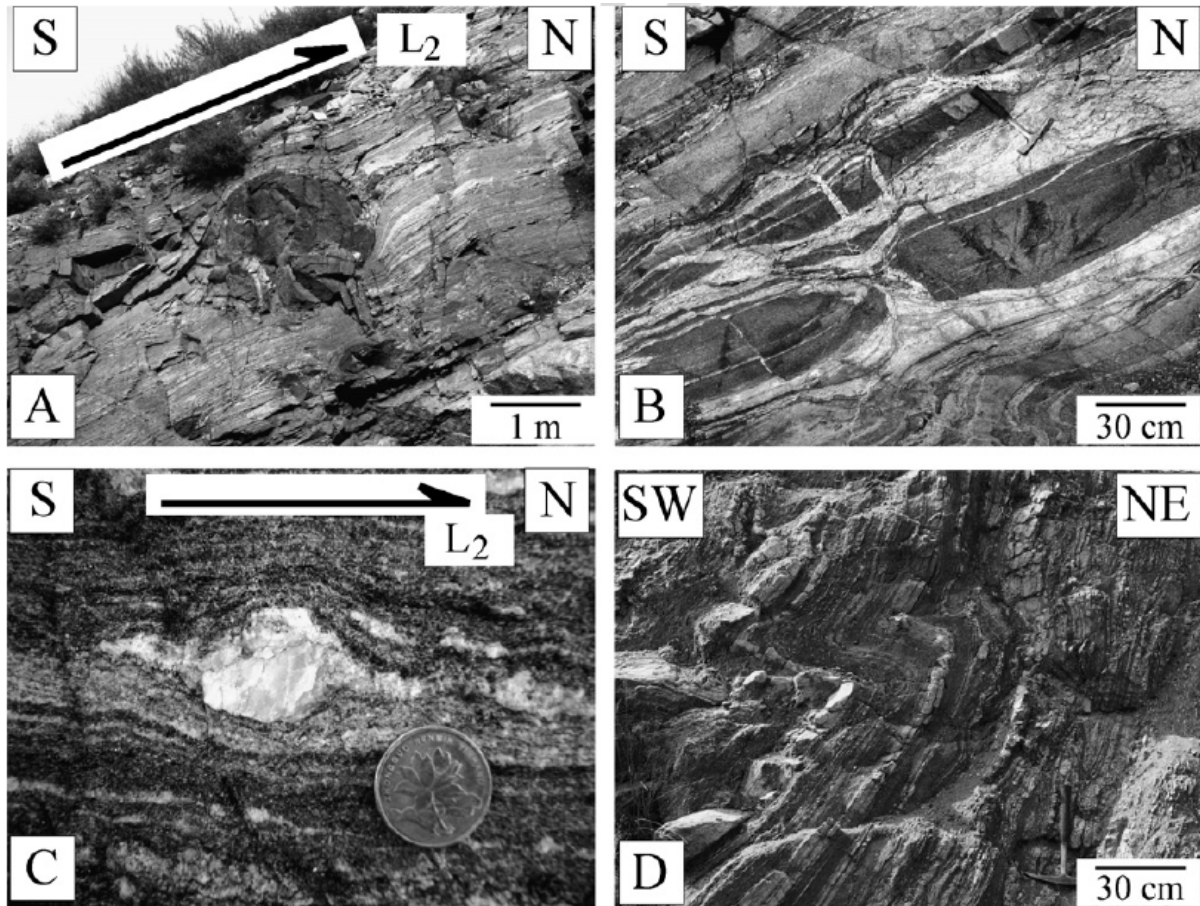


Fig. 3-8. Field evidences for D2 event in North Hengshan migmatite. (A) Asymmetric amphibolite restite enclosed within the gneissic migmatite, the pressure shadows define a top-to-the N shearing ($N39^{\circ}30.048'/E113^{\circ}26.852'$). (B) Boudins of amphibolite in the gneissic migmatite ($N39^{\circ}30.078'/E113^{\circ}26.932'$). (C) Sigma-type porphyroclast showing a top-to-the N shear criteria in the gneissic migmatite ($N39^{\circ}27.451'/E113^{\circ}20.584'$). (D) S2 migmatite foliation reworked by late D2 folds overturned to the SW ($N39^{\circ}30.003'/E113^{\circ}36.566'$).

Therefore, we suggest that the migmatitic domal architecture observed in the North Hengshan is related to buoyancy driven forces rather than anticline upright folding. In this last case, the second-order folds would exhibit vertical or high angle axial plane. In the Huai'an-Datong area, similar domes and recumbent folds have been interpreted to result from a dynamic interplay between vertical (advective) flow and horizontal flattening (Dyrks et al., 1997). As stated above, the eastern part of the dome, East of Zhongzhuang village, is hidden by Cambrian and younger rocks.

1.2.4.3. The post Hutuo deformation event (D3)

Parts of the above described structures are reworked by meter to decameter-scale, NE-SW to E-W trending, folds (F3) related to another deformation event called

D3 that occurs after the deposition of the Hutuo Supergroup (Fig. 3-4). These F3 folds deform the S1 regional foliation and the NW-SE L1 lineation of the OVU and LGMU, S2 and L2 in South Hengshan, as well as the S0 bedding of the sedimentary rocks of the Hutuo Supergroup (Fig. 3-9). In Wutaishan, particularly in the southern part, the F3 folds are widely south verging. They become upright in the northern edge of the massif and are upright or slightly overturned to the north in the south Hengshan (Fig. 3-3). F3 folds are associated with an axial planar slaty cleavage S3 and a NE-SW to E-W trending crenulation (Fig. 3-9D) well developed in the greenschist facies rocks of the LGMU and to a lesser extent in the OVU. In the lower part of the Hutuo Supergroup, a slaty cleavage develops coevally with F3. Near the fold hinges, the bedding surface S0 is crenulated. The Hutuo unconformity is refolded and even put upside down by this ductile D3 event. Although we never observed any mylonitic fabrics in the Hutuo Supergroup rocks, the lithological discontinuity between the base of the Hutuo Supergroup and the underlying LGMU or OVU foliation is sometimes reworked as a shear surface. Indeed, conglomerates that crop out at the base of the Hutuo Supergroup are deformed. Pebbles exhibit a strong shape fabric with a N150E to N160E stretching direction, some are just fractured whereas others are ductilely elongated. The stretching direction is parallel to quartz and chlorite fibers, the asymmetry of which indicates a top-to-the SE shearing. Also, the Hutuo Supergroup discontinuity functioned as a reverse fault as it can be seen south of Taihuai where the LGMU overthrusts the Hutuo Supergroup (Figs. 3-3 and 3-6). A clear distinction can be made between the lower part of the Hutuo Supergroup characterized by a slaty cleavage associated with the D3 event and the upper part of the Hutuo Supergroup where rocks are free of any ductile deformation and show well preserved sedimentary features (Fig. 3-2E). The transition from the undeformed upper part to the deformed lower part occurs progressively. Therefore, the Hutuo Supergroup represents syn to late orogenic sediments deposited after exhumation of OVU and before or during the D3 deformation event.

1.2.4.4. The late strike-slip shear zones (D4)

The D4 event is restricted to the Hengshan massif. It is characterized by the development of strike slip shear zones among which the most significant is the kilometre scale Zhujiafang Shear Zone. Near the fault zone, the foliation dips steeply southward before becoming vertical inside the shear zone, an E-W trending mineral lineation largely predominates within the mylonitic and ultramylonitic rocks (Fig. 3-5). Asymmetric pressure shadows indicate a sinistral sense of shear (Fig. 3-9E). In southern Hengshan, L4 is observed locally on secondary wrench faults parallel to the Zhujiafang shear zone. The age of the strike slip faults is not constrained yet but it must be younger than D2 since migmatites are deformed by the strike slip shearing.

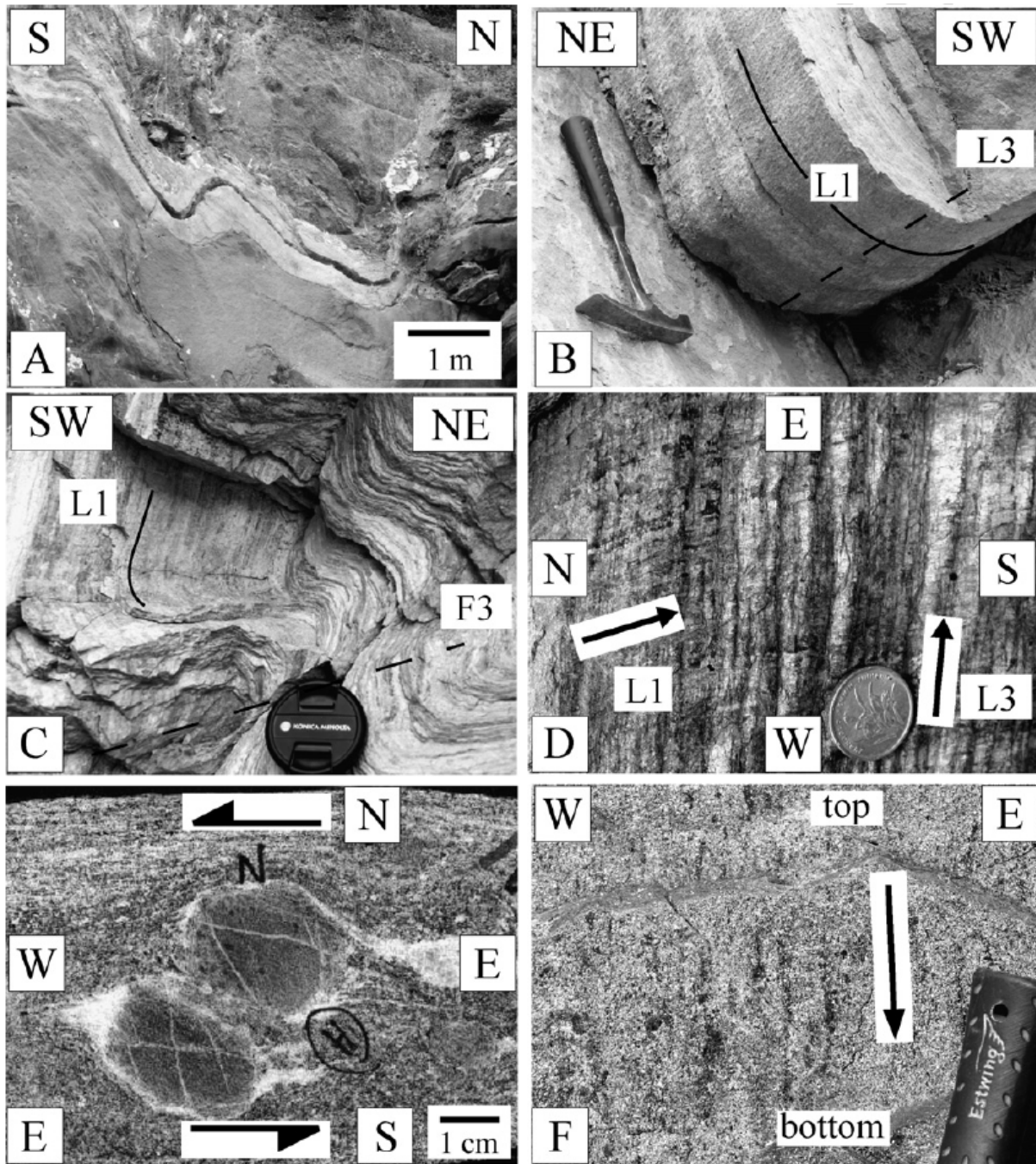


Fig. 3-9. Field evidences for polyphase deformation in the Hengshan-Wutaishan area. (A) S1 foliation deformed by upright F3 folds in the OVU (southwest of Ekou, N39°05.201'/E113°07.431'). (B and C) S1 foliation and L1 lineation reworked by F3 folds in the LGMU (near Yuli village, N38°43.780'/E112°52.684'). Note the crenulation that develops in the F3 fold hinges (photo C). (D) E-W trending S3 fold with L3 crenulation reworking the N-S trending L1 lineation (same outcrop). (E) Asymmetric quartz pressure shadows around garnet porphyroblasts showing a sinistral sense of shear within the strike-slip Zhujiayang shear zone (near Zhujiayang village, N39°23.743'/E113°35.831'). (F) Down dip lineation in amphibolite restite in the migmatite, close to the northern boundary of the ZSZ indicating a vertical movement older than the strike-slip shearing (near Zhujiayang village, N39°24.478'/E113°35.835').

1.2.4.5. Polyphase deformation and structural levels

The dome structure of Northern Hengshan is not recognized in Southern Hengshan where the foliation trends broadly E-W as in Wutaishan (Figs. 3-5 and 3-6). It is worth noting that Northern and Southern Hengshan do not represent the same structural levels. Indeed, the former is dominated by migmatite enclosing HP granulites or retrograded eclogites whereas the latter is dominated by OVU rocks and minor migmatite, where only MP granulites are described (Zhao et al., 2004b; O'Brien et al., 2005). The mafic restites of the Northern Hengshan represent a structural level 15 km deeper than those of Southern Hengshan (O'Brien et al., 2005). In this consideration, the Zhujiayang Shear Zone may represent a regional structure that probably functioned as a normal ductile fault, responsible for the exhumation of the Northern Hengshan migmatitic dome, before being reworked in a strike slip ductile shear zone. Indeed, in some localities, down dip lineations are mainly observed on the northern edge of the Zhujiayang Shear Zone (Fig. 3-9F). This provides evidence for an early normal movement of the Zhujiayang Shear Zone related to the D2 event. However, we cannot rule out that this down dip lineation might be an older L1 structure formed during D1.

1.2.5. Timing of nappe stacking

Our structural study documents the polyphase deformation of the Hengshan-Wutaishan area. In this section we constrain the age of nappe setting related to the main syn-metamorphic deformation event described above as the D1 event that is responsible for the amphibolite facies and greenschist facies metamorphism in the OVU and LGMU, respectively. U-Pb-Th chemical dating was applied to monazite grains from three metapelites W109, W175 and H29 from the Al-rich metasedimentary series of the OVU, known as the Jingangku formation (Tian, 1991). Previous petrological studies conclude that rocks from the Jingangku formation experienced an amphibolite facies metamorphism characterized by a clockwise P - T - t path with pressure peak conditions around 10-12 kbar related to burial during collision (Wang et al., 1997; Liu et al., 1997; Zhao et al., 1999b, 2000a, 2004b). Several attempts at dating the metamorphism of the Jingangku formation have been made. High grade amphibolites yield a Sm-Nd mineral isochron age of 1851 ± 9 Ma (Wang et al., 2001b). Recently, Liu et al. (2006) suggest that the regional metamorphism in Wutaishan occurred around 1887-1822 Ma using U-Th-Pb EPM dating on monazite.

1.2.5.1. Sample description

Samples locations are shown in Figs. 3-3, 3-5 and 3-6. Sample W109 was taken in the northern edge of Wutaishan, south-east of Ekou village near the temple. It consists of a quartz + garnet + biotite + muscovite + staurolite \pm kyanite micaschist. Sample W175 comes from the northern edge of the Wutaishan, south of Daliniu village; it is a kyanite free gneiss with a main assemblage of biotite + plagioclase + garnet + quartz + staurolite. Sample H29 is from Central Hengshan, south of

Zhujiayang village, it is a kyanite-rich gneiss with a main assemblage of biotite + plagioclase + kyanite + garnet \pm staurolite. In agreement with Tian (1991) and Li and Qian (1994), we consider that these three samples belong to the same formation, previously called Jingangku formation, located in the upper part of the OVU.

1.2.5.2. EPMA U–Th–Pb dating on monazite

Monazite is increasingly used to constrain the timing of metamorphism (e.g. Finger et al., 2002 and reference therein). Indeed, monazite growth is partly controlled by the metamorphic grade. Some studies show that diagenetic monazite can develop in the prehnite–pumpellyite facies (Rasmussen, 1996; Cabella et al., 2001) but disappear in greenschist facies conditions, where allanite rich epidote is the predominant LREE-bearing mineral (Janots et al., 2006). Metamorphic monazite crystallizes under amphibolite facies conditions, during prograde metamorphism (Smith and Barreiro, 1990; Kingsbury et al., 1993; Bingen et al., 1996; Simpson et al., 2000; Foster et al., 2002; Fitzsimons et al., 2005). In addition, monazite grows in magmatic and migmatitic events (Be Mezème et al., 2006). Monazite is an extremely suitable mineral for non isotopic dating such as chemical U–Th–Pb dating since the common lead content is very low (Parrish, 1990; Montel et al., 1996). Moreover, in old-monazite grains, the common lead content becomes negligible with respect to radiogenic lead. In addition, no diffusion of radiogenic lead occurs (Smith and Barreiro, 1990; Kingsbury et al., 1993; Zhu et al., 1997; Cocherie et al., 1998, 2005; Simpson et al., 2000; Foster et al., 2002), except if a HT thermal event takes place after the monazite crystallization and during a period longer than 5Ma (Smith and Giletti, 1997; Suzuki et al., 1994).

Analytical method

Monazite grains were analyzed *in situ* directly in the thin section. The internal structure of monazite and textural relationship between monazites and the principal minerals of the assemblage were investigated using BSE images. Electron microprobe measurements were carried out using a Cameca SX50 electron microprobe cooperated by the BRGM and ISTO in Orléans, France. A 20.0 kV accelerating voltage and 100 nA current were used with an electron beam size of 2 μ m. The very small size of the beam allows us to realize transects through the monazite grain in order to see chemical zonation. Thus, in addition to U, Th and Pb used for age calculation, the others elements constitutive of monazite (P, Ca, Si, Ce, Y, Nd, Gd, La, Sm and Pr) were also analyzed. Detection limit (2σ) is 150 ppm for U, Th and Pb, the absolute error being taken as 150 ppm. For the detailed analytical procedure see Cocherie et al. (1998). U–Th–Pb age calculation was achieved using the EPMA dating software (Pommier et al., 2002) and following the method of Cocherie and Albarede (2001).

1.2.5.3. Dating results

Northern Wutaishan metapelite: sample W109

Fourteen monazite grains were investigated ranging in size from 10 μm to 80 μm . Monazite grains occur as inclusions within mica and quartz of the matrix as well as in garnet rims (Fig. 3-10A), but not in the garnet core. The BSE image showed no zoning (Fig. 3-10B). The Th/U values vary widely at 6.4 ± 5.1 (S.D.) (Table 3-1). Consequently the data spread widely in the Th/Pb versus U/Pb diagram (Fig. 3-11A). The calculated MSWD of 0.8 makes the 131 data points statically in agreement with a single age. Moreover, the intercept ages (U-Pb age $1874 \pm 28/-29$ Ma and Th/Pb age $1898 \pm 25/-24$ Ma) are within error and the regression line is close to the theoretical isochron. A mean age of 1887 ± 4 Ma was calculated at the centroid of the population (Fig. 3-11A).

Northern Wutaishan metapelite: sample W175

Seven monazite grains were used for age calculation (Table 3-1). All grains are included in biotite except one in quartz. Crystal sizes range from 30 μm to 120 μm and BSE images do not show any zoning. The variation in Th/U values (5.9 ± 1.9 S.D.) is less significant than for the previous sample. Consequently, data spreading on the Th/Pb versus U/Pb diagram is less important and induces a greater error on intercept ages: Th/Pb age $1897 \pm 50/-48$ Ma and U/Pb $1872 \pm 59/-63$ Ma (Fig. 3-11B). The calculated MSWD of 1.05 makes the 141 data points statically in agreement with a single age. Indeed, the regression line is almost parallel to the theoretical isochron and yields an age of 1886 ± 5 Ma, calculated at the centroid of the data population (Fig. 3-11B).

	U (ppm) $\pm \sigma$ std.deviation	Th (ppm) $\pm \sigma$ std.deviation	Pb (ppm) $\pm \sigma$ std.deviation	Th/U $\pm \sigma$ std.dev.	Isochron age $\pm 2\sigma$ Ma	Nb. of data
sample W109 (14 Grains) N39°06,679/E113°14,334	3907 \pm 1776	20305 \pm 11230	3047 \pm 1276	6,4 \pm 5,1	1887 \pm 4	131
sample W175 (7 Grains) N39°09,041/E113°25,770	4231 \pm 992	23935 \pm 4882	3471 \pm 651	5,9 \pm 1,9	1886 \pm 5	141
sample H29 (6 Grains) N39°23,743/E113°35,724	2735 \pm 722	14829 \pm 5753	2186 \pm 521	6,1 \pm 3,4	1884 \pm 11	110

Table 3-1. Summary of electron microprobe data for analyzed monazites showing the range of U, Th and Pb for sample W109, W175 and H29

Southern Hengshan metapelite: sample H29

Six monazite grains were investigated with sizes ranging from 40 μm to 80 μm . Monazite grains occur as inclusion in biotite or along the boundary between biotite and quartz grains. As for the two previous samples, monazite appears without zoning on BSE images. Analytical data are summarized in Table 3-1. The content varies significantly leading to variation in Th/U ratio at 6.1 ± 3.4 (S.D.). Consequently, in the Th/Pb versus U/Pb diagram the data spread widely (Fig. 3-11C). The regression line is almost parallel to the theoretical isochron and two U-Pb and Th-Pb intercept ages of $1869 \pm 51/-54$ Ma and $1894 \pm 43/-41$ Ma, respectively, are similar within errors (Fig. 3-11C). A mean age has been calculated at 1884 ± 11 Ma at the centroid of the population ($n = 110$).

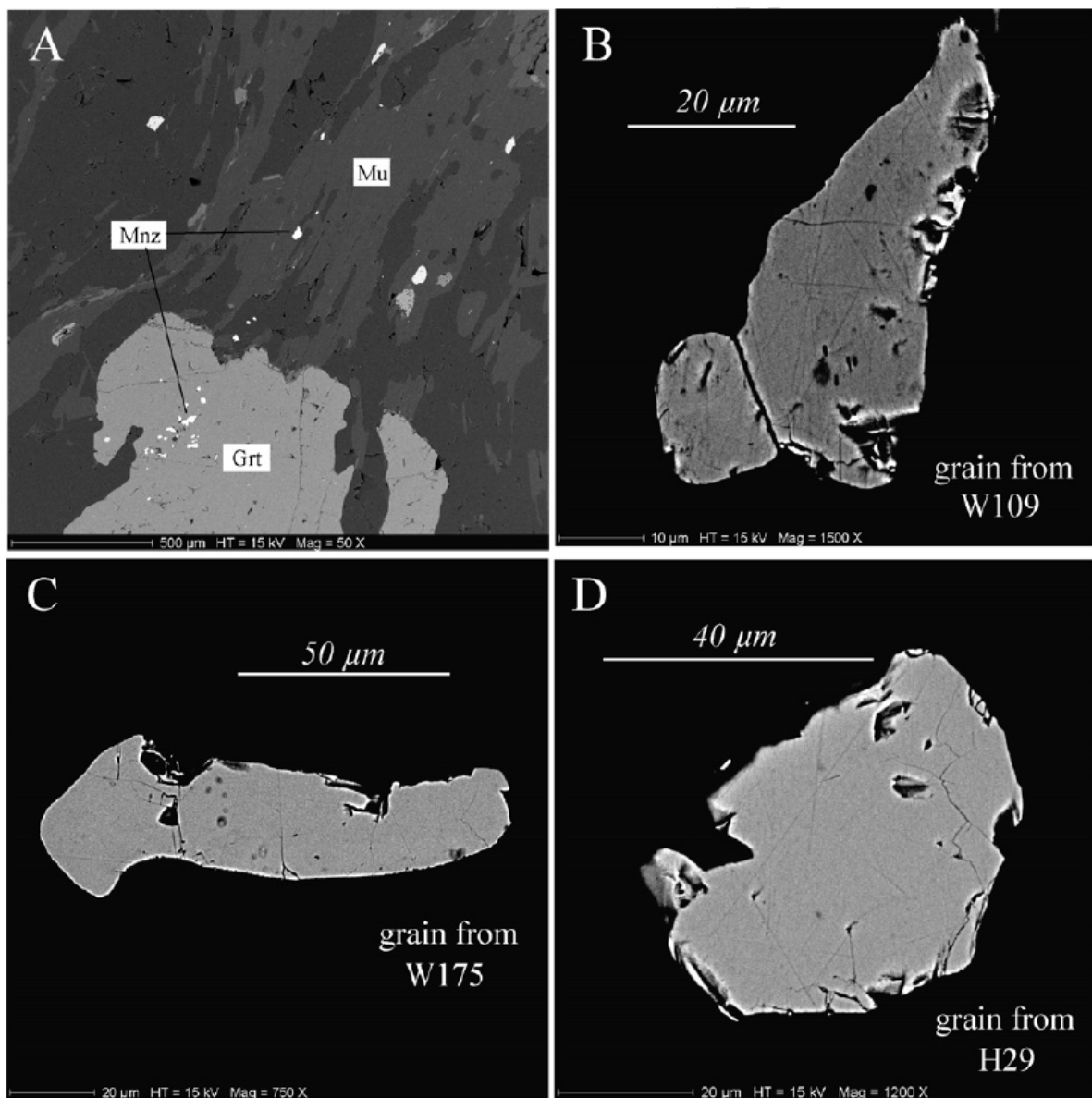


Fig. 3-10. (A) BSE image showing location of monazite within garnet rim and muscovite of the matrix, in the sample W109. (B-D) BSE images of representative monazite grains without any zoning, from samples W109, W175 and H29, respectively.

1.2.5.4. Age significance

Many studies revealed that monazite growth in metapelites, of intermediate Fe-Mg composition (Fitzsimons et al., 2005), under amphibolite facies conditions, is linked directly to breakdown of garnet to produce staurolite (Spear and Pyle, 2002; Khon and Malloy, 2004; Fitzsimons et al., 2005). This is commonly emphasized by petrographical evidence showing that monazite is spatially associated with garnet breakdown and staurolite-in reaction (Khon and Malloy, 2004). Similarly to some of these studies (Spear and Pyle, 2002; Khon and Malloy, 2004), the sample W109 presents garnet overgrowth over monazite produced by earlier garnet breakdown, during prograde metamorphism under amphibolite facies conditions. Therefore, we argue that the concordant U-Th-Pb monazite ages ranging from 1887 ± 4 Ma, 1886 ± 5 Ma and 1884 ± 11 Ma from the three metapelites W109, W175 and H29 correspond to the age of the prograde amphibolite facies metamorphism coeval with nappe stacking. These ages comply with the SHRIMP U-Pb age of metamorphic zircons of 1881 ± 8 Ma and the mean evaporation $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1881.3 ± 0.4 Ma reported in the Hengshan gneisses (Kröner et al., 2005a, 2006). The above presented results agree with a chemical U-Th-Pb monazite age from a kyanite bearing metapelite from southern Hengshan at 1883 ± 11 Ma (Faure et al., 2007).

1.2.6. Discussion

1.2.6.1. Tectonic significance of the Hengshan-Wutaishan domain and the Fuping massif

In the literature, two main tectonic models are put forward to account for the geological features of the Hengshan-Wutaishan-Fuping area. In the first one, the Hengshan and Fuping massifs represent two different continental blocks that were welded together by the closure of an oceanic domain (Kusky and Li, 2003; Polat et al., 2005, 2006). This intervening ocean is presently preserved in the Wutaishan massif. The bulk structure and metamorphism are related to a northwest directed intraoceanic subduction followed by the collision between the Hengshan and Fuping massifs.

The second model suggests that the Hengshan and Fuping massifs represent the same plutonic part of a Neoproterozoic-Early Paleoproterozoic (~2.5 Ga) magmatic arc developed upon the western margin of a continental Eastern Block. The Wutaishan massif is considered as the upper volcanic and sedimentary part of the same arc (Zhao et al., 2001a; Wilde et al., 2002; Kröner et al., 2005a). In this model, the Hengshan-Wutaishan-Fuping arc system is deformed and metamorphosed during continent-arc-continent collision due to an eastward subduction of a Neoproterozoic ocean. Moreover, Zhao et al. (2004b) proposed that a back-arc basin floored by oceanic crust developed between the Hengshan-Wutaishan island arc and the Fuping massif, the closure of which would be accommodated by the Longquanguan Thrust.

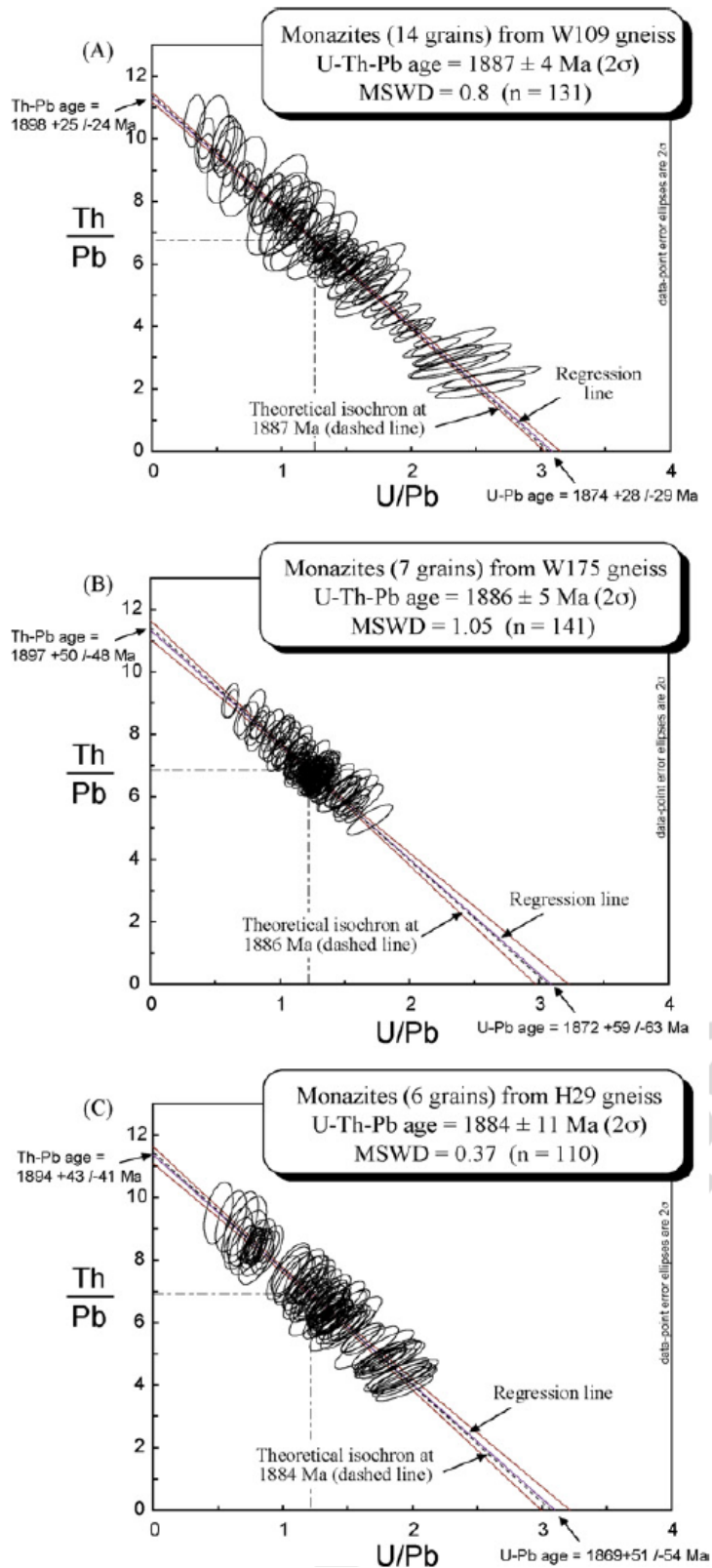


Fig. 3-11. Isochron diagrams according to Cocherie and Albarede (2001) for monazites from samples W109, W175 and H29. The mean age is calculated at the population centroid (dashed and dotted lines) where the error is the smallest. For all samples the regression line is close to the theoretical isochron at the calculated age (dashed line). See text for explanations.

Our structural and metamorphic study suggests that the Hengshan and Wutaishan have to be considered as a stack of two synmetamorphic nappes, namely the OVU and LGMU, overthrust upon the Fuping massif. Since the same structural, metamorphic and geochronological features are recognized both in the southern part of Hengshan and the lower part of Wutaishan, the reality of a major tectonic boundary between these two massifs appears unlikely. Therefore, we group these two areas within the OVU nappe that is thrust to the southeast upon the Fuping massif along the Longquanguan Thrust during the D1 event.

In agreement with previous studies (Wilde et al., 1998, 2002; Kröner, 2002; Kröner et al., 2005a), we propose that the magmatic arc, characterized by ~2.5 Ga magmatism and volcanism, developed upon an older continental basement named here the Fuping Block. It is worth noting that the Fuping Block is not limited to the Fuping massif, but the TTG basement that underlies the OVU which is sometimes found as restite in the Hengshan migmatite belongs also to the Fuping Block. During collision at 1890–1880 Ma, the Hengshan–Wutaishan arc deformed as several synmetamorphic nappes displaced south-eastward. The Fuping massif shows a different and older structure from what we observed in the Hengshan–Wutaishan area (Liu et al., 2002a; Faure et al., 2007). We suggest that the Fuping massif represents the foreland upon which nappes thrust over. Furthermore, since evidence for ophiolites is lacking along the Longquanguan Thrust, we suggest that this major tectonic contact represents an intracontinental flat lying ductile shear zone rather than an ophiolitic suture zone (Zhao et al., 2004b).

The NW–SE trending L1 mineral and stretching lineation characterized by a top-to-the-SE sense of shear, coeval with a prograde metamorphism, is the most significant structure of the OVU and LGMU nappes. This south-eastward directed movement suggests that the suture zone, where nappes are rooted, is situated more to the NW of Hengshan massif (Kröner et al., 2005a; Zhao et al., 2004b; this study) and not in the Wutaishan massif (Polat et al., 2005). This complies well with the metamorphic polarities of the TNCB where HP units are observed in the northern Hengshan and more to the north in the Datong–Huai’an area (Guo et al., 2005). However, a controversy remains about the sense of the subduction responsible for the 1880 Ma orogeny. Zhang et al. (2006b) propose a south-east ward subduction responsible for the formation of the magmatic arc at 2.5 Ga and subsequent collision at 1.85 Ga. These authors interpret the top-to-the SE shearing observed in Wutaishan and the adjacent Fuping complex as “hinterland thrusts”. On the contrary, and in agreement with Polat et al. (2005), we suggest that the southeastern part of the TNCB represents a foreland thrust belt. This is confirmed by the presence of the molassic Hutuo Supergroup sediments interpreted as foreland basins (Polat et al., 2005, 2006, this study). Therefore considering the structural and metamorphic polarities of the belt, we suggest that the subduction of the continental blocks involved in the Trans-North China collision may not be south-eastward (Kröner et al., 2005a; Zhao et al., 2005) but more likely north-westward (Hao et al., 1995; Kusky and Li, 2003; Polat et al., 2005; Faure et al., 2007). In our model, the suture zone that we called the Trans-North-China Suture (Faure et al., 2007) results from the north-westward subduction of an oceanic lithosphere followed by the continental subduction of the Fuping Block below the Western Block. In reference to the Lüliang orogeny of the Chinese

literature (e.g. Ma and Wu, 1981), we named this oceanic domain, lying between the Western and Fuping Blocks, the Lüliang Ocean. The LGMU, which overlies the arc derived OVU, represents remnant parts of the Lüliang Ocean. The north-westward continental subduction of the Fuping Block was responsible for the metamorphism coeval with the nappe stacking observed in the Hengshan–Wutaishan area. The widespread migmatization of the northern Hengshan developed, after thrusting, during the exhumation of the deeply buried and high grade metamorphosed part of the OVU and the TTG basement of the Fuping Block.

1.2.6.2. Timing of the tectonic-metamorphic evolution

Numerous radiometric datings have been performed in the Hengshan–Wutaishan domain but as for the tectonic evolution discussed in the previous section, two schools of thought disagree on the time of collision and final amalgamation of the NCC. For some authors, it occurred in Neoproterozoic–Early Paleoproterozoic, around 2.5 Ga (Kusky and Li, 2003; Polat et al., 2005, 2006), and for others it took place in Late Paleoproterozoic around 1.85 Ga (e.g. Zhao et al., 2005; Kröner et al., 2006). In agreement with the latter authors, we argue that the 2.5 Ga ages are protolith ages that represent the magmatic setting of the OVU rocks during the formation of the arc, and do not indicate the age of the collision.

Radiometric ages of the tectono-metamorphic events remain rare. Recent SHRIMP U–Pb zircons ages of the OVU granitoids and high-pressure granulites from Hengshan suggest that metamorphism took place between 1880 Ma and 1850 Ma in response to collision (Wilde et al., 2002; Kröner et al., 2005a,b, 2006). Although we agree that the Trans-North-China Belt developed in Late Paleoproterozoic times rather than in the Neoproterozoic, our study allows us to propose a more accurate timing of the geological events that took place in the period ranging from 1900 Ma to 1800 Ma.

In this study, the chemical U–Th–Pb monazite ages of the HP metapelites, that did not present evidence of crustal melting, indicate that prograde metamorphism related to nappe stacking ((D1) event) occurred around 1890–1880 Ma. Thus, we suggest nappe stacking may occur around 1890–1880 Ma.

In Hengshan, SHRIMP and evaporation U–Pb zircon ages from HP granulite blocks enclosed in migmatites range around 1860–1850 Ma (Chang et al., 1999; Kröner et al., 2005a,b, 2006). The authors consider that these dates represent the time of peak metamorphism. We suggest that they correspond in fact to the time of metamorphic temperature peak but probably not the metamorphic pressure peak. Indeed, zircons from a migmatitic leucosome sampled in northern Hengshan yield LA-ICPMS U–Pb ages of 2686 ± 7 Ma and 1850 ± 10 Ma, from cores and rims (Faure et al., 2007; Trap et al., 2006). The former date is interpreted as the age of inherited zircon whereas the latter one represents the age of crystallization of anatexis melt. Therefore, the 1860–1850 Ma U–Pb zircon ages probably correspond to the high thermal regime associated to crustal melting characterized by temperature up to 850–900 °C (Zhao et al., 2001b; O’Brien et al., 2005). These preliminary results suggest that in the TNCB, anatexis occurred about 20–30 Ma after tectonic burial. Such a lag between tectonic thickening and exhumation has been previously observed in some Phanerozoic orogens such as the Aegean or the Variscan Belts (Buick and Holland,

1989; Faure et al., 2005). Nevertheless, more radiometric dating of leucosomes has to be achieved in order to assess the time of migmatization.

Authors who propose that collision occurred during the Late Paleoproterozoic Lüliang movement (~1.8-1.9 Ga) consider that the Hutuo Supergroup is a precollisional formation (e.g. Wilde et al., 2004b). However, the Hutuo Supergroup rocks are mostly terrigenous and are considered to represent molasse-type sediments derived from the erosion of the inner part of the TNCB (Tian, 1991). Furthermore, the weakly to unmetamorphosed rocks from the Hutuo Supergroup unconformably overlie the greenschist facies LGMU and amphibolite facies OVU rocks (Figs. 3-1, 3-3 and 3-6). Thus the Hutuo Supergroup rocks were deposited after the exhumation of rocks formed at depth during the D1 event. Wilde et al. (2004b) dated tuffs from the Hutuo Supergroup using the SHRIMP U-Pb zircon technique and produced ages of 2087 ± 9 Ma and 2180 ± 5 Ma. These are not in agreement with the above discussed radiometric ages for D1 and D2 events. Moreover, the lithology of the dated felsic metatuff considered as belonging to the Hutuo Supergroup does not comply well with the clastic nature of molassic sediments. Thus the possibilities that the dated zircons are inherited grains or that the metatuffs do not belong to the Hutuo Supergroup should be considered. On the basis of our structural study, we suggest here, that the Hutuo Supergroup deposited after the exhumation of the metamorphic core of the TNCB, i.e. after ca. 1850 Ma.

In support of the Hutuo Supergroup sedimentary rocks being syn-orogenic is the observation that they are ductilely deformed through the D3 event during or after their deposition. The absolute timing of the D3 event is not well constrained, however, it must occur before ~1770 Ma, age of the unmetamorphosed mafic dyke swarm that cross cut the TNCB (Halls et al., 2000).

1.2.6.3. Issues of the timing gap between 2.5 Ga and 1.8 Ga

It is worth noting that the above scenario involving north-westward subduction, collision between the Western Block and the Fuping Block and crustal melting (exhumation of HP granulite) is only valid for the period 1900–1800 Ma. Indeed, the involved continental blocks were already formed during the 2.7–2.5 Ga period that corresponds to the main crustal growth phase (Wu et al., 2005). In some models (Zhao et al., 2004b; Kröner et al., 2005a), only one subduction zone located NW of Hengshan, is responsible for both the development of the 2.5 Ga magmatic arc and its subsequent deformation and metamorphism during collision at ~1850 Ma. As suggested by several authors (e.g. Wilde et al., 2002; Kusky and Li, 2003), such a long lived subduction (>600 Ma) remains problematic, especially for an orogen formed during the Archean to Paleoproterozoic time when plate motion should be faster than in the Phanerozoic time (Hamilton, 1998; Marshak, 1999). Nevertheless, a long lived subduction is also put forward in some Precambrian orogen (e.g. Karlstrom et al., 2001; Corrigan et al., 2000). However, the abundance of 2.1 Ga granitoids in the Hengshan–Wutaishan and Fuping area (Wilde et al., 2005; Kröner et al., 2005a; Zhao et al., 2002b) indicates that an important magmatic event took place at that time. In agreement with Liu et al. (2002a), we suggest that the 2.1 magmatism is related to a tectonic event. In contrast to the 2.5 Ga arc magmatism, the 2.1 Ga event occurred

only 200 Ma before the Trans-North-China tectonics and thus is more plausibly related to a tectonic event that preceded the TNCB collision. Our model suggests a north-westward subduction between the Western Block and the Fuping Block. Such a north-westward subduction cannot account for formation of the 2.5 Ga magmatic arc situated more to the east of the subduction zone. Therefore, we suggest that a second subduction has to be considered. In this view, the 2.5 Ga arc magmatism should be due to a west directed subduction located east of the Fuping massif. This westward subduction could also be responsible for the 2.1 Ga tectonothermal event. However, in the present state of knowledge a satisfactorily Neoproterozoic-Early Paleoproterozoic geodynamic scenario remains highly speculative.

1.2.7. Conclusion

The structural and geochronological data presented in the previous sections allow us to propose a new tectonic setting for the Hengshan–Wutaishan domain within the Trans-North-China Belt. In Neoproterozoic, ca. 2.5 Ga, a magmatic arc developed upon the continental Fuping Block and the Lüliang Ocean separated this arc from a Western Block located more to the northwest. In Late Paleoproterozoic, the north-westward subduction of the Lüliang Ocean below the Western Block is responsible for the subsequent collision with the Fuping Block at 1890–1880 Ma. Exhumation of the highly metamorphosed continental crust occurred at 1860–1850 Ma and was coeval with the development of migmatites. The exhumation of the metamorphic rocks was followed by a new ductile event during or after the deposit of the terrigenous sedimentary rocks of the Hutuo Supergroup. An undeformed mafic dyke swarm marked the end of the orogeny at ~1770 Ma. The geodynamic setting of the 2.5 Ga magmatic arc and the 2.1 Ga magmatism remains unsettled.

1.2.8. Acknowledgements

The field work for this research was financially supported by a National Science Foundation of China grant n°40472116. The monazite analyses were carried out on the Cameca SX 50 Electronic Microprobe operated by a consortium consisting of the Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, the Bureau de Recherche Géologique et Minière and the University of Orléans, France. Alain Cocherie is thanked for approving the EPMA results. We appreciate the assistance of Olivier Rouer and Christian Gilles during EPM analysis and data reduction. Guochun Zhao and Allan Collins are thanked for constructive and useful reviews.

1.2.9. References (voir en fin de manuscrit)

2. Tectonique en "dôme-et-bassin"

2.1. Présentation de l'article

L'article 2 est soumis à la revue *Journal of Structural Geology* depuis le 24 août 2007.

Cet article est une réévaluation de la structure du massif de Fuping et de sa signification. Deux styles tectoniques, tangentiel et en "dôme-et-bassin" sont caractérisés. La tectonique tangentielle s'exprime par un chevauchement majeur et une faille de détachement. La formation du domaine en "dôme-et-bassin" est contemporaine d'une importante migmatisation. Le mécanisme de mise en place des dômes et bassins est discuté. Un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite et 8 ages U-Pb LA-ICP-MS sur zircon et monazite, apportent de nouvelles contraintes géochronologiques. Contrairement aux études déjà réalisées dans le massif de Fuping, le présent travail montre que la structure en "dôme-et-bassin" a été acquise vers 2.1 Ga, environ 200 Ma plus tôt que le chevauchement et la faille de détachement. Ces derniers sont rattachés à l'orogénèse responsable de la structure des massifs de Hengshan et Wutaishan. La structure et le métamorphisme du massif de Fuping témoignent d'un événement tectonique majeur ayant eu lieu vers 2.1 Ga.

2.2. Article 2: *Contrasted tectonic styles for the Paleoproterozoic evolution of the North China Craton. Evidence for a ~2.1 Ga thermal and tectonic event in the Fuping Massif*

Submitted to the Journal of Structural Geology

Pierre Trap

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, CNRS – Université d'Orléans (UMR 6113),
45067 Orléans Cedex 2, France

Michel Faure

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, CNRS – Université d'Orléans (UMR 6113),
45067 Orléans Cedex 2, France

Wei Lin

State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics,
Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Olivier Bruguier

ISTEEM, Service Commun ICP-MS, cc 56, Université de Montpellier 2, 34095
Montpellier Cedex 5, France.

Patrick Monié

Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère UMR CNRS 5573, INSU Université
Montpellier II, 34095 Montpellier Cedex 5, France

Corresponding author: pierre.trap@univ-orleans.fr

Tel.: +33 238494660; fax: +33 238417308.

2.2.1. Abstract

Structural analysis along with ^{40}Ar - ^{39}Ar and U-Pb datings in the Fuping massif provide new insight into the evolution of the eastern part of the Trans-North China Belt (North China Craton), from 2.7 Ga to 1.8 Ga. D1 is responsible for the development of a dome-and-basin structure coeval with crustal melting giving rise to migmatite and Nanying gneissic granites at 2.1 Ga. The ca. 2.1 Ga dome-and-basin architecture of the Fuping Massif resulted from the interference between a N-S compression of a weak ductile crust and gravity-driven vertical flow, in a high thermal regime. The next events involved flat lying ductile thrusting (D2) and normal faulting (D3) dated at around 1880 Ma and 1830 Ma, respectively. The D2 and D3 events belong to the Trans-North China Orogeny that results in the final amalgamation of the North China Craton. The D1 deformation is considered as an evidence for an earlier orogen developed around 2.1 Ga prior to the Trans-North China Orogeny. The change in the deformation style between the 2.1 and the 1.9-1.8 orogeny could be viewed as a consequence of a global cooling of the continental crust during the Paleoproterozoic.

Key words: Trans-North China Belt; Paleoproterozoic geodynamics; dome-and-basin structure; ductile shearing; syntectonic plutonism.

2.2.2. Introduction

Vertical versus horizontal tectonics has been a common debate in recent years when discussing the crustal growth during Archean-Paleoproterozoic times (e.g., Cawood et al., 2006; Chardon et al., 1996; Collins et al., 1998; Percival et al., 2001). One of the most popular discriminating criteria for one or the other of these tectonic styles is the strain pattern recorded in a considered crustal segment. Horizontal tectonic style invokes a near-uniformitarian process of modern-style plate tectonics responsible for the development of flat-lying foliation, coeval with ductile thrusts that allows superposition of crustal slices during crustal thickening, or normal faulting during extensional thinning. Conversely, vertical tectonics results in the development of large domains formed by juxtaposition of 1-10-km scale dome-and-basin structures, with steeply dipping foliation and lineation, and an upwelling and downwelling of infracrustal and supracrustal rocks, respectively (e.g. Chardon et al., 1996). This structural pattern is commonly interpreted as reflecting mantle convective instabilities rather than horizontal tectonics related to a subduction process. However, such a dome-and-basin structure could also be formed by several mechanisms involved in horizontal tectonics such as, for instance, compression of a weak and hot lithosphere (Cagnard et al., 2006a). Indeed, if the lithospheric behaviour is controlled by far-field stresses, its thermal regime is a preponderant parameter for the temporal and spatial variations in its strength (McLaren et al., 2005). Therefore, interpreting crustal scale strain patterns as illustrating global tectonic style has to be considered with caution since vertical movements of crustal material might commonly be a consequence of horizontal tectonics.

This study presents an example of an intra-continental dome and basin deformation zone with abundant crustal melting and anatectic plutonism, reworked by regional flat lying thrusting and low-angle ductile normal faulting. Both deformation styles reflect two distinct orogenies separated in time by 200 Ma. The example comes from the Fuping Massif located in the central part of the Paleoproterozoic Trans-North China Belt (TNCB) in the North China Craton (Fig. 3-12A). In this study, the Fuping Massif is subdivided into three lithotectonic zones. Its main part consists of amphibolite to medium-pressure granulite-facies metamorphic rocks that have been partially molten and intruded by crust-derived anatectic granites. This zone shows a dome-and-basin architecture and is the main focus of this paper. The second and third lithotectonic zones are the flat lying Longquanguan Thrust and the Pingshan detachment fault, lying at the northwestern and southeastern edges of the Fuping Massif, respectively. We also report new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite and LA-ICP-MS zircon-monazite ages that comply with the relative timing inferred from our structural investigation and available geochronological data. Our results lead to the proposal of a complete and well established succession of the tectonic events within the Fuping Massif, through 700 Ma of evolution. The tectonic history of the Fuping Massif and the North China Craton is a good illustration of the changes of deformation style during the Paleoproterozoic.

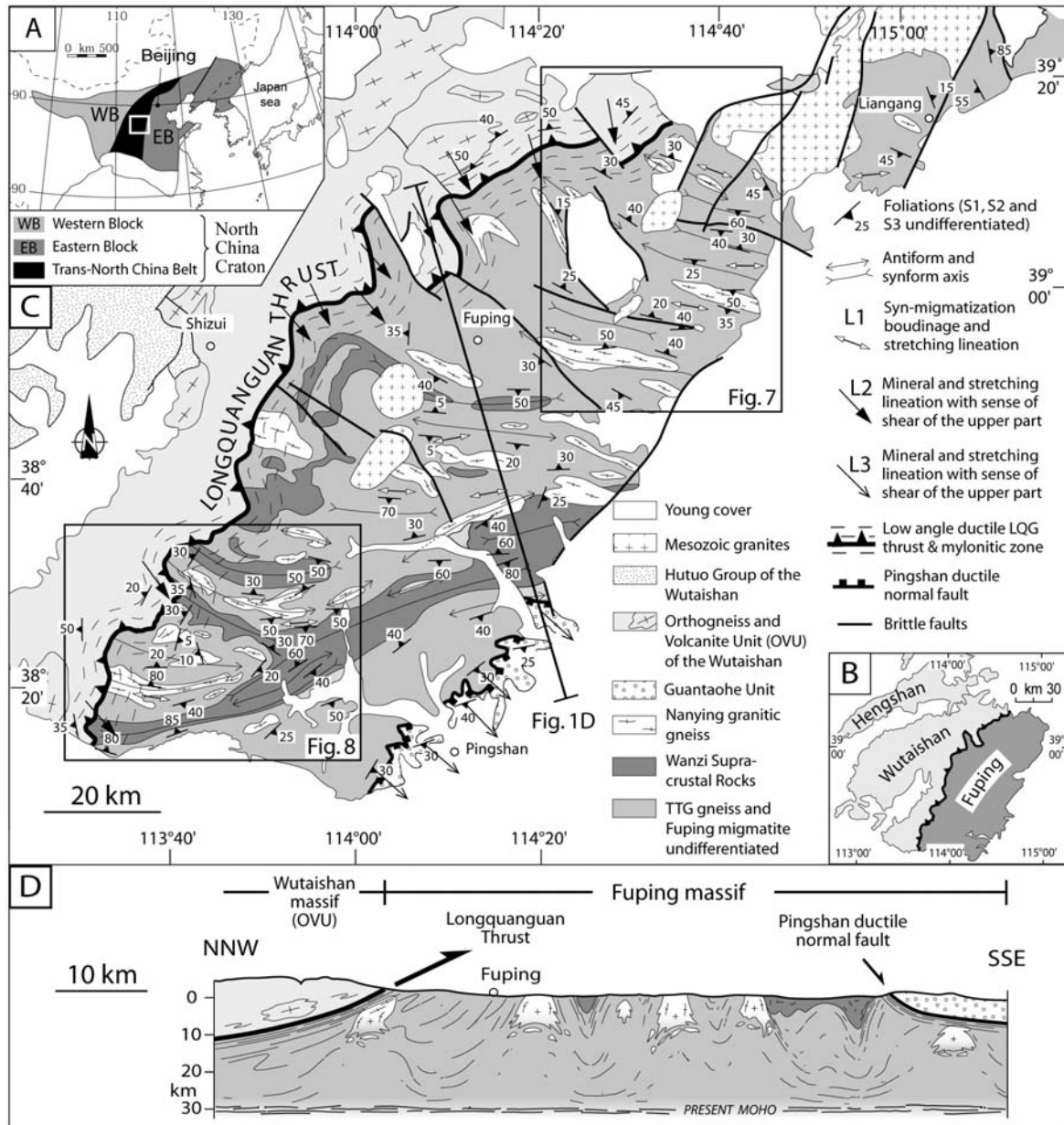


Fig. 3-12. A: Location of the Trans-North-China Belt (TNCB) between the Western and Eastern Blocks (WB and EB) within the North China Craton. B: Geographic location of the Fuping Massif in relation with the Hengshan-Wutaishan domain. C: Geological map of the Fuping Massif. D: Simplified crustal-scale cross section through the Fuping Massif from the Longquanguan Thrust to the Guantaohu Unit.

2.2.3. Lithological setting

The Fuping Massif is situated in the central part of the N-S trending Trans-North China Belt formed during the final amalgamation of the North China Craton in Late Paleoproterozoic times. In this paper, we consider that the Fuping Massif is composed of five main lithological types, namely i) the Fuping TTG gneiss, ii) the Supracrustal cover, iii) the Fuping Migmatite, iv) the Nanying gneissic granite and,

v) the Gantaohé sedimentary Unit. In the following sections, each type is briefly presented.

2.2.3.1. The Fuping TTG gneiss

The Fuping TTG gneiss consists of medium-grained tonalitic, trondhjemitic and granodioritic gneisses. Petrological and geochemical data suggest that the Fuping TTG gneiss results from the partial melting of mantle-derived basaltic rocks (Wang et al., 1991a). In addition, other geochemical studies suggest that the TTG gneiss formed in a magmatic arc environment (e.g. Guan, 2000). Recent geochronological studies based on SHRIMP U-Pb analyses on zircon support the conclusion that the emplacement of TTG magmas occurred between 2520 Ma and 2480 Ma, and marked the major period of crustal accretion of the Fuping Massif (Guan et al., 2002; Zhao et al., 2002b). These TTG gneiss might be emplaced within a juvenile crust dated around 2.7 Ga (Bai, 1986; Liu et al., 1985; Zhang et al., 1991).

2.2.3.2. The Wanzi Supracrustal rocks

The Wanzi Supracrustal assemblage comprises felsic and pelitic gneiss, pelitic micaschists, calc-silicates, pure and impure marbles and amphibolites (e.g. Liu and Liang, 1997). Some authors suggest that Supracrustal rocks were deposited in the Neoproterozoic (Wu et al., 1989, 1991; Wu and Zhong, 1998). Indeed, numerous 2.5 Ga ages were reported from the Supracrustal rocks (Guan et al., 2002; Zhao et al., 2002b). However, some ages around 2.1 Ga led some authors to suggest that the Wanzi Supracrustals were allochthonous to the Fuping TTG gneisses and deposited in the Paleoproterozoic (Guan et al., 2002). In agreement with Liu et al. (1985), we interpret the 2.1 Ga dates as the age of an HT metamorphism in relation with migmatization.

2.2.3.3. The Fuping Migmatite

Although rarely well acknowledged in previous works, migmatization is a widespread phenomenon in the Fuping Massif (Cheng et al., 2001; Liu et al., 2002a; Wan et al., 2002). Partially molten rocks developed at the expense of TTG gneiss that commonly remains as centimeter to meter scale enclaves. Due to the tectonic overprint, the migmatites are generally foliated and hence are often considered as a part of the 2.5 Ga TTG basement (Zhao et al., 2004b). However, some meter-scale enclaves of metasedimentary rocks such as metapelites, metagreywackes and magnetite-bearing quartzites are locally observed within the foliated molten gneiss (Liu et al., 2002a, 2004b) suggesting that i) what is called TTG gneiss is in fact frequently migmatite and ii) some parts of the Supracrustal rocks experienced partial melting too. In addition, some small masses of S-type sillimanite-bearing granites derived from partial melting of Supracrustal rocks (e.g. Wu et al., 1989). The wide area occupied by migmatites argues for intense partial melting of the crust in the Fuping Massif for which we distinguish a new entity called the “Fuping migmatite” that has never been recognized before.

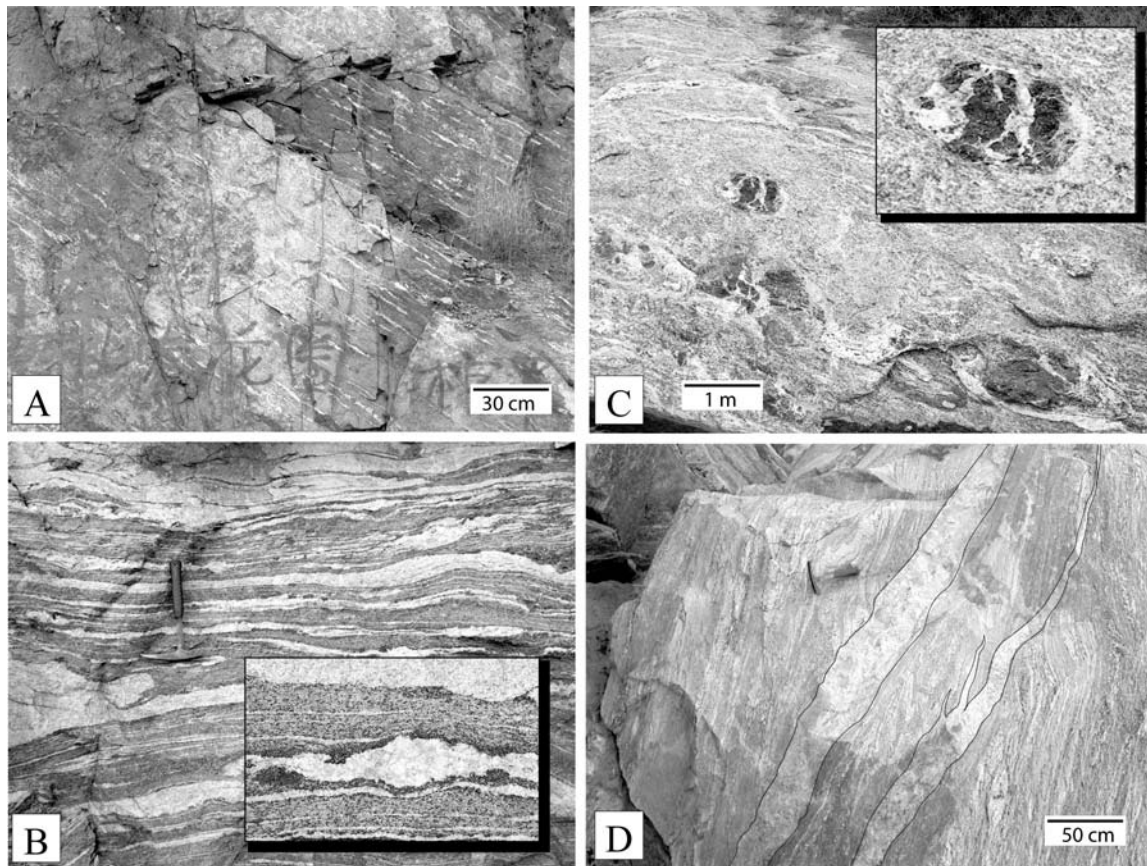


Fig. 3-13. Photographs of Fuping metatexites and diatexites. A: Metatexite with small proportion of leucosome formed in the beginning of the melting reaction (N38°48.845'/E114°06.107'). B: Stromatic structure in metatexite with alternations of leucosome/paleosome; Insert: Pegmatoid leucosome surrounded by melanosomes (darkest area), both constitute the neosome formed in response to segregation from the paleosome (N38°43.737'/E°114°16.535'). C: Diatexite with a schollen structure defined by a prevalent trondhjemitic leucosome holding partially disrupted mafic enclaves; Insert: Syn-migmatization boudinage of a mafic restite with melt occurring in the dilatant sites (N38°57.283'/E°114°34.221'). D: Late vein-like leucosomes cross cutting the migmatitic foliation (N38°19.565'/E°113°37.015'). The veins are filled by the melt that come from the syn-folial leucosomes, illustrating the process of segregation, transposition and migration of the melt.

Following the terminology of Sawyer (1999), the Fuping migmatite can be divided in metatexite and diatexite that correspond to solid-dominated and liquid-dominated anatexites, respectively. Metatexites form the boundary between the Fuping TTG gneiss and the Supracrustal rocks, where high strain zones commonly occur (see section 2-2-4). At the first stage of the partial melting process, the leucosomes appear as isolated, thin elongated pockets, of pegmatoid or granitoid character, that commonly lie parallel to the rock fabrics (Fig. 3-13A). This feature may also be interpreted as solid-state differentiation of mafic and felsic material during metamorphism (Asworth, 1985). The matrix of the neosome shows the same texture, compositional layering and appearance as the Fuping gneisses or Wanzi Supracrustal rocks, and thus both can be considered as the protolith or paleosome of the metatexites. When segregation is more efficient, leucosomes tend to coalesce, allowing the percolation of the melt fraction through the solid framework. The

migmatite then adopts a stromatic structure made of a regular alternation of continuous, centimeter-scale granitic and paleosome layers (Fig. 3-13B). Commonly, the interface between leucosome and paleosome is characterized by an accumulation of mafic minerals forming the melanosome that results of a solid product of the melting reaction (Fig. 3-13B insert; Sawyer, 1999).

In diatexite, the proportion of neosome (leucosome + melanosome) is prevalent upon the paleosome which primary structure has been quite completely erased (Sawyer, 1999). Due to an increase in melt proportion, the transition from metatexites to diatexite is gradational and is therefore hardly mappable. The pre-migmatitic rocks only occur as centimeter to 10-meter isolated fragments, which are commonly rounded, and 'floating' in the granitic matrix (Fig. 3-13C and 3-14B). These enclaves are biotite and amphibolite rich gneiss, garnet bearing amphibolites and granulites as well as Fuping TTG gneiss and Wanzi Supracrustal rocks. Leucosomes are coarse grained, sometimes showing a pegmatoid fabric characterized by pink coloured K-feldspar. Leucosomes patches occur in inter-boudin partitions and in the pressure shadows around restites (Fig. 3-13C insert). Various migmatitic structures were observed within the diatexite, such as ptygmatic folds, schollen structure (Fig. 3-13C), agmatic and schlieren structure (Menhert, 1968). Late cross cutting vein-like leucosomes are evidence for a conduit network that accommodated melt extraction and displacement (Fig. 3-13D). Although the scale of melt mobility cannot be constrained on the basis of field observations (Greenfield et al., 1996), melt mobility was sufficiently high to produce important transfers and accumulations of anatectic melt represented by the homogeneous Nanying gneissic granites.

2.2.3.4. *The anatectic Nanying gneissic granite*

Numerous intrusions of syntectonic homogeneous granitoids, named the Nanying gneissic granites, are evenly distributed within the Fuping Massif (Fig. 3-12C). These plutons mainly occur in the core of the migmatitic dome and are intrusive (Zhao et al., 2002b) within migmatites that commonly occur as meter to 10-meter scale xenoliths (Figs. 3A). The Nanying gneissic granite also occurs as sheeted dykes (Figs. 3-14B and 3-14C) or as intrusion along the supracrustal and infracrustal boundary. These sheeted dykes, numerous in the vicinity of plutonic bodies, are frequently in accordance with the gneissic migmatite (Figs. 3-14B, 3-14C and 3-19). In some localities, the Nanying gneissic granite intrudes the Wanzi Supracrustal rocks and contains abundant xenoliths of aluminous gneiss and marble (Liu and Liang, 1997). The Nanying gneissic granite is dominated by medium to fine-grained, magnetite-bearing foliated, monzogranite with a minor amount of foliated granodiorite (Zhao et al., 2000a). Geochemical data suggest that the Nanying gneissic granite derived from partial melting of the Neoproterozoic Fuping TTG gneisses, with locally a contribution of the Wanzi Supracrustal rocks (Wu et al., 1989; Liu et al., 2002a, 2004b). Liu (1997) considered the Nanying monzogranites to be derived from partial melting of the TTG gneiss during peak metamorphism. SHRIMP U-Pb zircon results reveal that the Nanying magmatism occurred from 2077 ± 13 to 2024 ± 21 Ma (Guan et al., 2002; Zhao et al., 2002b).

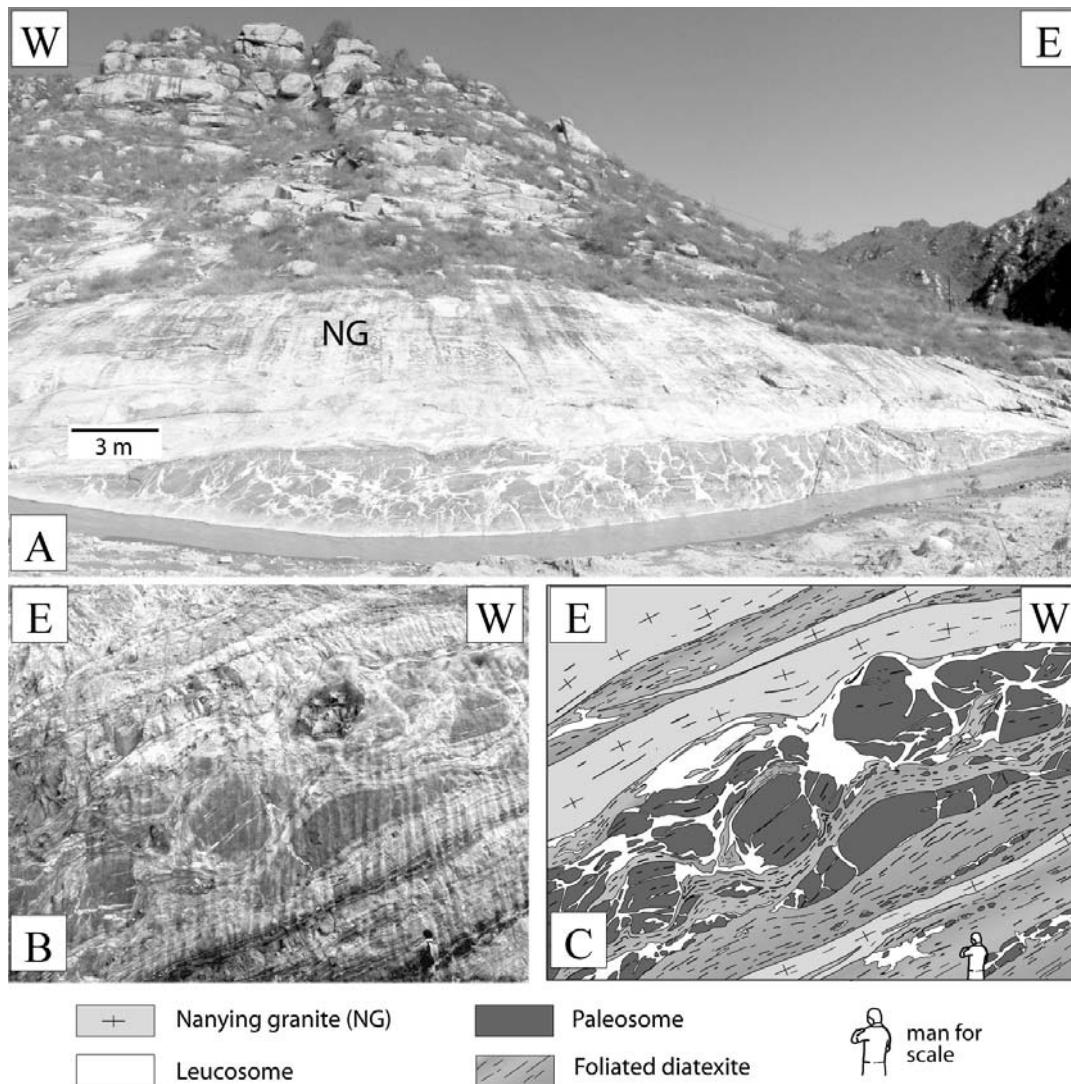


Fig. 3-14. A: 10-meter scale enclave of migmatite within the Nanying gneissic granite (NG). The migmatite enclave shows an agmatic structure characterized by angulose fragments of amphibolite surrounded by leucosome (N38°20.376'/E113°36.953'). B and C: Picture (B) and hand drawing (C) of a funnel-shaped intrusion of granitoid sheeted dykes parallel to the migmatitic foliation, within diatexite in the vicinity of a Nanying pluton (N38°41.351'/E114°17.953').

2.2.3.5. The Gantaohé sedimentary Unit

In the south-eastern edge of the Fuping Massif, the TTG gneiss is unconformably overlain by weakly metamorphosed sediments of the Gantaohé Group (HBGMR, 1989). The dominant rocks are phyllite, quartzite, biotite schist, arenaceous conglomerate, muscovite bearing reddish fine-grained sandstone, coarse-grained sandstone and dolomite.

According to the geological maps of Hebei and Shanxi Provinces (HBGMR, 1989; SBGMR, 1989) and to synthetic works (Yang et al., 1986), these terrigenous sediments are correlated with the Hutuo group from Wutaishan, and gathered within the Hutuo Supergroup. Recently, the Hutuo rocks have been interpreted as molasse-type sediments deposited around 1850-1800 Ma. In spite of the lack of geochronological constraints for the deposition of the Gantaohé group within the

Fuping Massif, the low degree of metamorphism and the lack of D1 and D2 events (see next sections) comply with a late Paleoproterozoic age.

2.2.4. Structural outline

2.2.4.1. The bulk architecture of the Fuping Massif

An interpretative kilometer-size structure of the Fuping Massif is drawn in Figure 3-12D. The whole Massif consists of well foliated rocks deformed in a series of east-west trending synforms and antiforms, named the Dome-and-Basin Domain. This domain is cut by two major flat-lying ductile shear zones, the Lonquanguang Thrust in the western and northwestern parts, and the Pingshan ductile normal fault in the southeastern one (Fig. 3-12D). The Fuping Massif is unconformably covered by Paleozoic sedimentary rocks, intruded by undeformed Mesozoic granites, and cut by Cenozoic high angle brittle faults but all these Phanerozoic events do not alter its bulk architecture acquired in Paleoproterozoic.

The structural investigations allow us to distinguish that each of the three areas, namely the Dome-and-Basin Domain, the Longquanguan Thrust and the Pingshan Normal Fault, are defined by a particular set of strain pattern (Fig. 3-15)

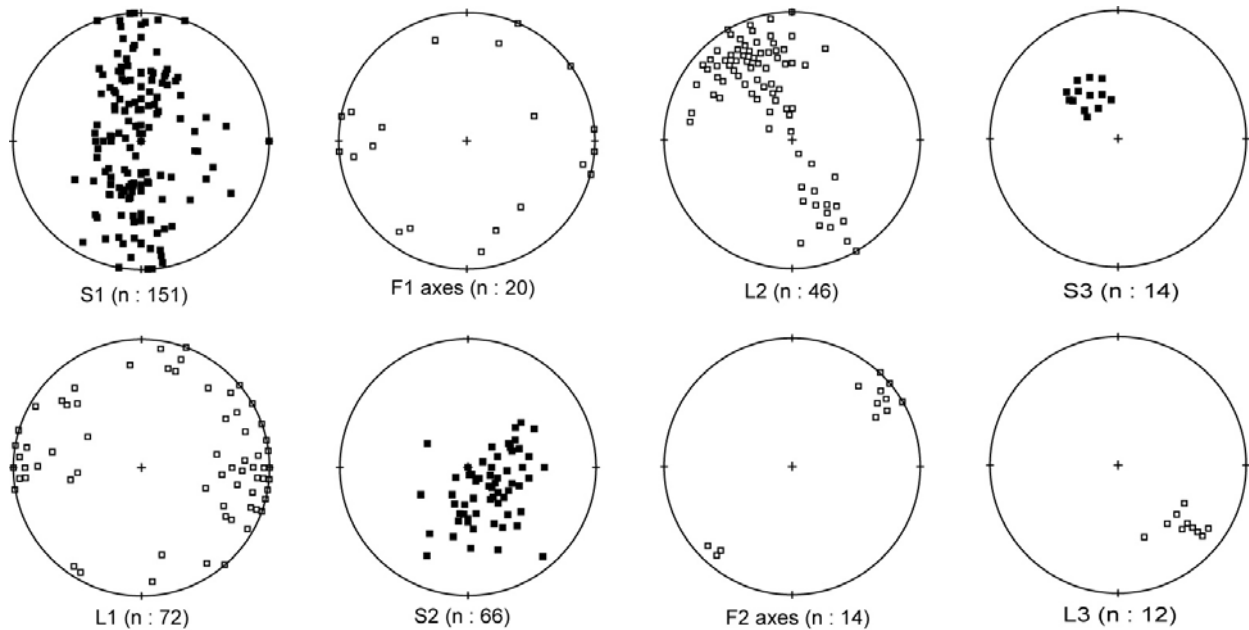


Fig. 3-15. Equal area, lower hemisphere Schmidt stereograms of S1, L1, F1, S2, L2, F2, S3 and L3.

2.2.4.2. The Dome-and-Basin Domain (D1 event)

The trend of the regional foliation (S1) defines a dome-and-basin structure in which foliated migmatite coincides with E-W trending elliptical antiforms, the core of which is occupied by diatexite and anatectic Nanying gneissic granites. The Wanzi

Supracrustal rocks and Fuping TTG gneiss crop out in the synformal structures and the lithological contacts are transposed into parallelism with the dome margins. The global dome and basin structure of the Fuping Massif is described in detail in section 2-2-5.

2.2.4.3. The Longquanguan Thrust (D2 event)

The Longquanguan Thrust (LQGT) (Li and Qian, 1991) develops both in the western and northern parts of the Fuping Massif (Fig. 3-12). It thus constitutes a ~2 km thick and 150 km long tectonic contact that may extend more to the south and to the north-east, hidden below the recent sedimentary cover (Fig. 3-12). The ductile deformation related to the LQG shear zone is not limited to the Longquanguan augen gneiss that belong to the OVU of the Wutaishan Massif, but involves the Fuping TTG gneisses, the Wanzi Supracrustals and the Nanying granite too (Hao et al., 1995; Li and Qian, 1991; Wu et al., 1989, Trap et al., 2007). Indeed, in the vicinity of the LQG Thrust, the Fuping rocks show near subhorizontal planar fabric (S2) that overprints the steeply dipping S1 foliation. When getting closer to the LQG Thrust, the S1 foliation is completely erased by the S2 foliation. Along the Longquanguan shear zone, S2 strikes between N05-N50E in its southern part and between N60-N80E in the northern part (Figs. 3-15, 3-17 and 3-18). It is gently dipping toward the NW with a plunge ranging from 20° to 55°. The foliation is marked by oriented biotite and amphibole as well as by metamorphic layering. The gneissic foliation commonly exhibits mylonitic to ultramylonitic fabrics, characterized by quartz ribbons with shape ratios up to 10:1 (Fig. 3-16A) that form cm- to decimeter thick high strain zones. The S2 foliation holds a well developed mineral and stretching lineation (L2) marked by elongated biotite clusters, oriented crystallisation of hornblende, calcite and epidote. In the western part of the Fuping Massif, the lineation strikes N140-N160E, whereas it strikes N160-N170E in the northern part (Figs. 3-15, 3-17 and 3-18). Numerous isoclinal folds with axes parallel to the L2 lineation can also be observed. Along L2, abundant macroscopic and microscopic shear indicators such as asymmetrical pressure shadows around porphyroclasts, shear bands, mica fishes show a consistent top-to-the southeast kinematics, in agreement with previous studies (Figs. 3-16B and 3-16C; Hao et al., 1995; Sun et al., 2004). Therefore, considering both the S2 geometry and kinematics, and in agreement with Li et al. (2004) we argue that the LQG Shear Zone consists of a major thrust fault that allows the Wutaishan Massif to overthrust to the SE upon the Fuping one and therefore we prefer to use the term “Longquanguan Thrust” (LQGT) rather than Longquanguan Shear Zone (Zhang et al., 2006a, b; Zhao et al., 2004b).

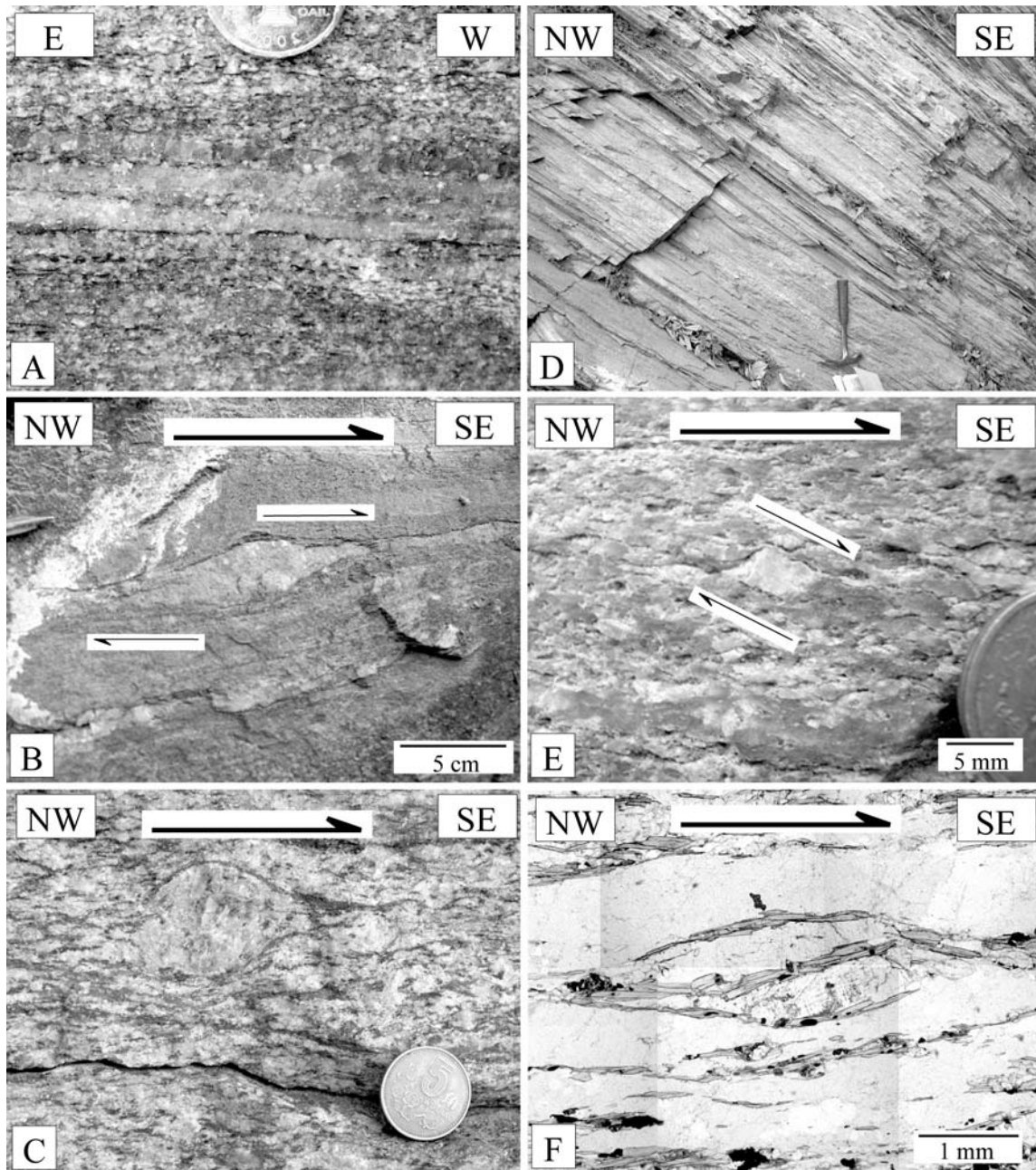


Fig. 3-16. Deformation features along the Longquanguan Thrust (A, B and C) and the Pingshan Fault (D, E and F). A: Mylonitized gneiss, composed of well developed layers of quartz ribbons within a matrix of biotite, feldspars and quartz. The foliation is flat lying and the lineation trends N160°, (N38°54.879'/E113°47.600'). B: Quartz-feldspar layer in a metavolcanite showing a top-to-the SE kinematics (N39°04.648'/E113°07.487'). C: Top-to-the SE shear criteria marked by a sigma-type porphyroclast in an augen gneiss (N39°04.820'/E113°39.167'). D: Mylonitic zone within the Gantaohé sediments along the Pingshan Fault (N38°12.749'/E°114°04.049'). E: Asymmetric pressure shadows around a feldspar porphyroclast indicating a top-to-the SE shearing; within the same mylonitic zone (same outcrop). F: Top-to-the SE shear criteria shown by sigmoidal pattern of mica and feldspar aggregate, around the sigmoidal shape are ribbon quartz (sample FP154 dated at 1830 ± 20 Ma see section 5.1.3) (N38°20.535'/E114°12.775').

2.2.4.4. The Pingshan detachment fault (D3 event)

In the southeastern edge of the Fuping Massif, the Late Paleoproterozoic Gantaohu group is separated from the underlying Fuping migmatite and Supracrustal rocks by the Pingshan low-angle normal fault (Fig. 3-12). This fault is a ten-meter thick ductile shear zone. The foliation (denoted here as S3) strikes consistently NE-SW and dips at 30° toward the southeast (Figs. 3-12 and 3-15). The intensity of the deformation increases progressively toward the shear zone where well-developed mylonitic fabrics are observed (Fig. 3-16D). A consistent N130E trending mineral lineation (L3) is marked by the elongation of quartz grains and feldspar porphyroclasts in sandstone, stretched decimeter-scale quartz pebbles in conglomerates. Along L3, clear macroscopic shear criteria such as σ -type porphyroclast systems, asymmetric pressure shadows around porphyroclasts and shear bands provide a consistent top-to-the SE sense of shear (Fig. 3-16E). At the microscopic scale, sigmoidal quartz-feldspar aggregates or white mica fishes show the same top-to-the SE shearing (Fig. 3-16F). The quartz microfabric illustrated by highly irregular grain boundaries that are evidence of grain boundary migration, suggests that dynamic recrystallization develops coevally with ductile shearing under low to moderate temperature (e.g. Passchier and Trow, 1996).

2.2.5. Detailed Structural analysis of the D1 event

2.2.5.1. D1 within the Fuping TTG gneiss, migmatite and Supracrustal rocks

The S1 Foliation

The main structure in the Dome-and-Basin Domain is a penetrative S1 foliation that develops within the Fuping TTG gneisses, the Migmatite, the Supracrustal rocks and to a lesser extent in the Nanying gneissic granite (see section 4.2). At map scale, the S1 foliation draws E-W trending elliptical domes and basins of 10-25 km length and 2-15 km width (Figs. 3-17, 3-18 and 3-19). At outcrop scale, the S1 foliation is defined by the metamorphic layering defined by the alternation of amphibole-biotite and quartz-feldspar rich layers. In diatexite, S1 is also defined by the compositionally homogenous layers of quartzo-feldspathic leucosomes that represent crystallized melts (Fig. 3-20). The S1 foliation wraps around mafic restites (Fig. 3-14). In addition, some thin flattened and boudinaged mafic restites develop parallel to the foliation (Figs. 3-20A and 3-20B). Commonly, melt migrates from highly strained leucosome layers, parallel to the migmatitic foliation, toward cm- to dm-scale discordant vertical veins cutting the foliation (Figs. 3-20A and 3-20B). The melt migration from high to low strain zones, suggests that in diatexite, the foliation develops coevally with melting.

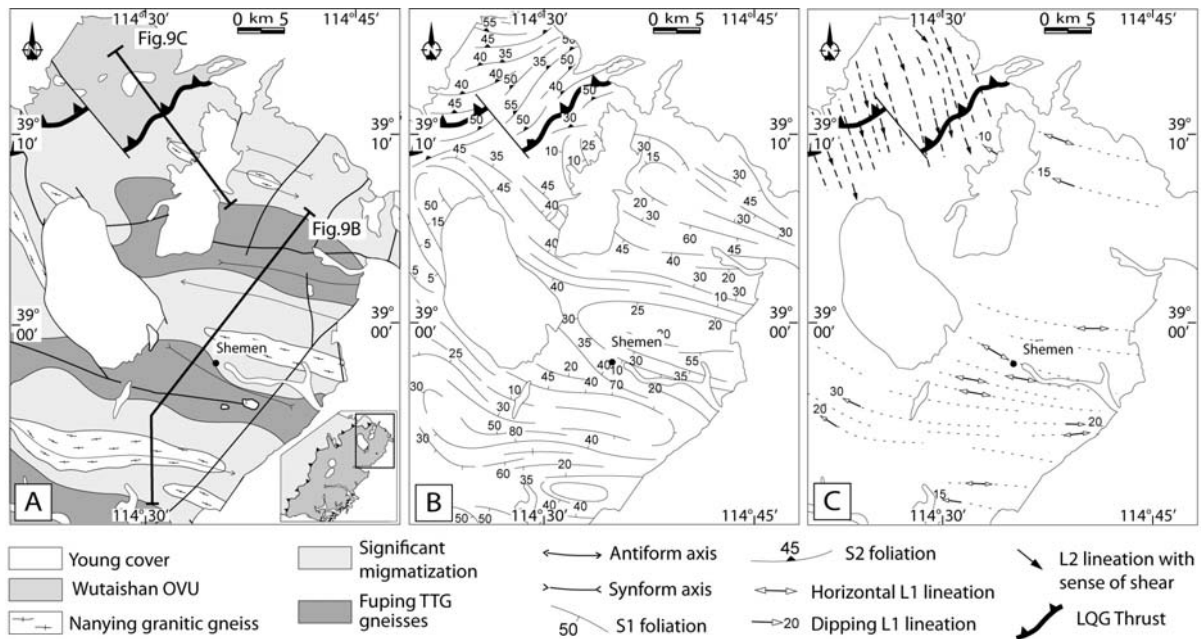


Fig. 3-17. Structural sketch maps of the northeastern part of the Fuping massif. A: Geological map. B: S1 and S2 foliation trajectories. C: L1 and L2 lineation trajectories.

Although regionally E-W trending, S1 strikes differently in the southwestern part and the northeastern part of the Fuping Massif (Fig. 3-15). In the northeastern part (Fig. 3-17), the general trend of S1 varies from N100E to N130E and domes and basins exhibit highly elongated shape. Throughout the dome, the dip of S1 changes regularly and defines sub-dome structures. S1 dips at 45-50° along dome limb whereas it is flat lying or dips more gently (<30°) at the top of the dome (Figs. 3-17 and 3-19). In this part of the Fuping Massif, no Supracrustal rock is observed and the Fuping TTG gneiss, that has widely escaped migmatization, crops out in synforms with a moderate lying attitude (~ 40°). In the southwestern part of the Fuping Massif (Fig. 3-18), S1 strike is less regular as the general trend changes from N60E to N120E and domes are more rounded. The S₁ foliation is steeply dipping along the dome flanks (S₁>40°, commonly S₁>60°) and vertical in the synform axial zone. Wanzi Supracrustal rocks occupy rim synclines that surround the migmatitic domes (Figs. 3-18 and 3-19). Furthermore, the S₁ pattern locally defines triangular arrangements that develop in order to accommodate the foliation geometry between elliptical domes (Fig. 3-18). In this southwestern location, the sub-domes structure outlined by the S₁ trajectories is more developed than in the northeastern area (Figs. 3-17 and 3-18).

The gneissic migmatite grades from well-foliated stromatic migmatite, in the dome flanks, to moderately foliated diatexite within the dome core, where it is sometimes almost isotropic (Fig. 3-13). Along the dome limbs, at the boundary with Supracrustal rocks or TTG gneiss, gneissic tectonites exhibit a well pronounced foliation arguing for a high strain. Some shear zones have been previously described along the boundary between the Wanzi Supracrustals and the migmatite (Liu et al., 2002a; Tang and Liu, 1997). Our observations confirm that the Fuping TTG gneiss

and Supracrustals experienced solid-state deformation, whereas at the same time, deformation in the migmatites, particularly in diatexite, is accommodated by a liquid (melt) with a lower viscosity and thus a softer rheology, through penetrative flow.

Along the dome limbs, S1 is disrupted by centimeter to meter-size folds (F1) with nearly horizontal axes (Fig. 3-15). These drag folds indicate an outer-part-side down displacement (Fig. 3-20D).

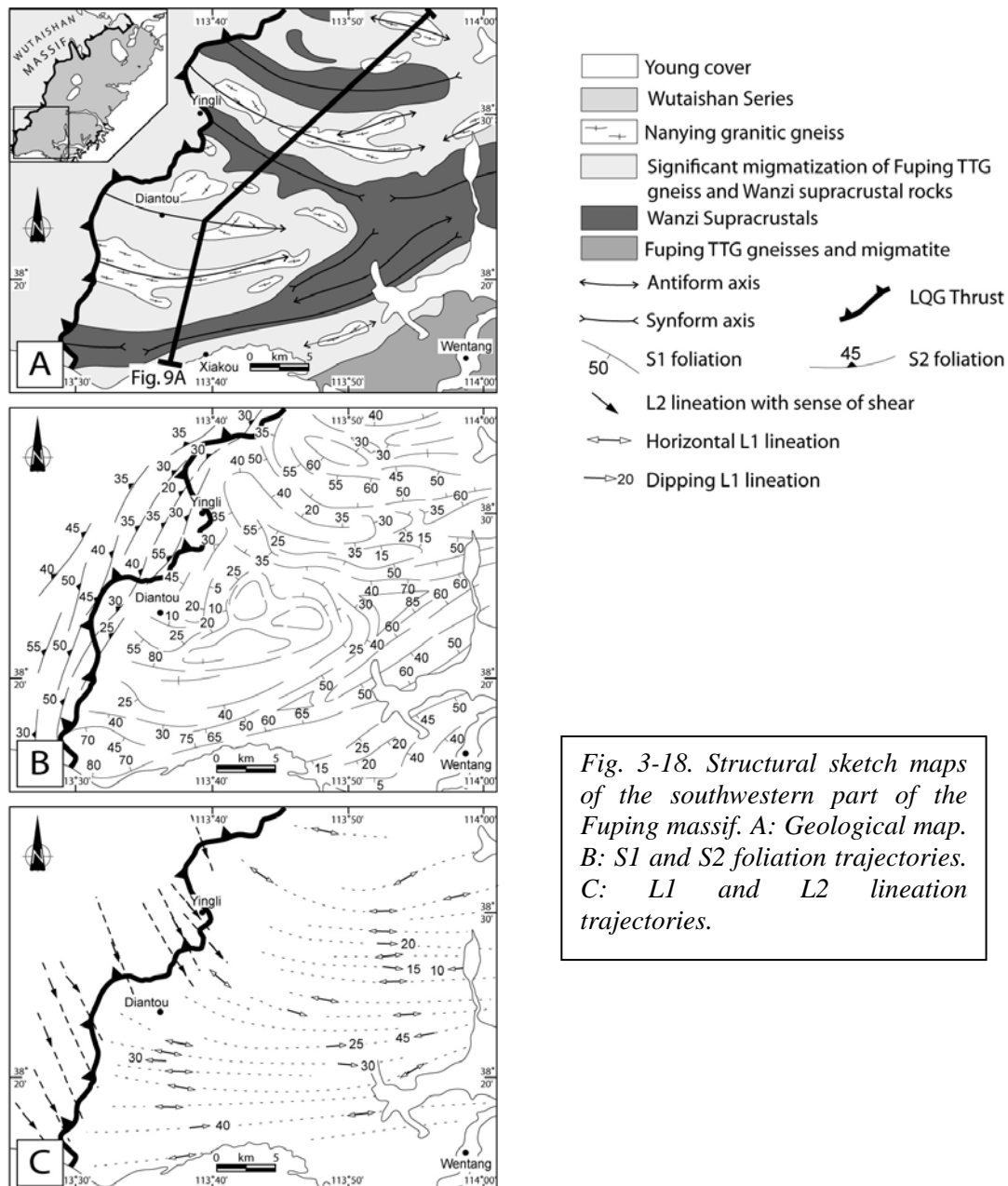


Fig. 3-18. Structural sketch maps of the southwestern part of the Fuping massif. A: Geological map. B: S1 and S2 foliation trajectories. C: L1 and L2 lineation trajectories.

Stretching direction

In the migmatite, the mineral lineation (L1) is marked by elongated biotite aggregates, preferred orientation of hornblende or sillimanite. However, in the field, deformed mafic restites are the most abundant and clearer indicator of the stretching direction. Frequently, the competent layers of mafic material are boudinaged as isolated fragments while the surrounding material flows in towards the boudin necks (Fig. 3-21A). The filled voids between boudin fragments represent dilatant sites where the low strain allows melt to crystallize. Commonly, it is possible to define the $X \geq Y \geq Z$ axes of the strain ellipsoid. In most of locations, mafic enclaves define a plana-linear (S-L) fabrics (Figs. 3-21A). Sometimes, the elongated mafic lenses define a prolate shape as shown by the circular aspect in YZ section (Fig. 3-21B). This L-type constrictional strain is generally observed at the eastern and western dome terminations.

At the scale of the entire Fuping Massif, the lineation pattern is scattered in the horizontal plane but shows a maximum in the E-W direction. Indeed, most of the L1 lineation measurements trend between N100E and N120E (Fig. 3-15). It is worth to note that along the dome limbs, a gently plunging lineation predominates and highly dipping or subvertical stretching lineation is absent. The high strain zones that develop along the E-W flanks of the domes are also associated with an E-W trending lineation (Tang and Liu, 1997). Shear sense is indicated by asymmetric pressure shadows around cm-scale restites (Fig. 3-20B), cm-scale sigmoidal leucosomes (Fig. 3-20C) and drag folds (Fig. 3-20D). Kinematic criteria indicate that the Supracrustal rocks moved downward at the eastern and western closures of the domes whereas horizontal shearing took place along the northern and southern flanks. However in those flanks, the sense of shear is unclear.

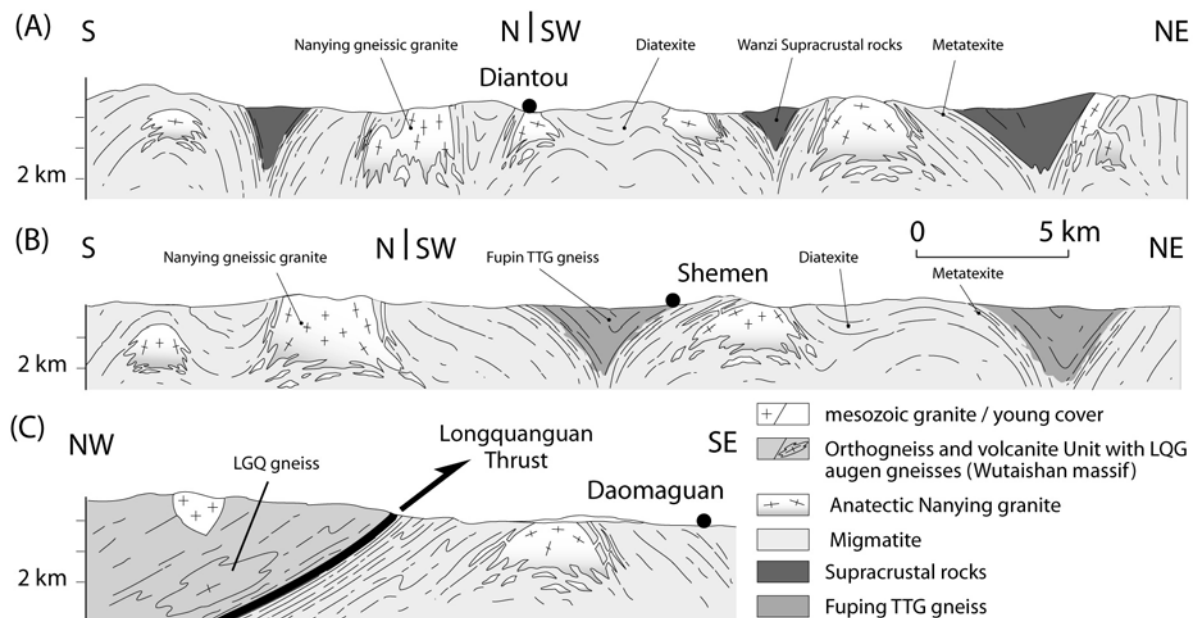


Fig. 3-19. A: Cross-section through the south-western part of the Fuping massif (see Fig. 3-18 for location). B and C: Cross-sections through the north-eastern part of the Fuping massif (see Fig. 3-17 for location).

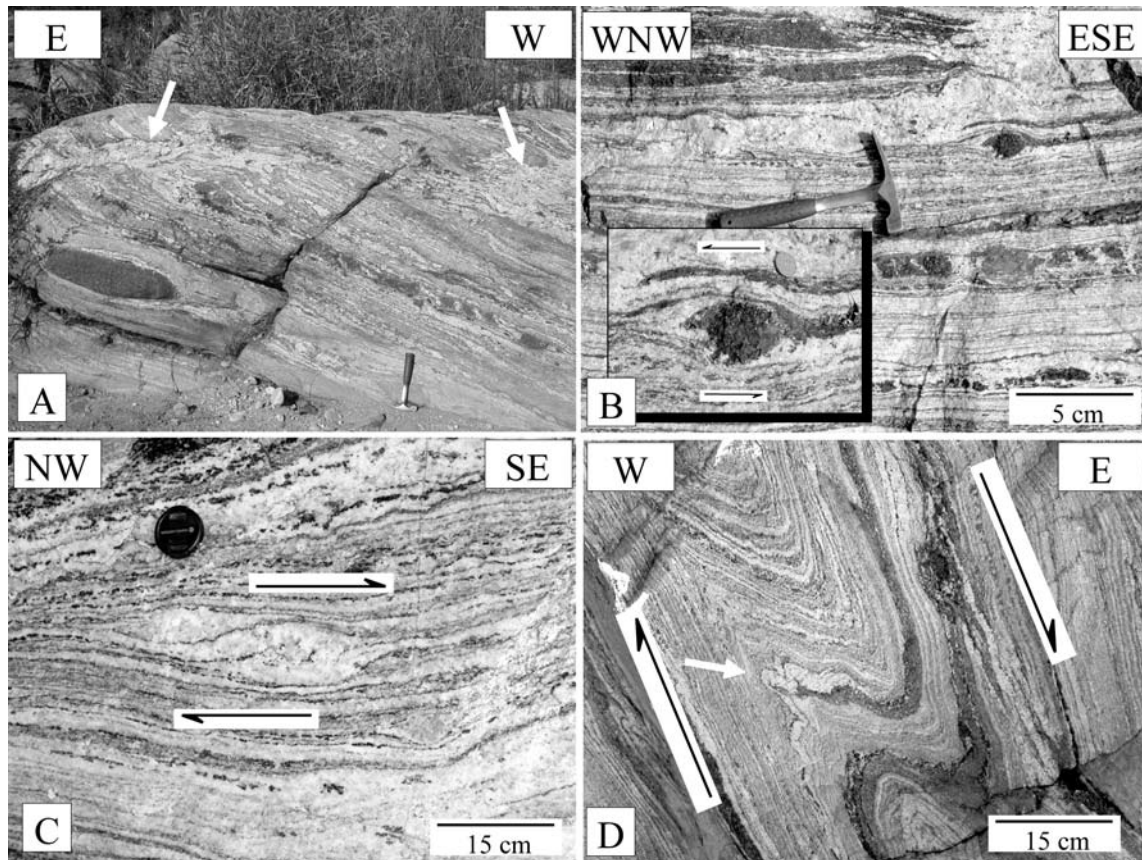


Fig. 3-20. Photographs illustrating the syn-migmatitic D1 deformation. A: Stromatic migmatite near top of a dome. Flattened lense-shaped with a S-L fabrics and stretched mafic restites are evidence for horizontal flattening and E-W stretching. Upward channelized flow of the melt (arrowed) is well developed (N38°28.234'/E113°53,004'). B: Syn-migmatitic layering with stretched restitic layers. Insert: asymmetric leucocratic pressure shadows around biotite-rich restite showing a top-to-the NE shearing, near the dome top. S1 is flat lying (N38°58.317'/E114°21.237'). C: Sigmoidal leucosome showing a top-to the SE shearing, in a foliated diatexite, S1 strikes N120E and dips 40° to the NE and L1 trends N110E (N38°57.283'/E114°34.221'). D: Drag fold developed at dome termination showing downward shearing. Note a saddle reef (arrowed) (N38°30.412'/E113°52.594').

Therefore two dominant finite strain fabrics occur within the Dome-and-Basin Domain: i) a planar-linear (S-L) fabric and ii) a linear (L) fabric. The S-L fabric occurs at the top of the domes where foliation is flat lying, and defines a horizontal flattening. In the core and the flanks of the domes, flattening planes are nearly vertical, and correspond to a vertical flattening. In both cases, finite stretching (X axis) is E-W trending and shallowly dipping to horizontal. The L-constrictional fabric lies at the eastern and western termination of the domes. There, X axis remains near E-W but plunges more steeply than within dome core and flanks.

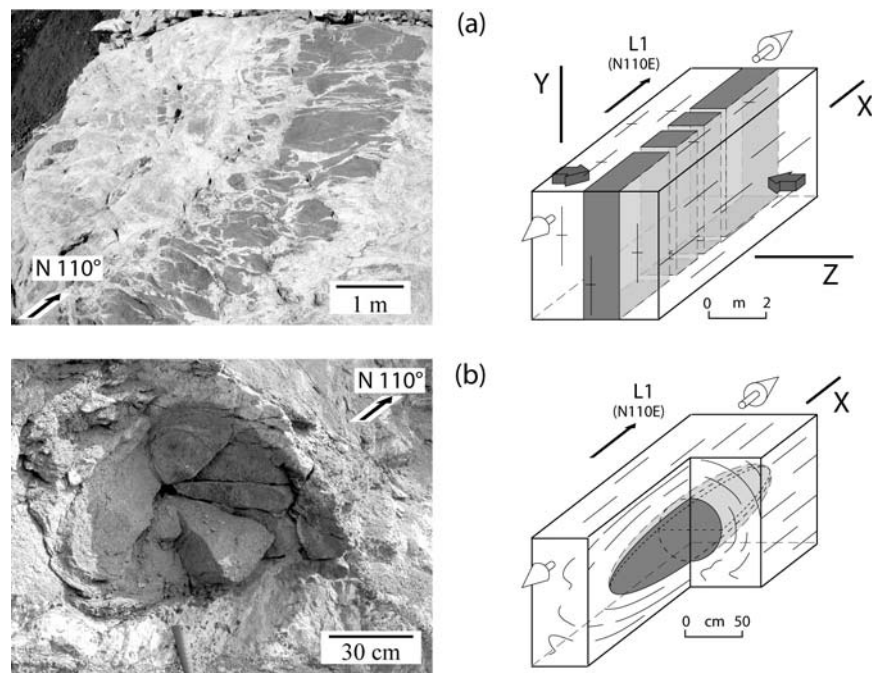


Fig. 3-21. Field evidence and schematic diagram of the two dominant deformations observed in the migmatite of the Dome-and-Basin Domain. (a) N110E vertical boudinage of a mafic layer, the intermediate finite strain axis (Y) is vertical (N38°19.565'/E°113°37.015'). (b) Linear fabric indicated by an elongated amphibolite restite within the gneissic migmatite, the rounded shape of the restite in section perpendicular to X axis, (YZ section) shows a prolate 3D shape that argue for a constrictional finite strain (N38°56.177'/E°114°19.193').

Coaxial vs non-coaxial regime

Kinematics indicators of a non-coaxial regime occur principally along the dome closures. In XZ section, shear criteria such as σ -type porphyroclast systems and sigmoidal biotite along the downdip L1 show a consistent downward motion, i.e. top-to-the west and top-to-the east shearing at the W and E periclinal, respectively. Along the dome flanks, the gently plunging lineation attests for a lateral shearing or longitudinal stretching. However, a non-coaxial regime is rarely observed at the outcrop scale. Conversely a coaxial flow can be documented by symmetric porphyroblast systems, and boudinaged enclaves. Combining the finite strain characterized by a N-S horizontal shortening together with a E-W stretching, and the shear regime allows us to draw a simple structural pattern at the scale of a single dome (Fig. 3-22). A general model for the Dome-and-Basin Domain at the scale of the entire Fuping Massif will be discussed below (see section 2.2.8).

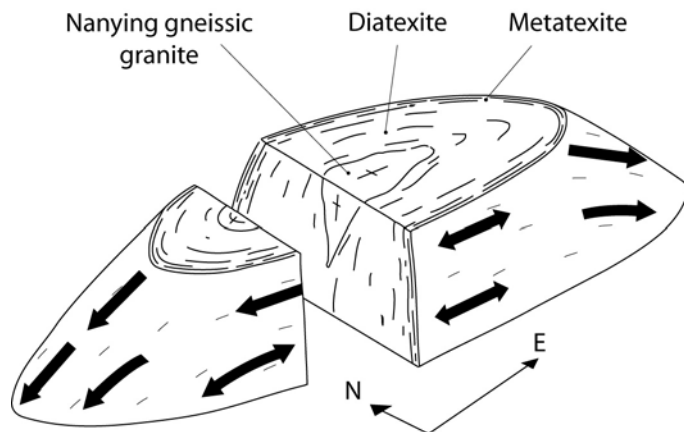


Fig. 3-22. Interpretative sketch of a single migmatitic dome of the Dome-and-Basin Domain showing top-moving downward kinematics at dome terminations and coaxial flow along dome flanks.

2.2.5.2. D1 within the Nanying gneissic granite

The Nanying gneissic granite forms 2.5 to 25 km long and 2 to 5 km wide homogeneous plutons. These elongated bodies, with shape ratios up to 6:1, stretch along an E-W trend in agreement with the regional pattern of S1 and L1 (Fig. 3-12). In Nanying gneissic granite, S1 is weak but conspicuous and consistently parallel to the well marked foliation developed within the surrounding rocks, leading authors to assume that the Nanying gneissic granite underwent the same deformation event (Liu et al., 2004b; Zhao et al., 2002b). The mineral preferred orientation that marks S1 becomes weaker toward the interior of the plutons, suggesting that sub-solidus deformation is the predominant deformation mechanism within these granitoids.

In the field, the magmatic layering is clearly outlined by decimeter to meter sized thin elongated lens-shaped biotite-free leucocratic pockets which result of late magmatic quartzo-feldspathic segregation (Fig. 3-23A). The planar fabric defined by these leucocratic pockets is in accordance with the S1 foliation in the surrounding. The leucocratic pocket constitutive minerals, mainly feldspar and quartz, are not internally deformed. Such elongated microgranitoid enclaves, devoid of any plastic deformation of minerals, are a strong evidence for magmatic flow (Vernon, 2000).

At the microscope scale, the S1 foliation in the Nanying gneissic granite is defined by the statistically shape-preferred orientation of biotite, hornblende, feldspar and weakly to moderately elongated quartz aggregates. Any sign of significant solid state deformation within biotite, such as shear bands, kinks or undulose extinction is observed. In quartz, only a few small grains show undulose extinction. Conversely, a range of microstructures provides evidence for sub-solidus deformation. The best example are intragranular fractures within feldspar megacrysts that are sealed by quartz which continues from inside to outside the phenocryst in the matrix (Fig. 3-23B) (Pawley and Collins, 2002). Similar fabrics have been described by Hibbard (1987) as "submagmatic microfractures," indicating that solid-state deformation occurred with migrating melt still present in the rock (Bouchez et al., 1992; Vernon, 1991, 2000). Microcline occurs mostly as filling the interstices between other minerals or replacing plagioclase in relation with fluid relocation and metasomatism during the late stages of magma crystallization (Marmo, 1971). Along microcline margins, myrmekite lobes or fringes developed (Fig. 3-23C). According to Vernon (2000), subsolidus rheological state is a

prerequisite for the replacement of K-feldspar by myrmekite. This feature is conspicuously observed in synkinematic granites (e.g., Hibbard, 1987; Marmo, 1971; Vernon, 2000).

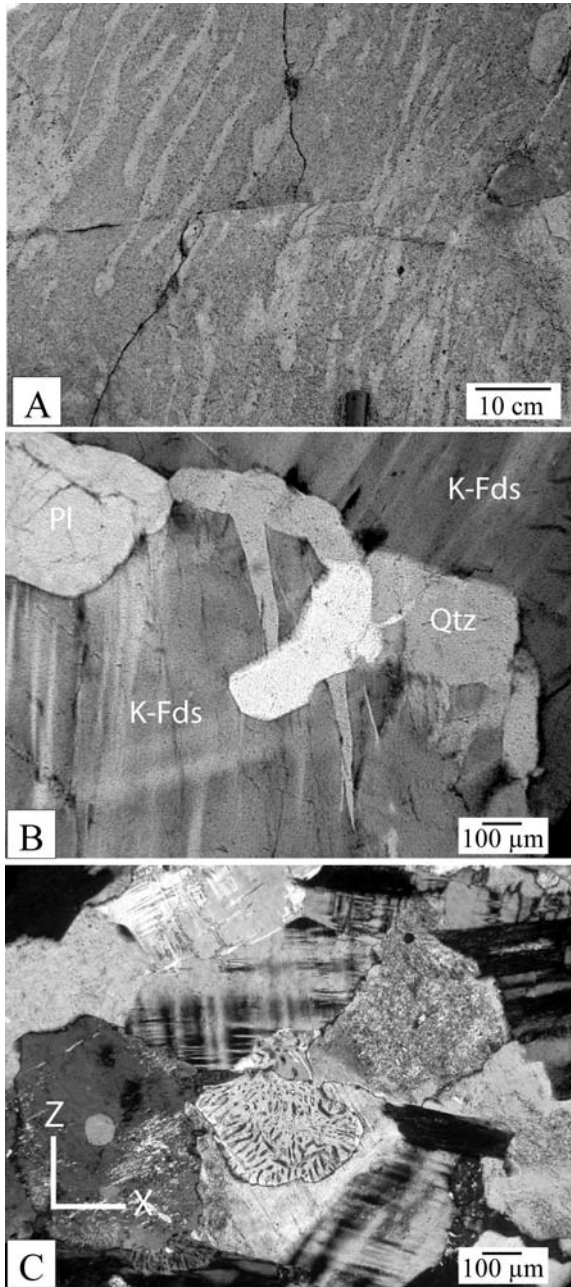


Fig. 3-23. Evidence for sub-solidus deformation within the Nanying gneissic granite. A: Magmatic foliation defined by pockets of quartz-feldspar composition formed by segregation during the late stage of crystallization, the orientation of the pockets is parallel to the regional S1 foliation (N38°20.376'/E113°36.953'). B: Fractured feldspar healed by quartz and feldspar aggregate that is continuous with matrix grains suggesting that the deformation occurred while the rock was partly crystallized but melt still remained. C: Lobe-shaped myrmekite developed along grain boundaries margins of cross-hatched microclines.

In summary, granite fabrics indicate that the Nanying granite represents syntectonic plutons, i.e. were gneissified during their emplacement that appears as coeval with the D1 deformation event, which is characterized by a N-S shortening and an E-W stretching. Due to buoyancy forces, regional stress field, density and viscosity contrasts of the anatectic magma with respect to the surrounding Fuping TTG gneiss and Supracrustal rocks, the Nanying gneissic granite together with the diatexites form the core of the E-W elongated domes. Therefore we argue for a spatial

and temporal relationship between, N-S shortening, E-W stretching, crustal melting leading to migmatization, accumulation of anatectic magmas, resulting of dome and basin pattern during the D1 event.

2.2.6. Metamorphic signature

Rocks from the Fuping Massif experienced an amphibolite to granulite facies metamorphism except those from the Gantahoe Unit which are unmetamorphosed or weakly metamorphosed in greenschist facies only. Within the Fuping migmatite, some mafic granulites provide peak P-T conditions of 0.8–1.0 GPa and 750–830°C (Liu, 1996). Thermobarometrical computations have been performed for the same mafic enclaves within migmatites (Zhao et al., 2000b) and for pelitic gneisses from the Wanzi Supracrustal Unit (Liu and Liang, 1997). Both studies use internally consistent thermodynamic data sets (Berman, 1991) leading to the construction of clockwise P-T-t paths (Fig. 3-24). These paths show that both mafic restites within migmatites and Supracrustal rocks suffered the same final isobaric cooling and retrogressive conditions, with the latest stage computed at 700–750°C and 6–7 kbar. The P-T-t paths differ in the prograde evolution and for the peak metamorphism conditions (Fig. 3-24). Mafic enclaves within the migmatites preserve peak P-T conditions of 850–950°C and 8.5–9.5 kbar but do not show petrographic evidence for an early prograde metamorphism (Zhao et al., 2000b). These authors invoke a subsequent annealing at peak and retrogressive metamorphic stages. However, Zhao et al. (2000b) here postulated that the mafic granulites represent mafic dykes emplaced at shallow depth which were buried to a deeper crustal level. Such mafic granulites could also represent mafic lower crustal material exhumed through a similar P-T-t evolution, characterized by isothermal decompression followed by isobaric cooling (Fig. 3-24). Based on Nd-isotope data, model ages and field relationship, Liu et al. (2002b) suggest that the metabasites enclaves within the migmatites are not boudinaged mafic dykes but represent juvenile crustal material extracted from the mantle and underplated in the lower crust. Metapelites from the Supracrustal sequence suffered near-isobaric heating from 680°C and 8.0–9.0 kbar to 800°C and 8.0 kbar before retrogression (Liu and Liang, 1997). There is no evidence of prograde metamorphism before the isobaric heating of the metapelites (Fig. 3-24). However, pressures up to 8.0 kbar reached by the sedimentary rocks argue for their initial burial.

The available thermobarometric data show that the metamorphic rocks of the Fuping Massif preserve evidence for an intense heating up to 850–950°C at a minimal pressure around 8–9 kbar (Zhao et al., 2000b). This high thermal regime is in good agreement with the pervasive crustal melting developed within the Dome-and-Basin Domain. Moreover, the structural analysis presented in section 2-2-5 demonstrates that D1 deformation was coeval with partial melting. Therefore, the metamorphic conditions during dome emplacement are potentially constrained by the anatexis.

In the figure 3-24, a third P-T-t path shows the metamorphic evolution of amphibolites from the adjacent OVU of the Wutaishan Massif (Zhao et al., 1999b). The thermal contrast and the difference in P-T-t paths between Wutaishan amphibolites and the Fuping metabasites and metapelites imply that the central part

of the Fuping Massif and the Wutaishan Massif are related to two different metamorphic events and that the Longquanguan Thrust is responsible for the juxtaposition of such distinct metamorphic domains.

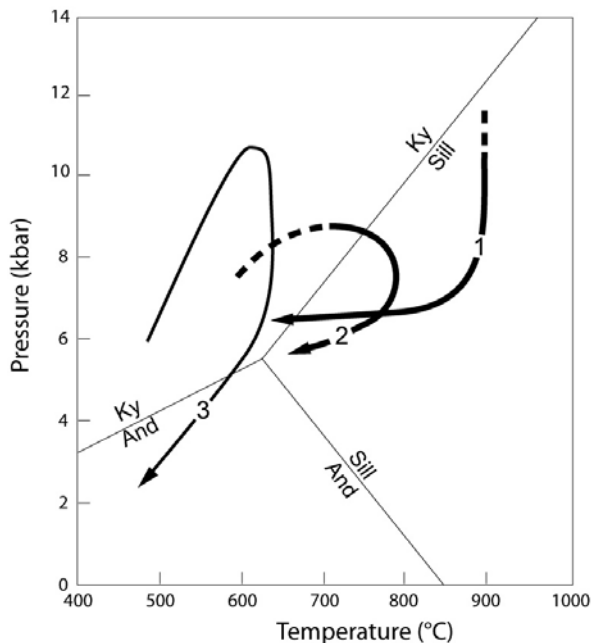


Fig. 3-24. P-T diagram showing the different metamorphic P-T-t paths inferred from rocks of the Fuping massif (1 and 2), and the Wutaishan (3) for comparison (modified after Zhao et al., 2000b). 1: P-T-t path estimated from enclaves of mafic granulites within the Fuping migmatite (Zhao et al., 2000b); 2: P-T-t path estimated from the pelitic gneisses of the Wanzi supracrustal assemblage (Liu and Liang, 1997), 3: P-T-t path estimated from amphibolites from the Orthogneiss and Volcanite unit, in the Wutaishan massif, above the hangingwall of the Longquanguan Thrust (Zhao et al., 1999b). The Al_2SiO_5 diagram is from Holdaway & Murkhopadhyay (1993).

2.2.7. Timing of D1, D2 and D3 events

2.2.7.1. Structural relationship and relative timing

The three deformations D1, D2, D3 defined by S1, S2, S3 and L1, L2, L3, planar and linear structural elements, have been recognized in the western, central, south-eastern areas of the Fuping Massif (Figs. 3-12 and 3-16). Regional mapping (Figs. 3-17 and 3-18) and overprinting relationships indicate that they can be assigned a temporal order. Our structural study demonstrates that undoubtedly D1 and D2 are two distinct deformational events with D2 being younger than D1. Similarly, D3 is younger than D1 since the dome-and-basin structure is reworked by the Pingshan fault. The relative timing between D2 and D3 is difficult to settle since the geometric superposition of these two deformation events is never observed in the same outcrop. However, the low-grade metamorphic conditions associated with D3 and the contrasted tectonic regimes, namely syn-amphibolite facies thrusting for D2 and syn-greenschist to lower amphibolite facies normal faulting for D3, suggest that D2 is older than D3.

2.2.7.2. Geochronological constraints

$^{40}Ar/^{39}Ar$ dating

Previous studies in the adjacent Wutaishan Massif lead us to propose that the Hutuo Supergroup sedimentary rocks deposited after 1850 Ma and before 1800 Ma

(Faure et al., 2007; Trap et al., 2007; see section 2-2-3). In this consideration, the Pingshan fault might have functioned within this period. In order to assess the age of the Pingshan ductile fault, i.e., D3 deformation, we performed ^{40}Ar - ^{39}Ar dating on a muscovite grain from a mylonite within the Pingshan fault. The sample (FP154) is a fine grained muscovite bearing gneiss belonging to the fault footwall, that exhibits a mylonitic fabric with well developed quartz ribbons and sigmoidal mica fishes and σ -type feldspar aggregates showing a top-to-the SE shearing (Fig. 3-16F).

The analytical procedure for laser probe dating is similar to that fully described by Dalrymple (1989) and consists of a continuous 6W argon-ion laser connected to a MAP 215-50 mass spectrometer. Details concerning our experimental procedure are given in Monié et al. (1994, 1997). The syn-kinematic muscovite grain (0.5 mm in diameter) yields a plateau age of 1830 ± 12 Ma for 98% of ^{39}Ar released (Fig. 3-25A). Given the relatively low-temperature conditions of deformation and the assumed closure temperature for argon diffusion in muscovite (400°C, Hames and Bowring, 1994), the age of 1830 ± 12 Ma is interpreted as the age of the D3 fabric of the ductile Pingshan normal faulting.

U-Pb LA-ICP MS dating

To support structural results, three samples of migmatite were analysed using LA-ICP-MS dating. The sample FP133 is a leucocratic segregate from a stromatic migmatite situated in the southwestern edge of the Fuping Massif, in the footwall of the Longquanguan Thrust (N38°15.577'/E113°30,340'). In sample FP133, grain size varies from 500 μm to 5mm and the main assemblage is quartz + plagioclase + biotite. Sample FP135 is a diatexite sampled near a Nanying gneissic granite pluton within a migmatitic dome, East of Diantou (N38°19.565'/E113°37.015'). The main assemblage is quartz + microcline + plagioclase \pm biotite. FP205 is a coarse grained (1-6 mm) migmatite leucosome sampled from a dilatant site between stretched mafic restites, near Liangang village (N39°15.794'/E115°03,717'). The main assemblage is quartz + microcline + plagioclase. Few mm-scale biotites occur in small proportion (<5%).

Zircon grains were mounted in epoxy resin with chips of a standard material (G91500; Wiedenbeck et al., 1995). Analyses were performed using a VG Plasmaquad II turbo ICP-MS coupled to a Geolas (Microlas) automated platform housing a 193 nm Compex 102 laser from LambdaPhysik. Detail on the analytical procedure is described in Bruguier et al. (2001). Age calculations were done using the Isoplot program (Ludwig, 2000) and are quoted at the 2σ level. Results are shown as a Concordia plot in figure 3-25. Zircons have euhedral to sub-euhedral shapes, some of them yielding domains with faint oscillatory or convolute zoning but most grains lack clear zoning features and yield rounding of their terminations. These observations are interpreted as indicating that they originally crystallised from a melt, but were subsequently subject to a metamorphic event that could have been responsible for blurring of the primary structure and rounding of their terminations.

In the Th/U versus apparent ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) age diagram of Figure 3-25B, zircons from sample FP133 yield a clear tendency to younger ages with decreasing Th/U ratios whereas the oldest ages are associated with the highest Th/U ratio. Our best estimate for the age of zircon recrystallisation in sample FP133 is thus given by

the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighed mean of the youngest concordant analyses, which yield an age of 1847 ± 7 Ma (Fig. 3-25C). Moreover, two analyses yield an intercept at 1875 ± 13 Ma (Fig. 3-25C). Although this age is calculated only starting from two analyses it should be considered since it is well consistent with numerous ages documented around 1870-1880 Ma reported in the area (Fig. 3-26, see next section). A batch of analyses yields older ages, close to 2.5 Ga, and 4 grains with a low discordance degree provide a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2481 ± 7 Ma (Fig. 3-25C). Finally a concordant analysis defines an inherited component as old as 2562 ± 12 Ma. Monazite grains from the same sample FP133 yield a well defined intercept age at 1837 ± 6 Ma (Fig. 3-25D).

Alike for sample FP133, zircons from sample FP135 yield a tendency to younger ages with decreasing Th/U ratios whereas the oldest ages are associated with the highest Th/U ratio (Fig. 3-25B). Almost all analyses are quite discordant except for older ages among which 4 analyses allows us to calculate a mean age at 2456 ± 11 Ma (Fig. 3-25E). Younger ages are too discordants to calculate a reliable age.

Sample FP205 yield a restricted distribution, all grains but two having Th/U ratios of less than 0.1 (Fig. 3-25B). Zircon grain analyses from sample FP205 also scatter in a fan-like domain, which reflect inheritance and various degrees of Pb losses. The discordance degree is more important for zircons from this sample than from sample FP133. This is likely to be related to the higher U content of the grains (> 1000 ppm) in sample FP205, which enhanced Pb losses. Given the discordancy and scattering of the data point it is difficult to calculate an age, however it is noteworthy that two analyses plot close to the Concordia and have $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 1846 Ma and 1865 Ma. The younger age together with three other discordant ones allows calculating a weighed mean age of 1842 ± 12 Ma (Fig. 3-25F), similar to the age of zircon recrystallization in sample FP133 at 1847 ± 7 Ma. Moreover, no ~ 2.5 Ga ages are reported but a clear inherited component yields an age around 2100 Ma, with a near concordant age at 2099 ± 5 Ma. This is in agreement with the age frequency histogram (Fig. 3-25F insert). Indeed it shows that the distribution does not follow a Gaussian law, but two main groups of ages appear, one around 1850 Ma and a second close to 2050 Ma, with some mixing that probably occurs between these two ages. Unfortunately the degree of discordancy and the small amount of analyses do not allow us to calculate a reliable age around 2.0-2.1 Ga.

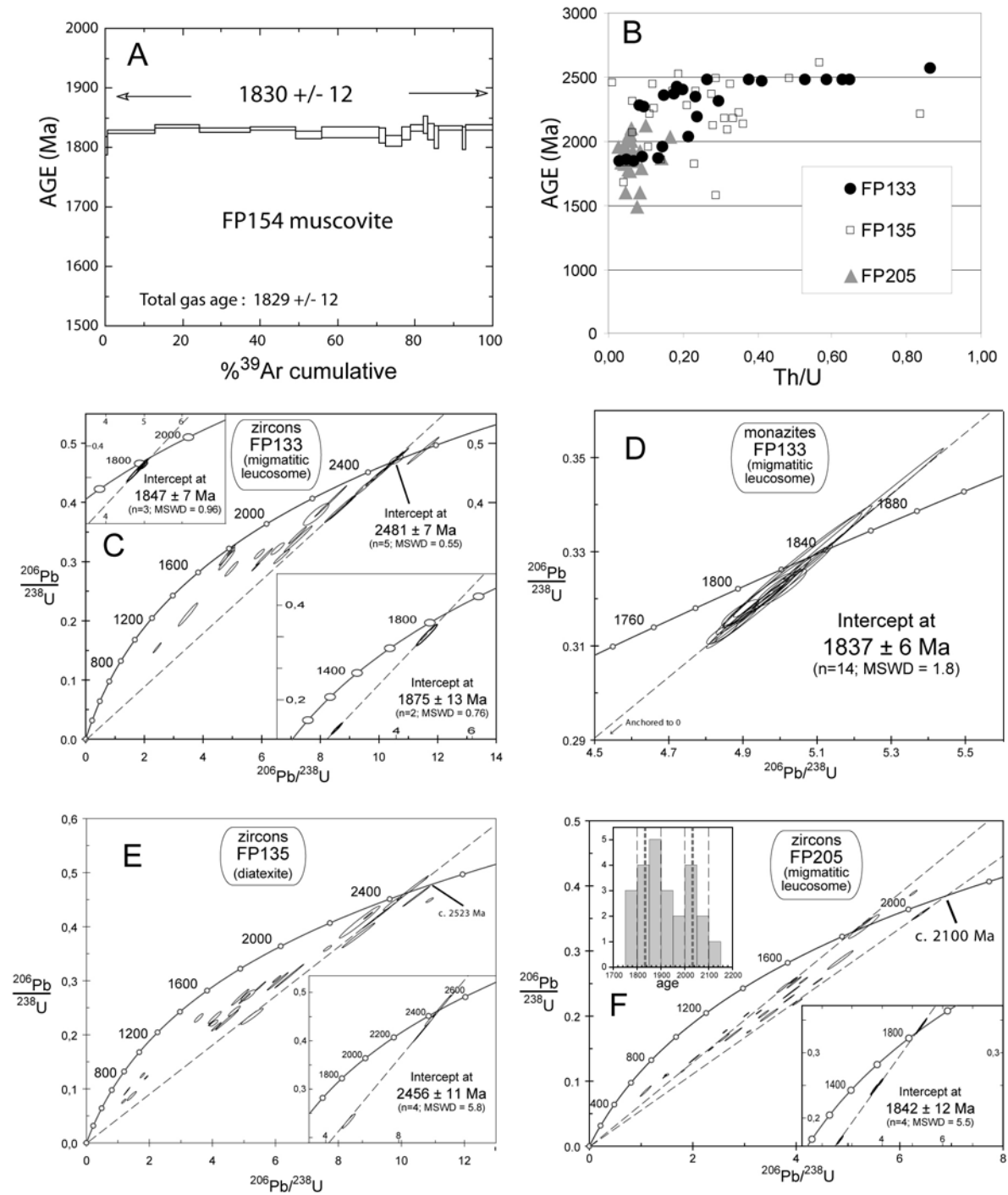


Fig. 3-25. A: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite age spectra for sample FP154 from the Pingshan fault. B: U-Pb Age (Ma) vs Th/U diagram for LA-ICP-MS zircon analyses from sample FP133, FP135 and FP205. C, D, E and F: LA-ICP-MS U-P Concordia diagrams for sample FP133, FP135 and FP205.

Interpretation of U-Pb LA-ICP-MS zircon ages

In sample FP133, five analyses yield a mean age at 2481 ± 7 Ma while a concordant analysis defines an inherited component at 2562 ± 12 Ma. In sample FP135, a mean age has been calculated at 2456 ± 11 Ma while a near concordant analysis has an age at 2523 ± 3 Ma. Such Late Archean to Early Paleoproterozoic ages have been widely reported in the Fuping Massif (Liu et al., 2000; Zhao et al., 2002b). In particular, the ages of 2481 ± 7 Ma and 2523 ± 3 Ma are very close to the ages of 2486 ± 8 Ma and 2523 ± 14 Ma reported from TTG gneiss (Zhao et al., 2002b). In agreement with Zhao et al. (2002b) these old ages ranging from 2520 to 2480 Ma represent the timing of emplacement of the TTG magma. The inherited zircon cores and xenocrysts documented around 2.7 Ga (Guan et al., 2002) argue that the TTG magma intrudes an old continental nucleus (Bai and Dai, 1998; Wu et al., 1991; Wu and Zhong, 1998). The mean age of 2456 ± 11 Ma reported in the sample FP135 is a little bit younger, but similar within error, with the SHRIMP U-Pb age of 2474 ± 20 Ma, reported by Liu et al. (1985) and interpreted by the authors as a metamorphic age.

Such old ages are not reported in sample FP205 for which the older ones lie around 2100 Ma and represent the timing of melt crystallization. Unfortunately, the discordance degrees as well as the weak amount of single ages do not allow us to calculate a mean age. However, the 2.0-2.1 event is well documented in the literature (Fig. 3-26 and references therein). A conventional multi-fraction zircon U-Pb age of $2025 +46/-36$ Ma was documented for a paragneiss of the Wanzi supracrustal, and was interpreted as dating the timing of metamorphism (Liu et al., 1985). SHRIMP U-Pb zircon dating results reveal that the anatectic Nanying granites emplaced between 2077 ± 13 and 2024 ± 21 Ma (Guan et al., 2002; Zhao et al., 2002b). Sun and Guan (2001) propose that a magmatic event took place at ca. 2.05 Ga while Zhao et al. (2002b) report near concordant ages at 2100 Ma from what they considered as the Fuping TTG gneiss but that we redefined here as migmatite. Guan et al. (2002) obtained a SHRIMP U-Pb age of 2097 ± 46 Ma from the fine-grained paragneiss of the Wanzi Supracrustals. Furthermore, zircons from a Wanzi Supracrustal sillimanite leptynite yielded two SHRIMP ages of 2507 ± 14 Ma and 2109 ± 5 Ma (Zhao et al., 2002b). Although these authors interpret the second age as the maximum deposition age, we suggest that it might correspond to that of the regional HT metamorphism and associated migmatization.

Our structural study attests that the Fuping TTG gneisses, Wanzi Supracrustal rocks, Fuping migmatite and the anatectic Nanying gneissic granite experienced the same D1 deformation coeval with conspicuous partial melting and anatectic granite emplacement. In agreement with our structural and geochronological results, and especially the geochronological data set from the literature, we suggest that the age of the D1 deformation can be estimated between 2100 Ma and 2000 Ma.

The other ages reported from our study range in the period 1880-1820 Ma that is thought to represent the timing of the main metamorphic event related to the collision and building of the Trans-North China Belt (e.g. Kröner et al., 2005a). However, recent studies pointed out to a polyphase deformation history within the 1880-1820 period (Faure et al., 2007; Trap et al., 2007). This was confirmed by recent

geochronological studies performed on the TNCB, that document two dominant geochronological periods, at 1870-1890 Ma and 1830-1850 Ma (Fig. 3-26, Liu et al., 2006; Trap et al., 2007).

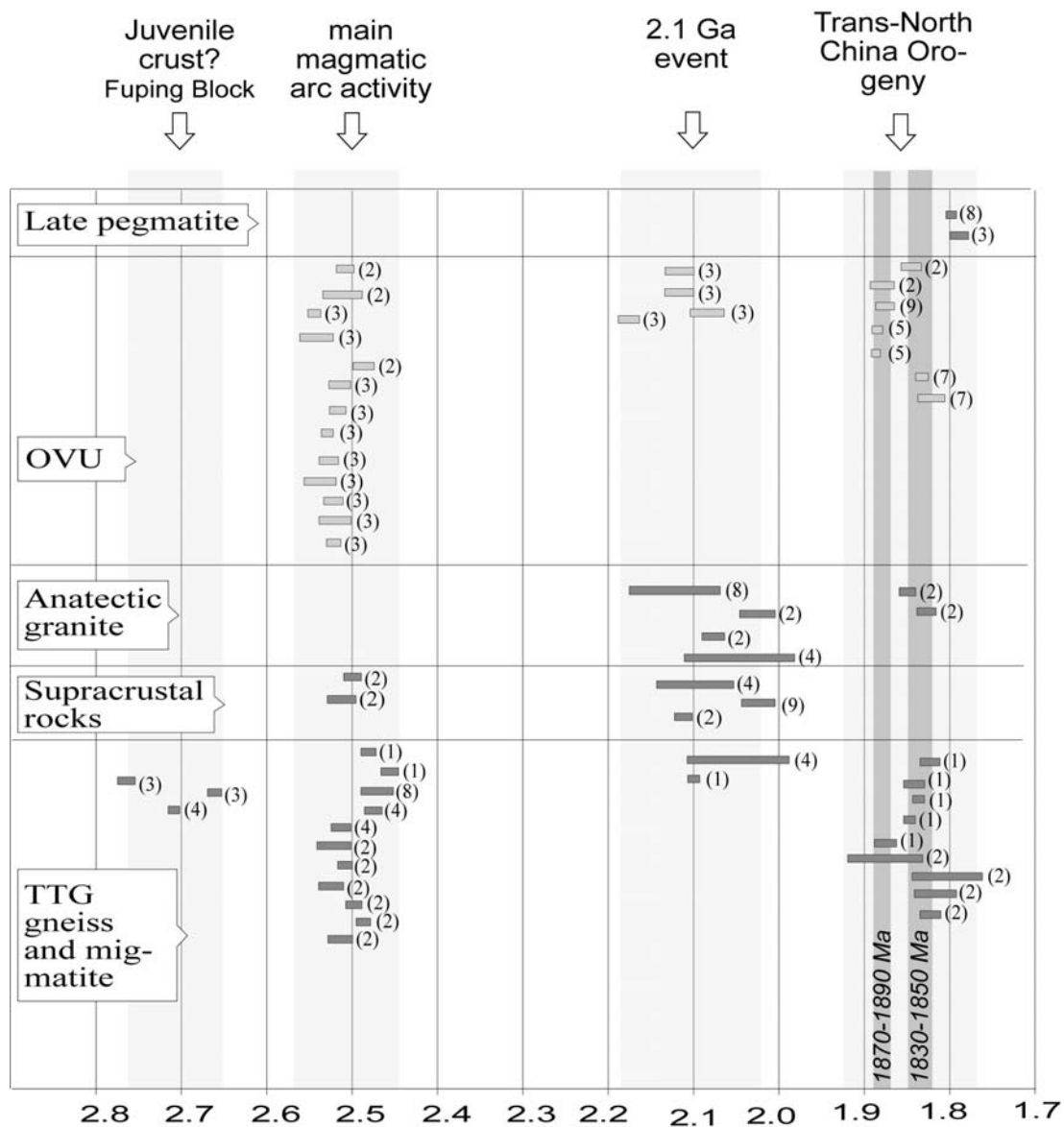


Fig. 3-26. Synoptic diagram ages obtained in the Fuping Massif (dark grey) in complement with those obtained in the OVU from Wutaishan (pale grey): 1, This study; 2, Zhao et al., 2002b (SHRIMP U-Pb zircon); 3, Wilde et al., 1997, 1998, 2004a, 2005 (SHRIMP U-Pb zircon); 4, Guan et al., 2002 (SHRIMP U-Pb zircon); 5, Trap et al., 2007 (U-Th-Pb EPMA dating monazite); 6, Faure et al., 2007 (U-Th-Pb EPMA dating on monazite); 7, Liu et al., 2006 (U-Th-Pb EPMA dating on monazite); 8, Liu et al., 1985, 2000 (SHRIMP U-Pb zircon); 9, Zhao et al., 2006b (U-Th-Pb EPMA dating on monazite).

From sample FP133, a mean age has been calculated at 1875 ± 13 Ma which is very close to that of 1875 ± 43 Ma (Zhao et al., 2002b) from a trondhjemitic gneiss. Sample FP133 comes from the footwall of the Longquanguan Thrust along which recent chemical U-Th/Pb dating of monazite by electron microprobe of an

orthogneiss yields an age of 1877 ± 11 Ma interpreted as the age of the ductile shearing (Zhao et al., 2006b). Indeed, the Longquanguan Thrust, together with several other thrust faults located more to the west, are responsible for nappe stacking, resulting in crustal thickening and amphibolite facies metamorphism which is well constrained between 1870 and 1890 Ma in the TNCB (Faure et al., 2007; Trap et al., 2007). Therefore, the D2 event, related to the activity of the LQG Thrust and responsible for nappe stacking within the TNCB, is estimated at around 1870-1890 Ma.

Sample FP133 yield an age at 1847 ± 13 Ma which is in agreement with that of 1841 ± 5 Ma from the monazites of the same rock as well as the age of 1842 ± 12 Ma from the sample FP205. These ages are quite similar to the muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 1830 ± 12 Ma associated to the D3 event. Moreover, younger ages of 1826 ± 12 Ma and 1850 ± 10 Ma have been measured from grain overgrowths within TTG and Nanying granite, respectively (Zhao et al., 2002b). Recently Zhang et al. (2006a) give ages of 1843 ± 12 Ma and 1844 ± 18 Ma from SHRIMP zircon analysis of leucocratic dykes. Therefore, we suggest that the youngest ages ranging between 1820 and 1850 Ma within the Fuping massif are related to a late-orogenic event (D3) different from the D2 event responsible for nappe stacking ca. 30-50 Ma before.

2.2.8. Discussion

2.2.8.1. Tectonic setting for the domes and basins emplacement at 2.1 Ga

Due to rheological properties of the continental crust and various tectonic settings, granite-migmatite domes have been thought to form by several mechanisms among which the most documented are: i) diapirism (Bouhallier et al., 1995; Brun and Pons, 1981; Vanderhaeghe and Teyssier, 2001), ii) crustal shortening (e.g. Faure et al., 1998; Stipska et al., 2000) or iii) extension related to metamorphic core complex development (e.g. Lister and Davis, 1989).

The regional-scale dome-and-basin architecture of the Fuping Massif has been recently described as an interference pattern due to the superposition of two deformations responsible for development of folds with different axial direction (Zhang et al., 2006a, b). However, such fold interference may produce lineation patterns expected from a doubly folded surface, in particular without any variation of the finite strain patterns relatively to the position in the dome (Whitney et al., 2004). Thus a cross-folding model is not in agreement with structural features described above for the Fuping Massif.

In the Fuping Massif, a metamorphic core complex setting is also precluded since large scale detachment faults that would accommodate extensional doming is lacking, no unidirectional mineral lineation nor consistent sense of shear have been reported across the whole massif.

Dome-and-basin domains are widespread in Precambrian terrains and are commonly pointed out as an argument against Uniformitarianism (e.g. Choukroune et al., 1995). These dome-and-basin domains are considered to result from diapirism triggered by gravitational instabilities. The typical structural feature is a steeply dipping mineral lineation that converges toward a zone of intense vertical

constrictionnal strain (Collins et al., 1998). Kinematic indicators suggest a systematic downward displacement of the supracrustal rocks relative to infracrustal ones (Bouhallier et al., 1993; Choukroune et al., 1995). However, such regions deformed by body force often experienced an additional episode of regional deformation which was the result of application of boundary forces. As a consequence, the finite strain pattern due to diapirism is partly reworked or superimposed by a deformation related to a regional stress-field, as described in the India and Man shields (e.g. Choukroune et al., 1993, 1995; Bouhallier et al., 1993). In the following, we argue that such an interplay between body forces and boundary forces characterizes the D1 deformation that is responsible for the dome-and-basin architecture in the Fuping massif.

The absence of steeply dipping lineation all around the domes suggests that a gravity-dominated process alone such as sagduction cannot be advocated. Even if a weak radial scattering can be observed, the L1 stretching lineation within Fuping domes is dominantly E-W trending. The constant orientation of the stretching lineation in a magmatic gneiss dome has been attributed to the influence of a regional strain field (e.g., Whitney et al., 2004), which is, in the case of the Fuping Massif, characterized by a N-S trending shortening and an E-W trending stretching. However, this regional stress-field alone cannot explain all the structural features observed in the Fuping domes and some evidence suggests a role of the body forces or diapirism. Numerous petrological and structural indications show that deformation was coeval with migmatization. Stretched restites and preferred accumulation of melt in dilatant sites comply with the interpretation that the boudinaged migmatitic foliation in the Fuping Massif developed during melting. For instance, the S1 foliation of the Fuping diatexite wraps around mafic restites (Fig. 3-14) suggesting interplay between melt flow and deformation controlled by the regional stress field (Sawyer, 1999). Diatexites preferentially exposed in the core of the domes and the high strain domain developed along the dome flanks, suggest that migmatite behaved as a magma that rose by buoyant upwelling toward the low strain domain, through deformation of the surrounding metatexites (Vanderhaeghe, 2001). At the outcrop scale, way-up criteria such as vertical leucocratic veins attest for an upward motion of melt during deformation (Burg and Vanderhaeghe, 1993). This is also in agreement with the ubiquitous existence of the diatexite and anatectic granites in the dome cores as observed in other migmatitic domes formed by diapirism (Whitney et al., 2004) and the conspicuous preservation of syn-magmatic textures in most of the Nanying plutons. In the southwestern part of the Fuping area the supracrustal rocks extend around the migmatitic dome in a concentric manner forming circular depression, known as rim synclines. Such rim synclines commonly encircle domal uplift and are also well documented in salt diapiric systems (e.g. Scheck et al., 2003). In addition, numerous sub-domes structures, horizontal and vertical flattening in the top and core of the domes, respectively, as well as the strong strain gradient from core to flanks of domes are further evidences for diapirism (Choukroune et al., 1995; Teyssier and Whitney, 2002; Whitney et al., 2004). In the Fuping massif, the steeply dipping lineation that characterize vertical movement is lacking, but this fact does not preclude any vertical component of movement. The Gundlupet area within the Dharwar craton, India, shows a lot of similarities with the

Fuping area. There, regional deformation is nearly coaxial, with a horizontal regional stretching lineation, and without any evidence of relative displacement between supra- and infracrustal rocks (Bouhallier et al., 1995; Choukroune et al., 1995). Nevertheless, Choukroune et al. (1995) argue for a diapiric origin of the Gunlupet dome-and-basin area due to numerous structural features such as parallelism of foliation trajectories between supra- and infracrustal rocks, strain increase at these contacts, location of triple junctions, and heterogeneous distribution of strain regime. The direction of maximum stretching in migmatitic domes tends to follow that of the regional one because the latter constitutes a preferred direction of expansion for the migmatitic and magmatic rocks. In addition, the location of the constrictive deformation restricted to the termination of rising elliptical domes within the Fuping Massif is a typical feature encountered in dome-systems formed through a competition between deformation due to regional stress field and deformation induced by diapirism (Choukroune et al., 1995). Finally, an isothermal decompression before isobaric cooling P-T-t path is recorded by granulite enclaves enclosed in diatexites whereas adjacent supracrustal rocks record a clockwise P-T path with no significant isothermal decompression (Liu and Liang, 1997; Zhao et al., 2000b). Among a number of tectonic processes, diapirism typically leads to isothermal decompression of the deep crust (Teyssier and Whitney, 2002). The difference in decompression paths between the granulite restites within migmatitic dome and the Supracrustal rocks within basins attests for a relative vertical movement between the two. Thus, even if horizontal shortening was preponderant, a buoyancy-driven vertical displacement played also an important role in the formation of the domes-and-basins architecture of the Fuping Massif.

Therefore we suggest that the dome-and-basin architecture of the Fuping Massif formed in response to a regionally coaxial deformation defined by crustal N-S-horizontal shortening and E-W horizontal stretching, together with a vertical (diapiric) rise of molten material, diatexites and anatectic granites contemporaneously with a large-scale thermal event around 2.1 Ga.

2.2.8.2. The flat lying deformations, D2 and D3 events

In a recent model, the Longquanguan Thrust has been interpreted as a hinterland thrust of a N-NW directed orogen (Zhang et al., 2007). However, another view considers the Longquanguan Thrust as a regional scale flat lying tectonic contact that enables emplacement of nappes of the Orthogneiss and Volcanite Unit (OVU) that crop out in the Wutaishan Massif, toward the SE upon the Fuping Massif (Faure et al., 2007; Trap et al., 2007; this study). Such thrust faults with a general NE-SW trend and top-to-the SE kinematics are well developed west of the Longquanguan Thrust, in the Wutaishan Massif and more to the west in the Lüliangshan Massif (Faure et al., 2007; Trap et al., 2007). Moreover, it is worth to note that 2.1 Ga granites also crop out in the Wutaishan and Lüliangshan massif but lies parallel to the D2 fabric with NE-SW trending of the S2 foliation and exhibit a pervasive ductile deformation with a consistent top-to-the SE shearing. As described above, the major part of the Fuping Massif did not experience the D2 deformation responsible for crustal slicing and nappe stacking toward the SE. In this

consideration, the Longquanguan Thrust represents the frontal thrust of the Trans-North China Belt of which the inner zones are located more to the west in the Lüliangshan Massif.

In this paper, we document another flat lying tectonic ductile contact along the SE margin of the Fuping Massif, the Pingshan normal fault that juxtaposes high grade metamorphic rocks with weakly to unmetamorphosed sedimentary rocks. ^{40}Ar - ^{39}Ar dating argues that this detachment fault occurred at 1830 ± 12 Ma, ~ 50 Ma after the main metamorphism estimated around ~ 1880 Ma (Faure et al., 2007; Trap et al., 2007). The Pingshan fault represents the latest ductile deformation stage of the TNCB while the thickened crust was thinning.

The tectonic setting of this late Paleoproterozoic collisional orogen is still debated (Kusky and Li, 2003; Zhao et al., 2004b; Faure et al., 2007; Trap et al., 2007; Zhang et al., 2007). Nevertheless there is a general agreement to acknowledge that the TNCB shows many similarities with the Phanerozoic collisional belts. In the Fuping massif, our structural study of the D2 and D3 events is in agreement with this view.

2.2.8.3. Changes of the crustal rheology during the Paleoproterozoic in the Fuping Massif

The three current models that are proposed in order to explain the evolution and the amalgamation of the North China Craton (e.g., Kusky and Li, 2003; Zhao et al., 2004b; Faure et al., 2007) are all uniformitarian, i.e. they interpret the tectonic processes that took place in the North China Craton between 2.5 Ga and 1.8 Ga as similar to those of Phanerozoic times. Lithosphere plate mobility is advocated to account for arc magmatism, ophiolitic mélange, continental subduction, syn- to late collisional crustal melting and foreland basin sedimentation. Zhao et al. (2004b) suggest that oceanic subduction started at 2.5 Ga and that subsequent collision occurred at 1.8 Ga, 800 Ma later. During this long time span, the rheology of the old continental crust did not change but behaved as the present one. There is a growing consensus that plate tectonics has been an active component of Earth dynamics back to the Hadean (i.e., Cawood et al., 2006). However, the rheological behaviour of the continental crust was certainly different for older orogens due to a higher thermal regime and rather fast mantle convection (Richter, 1984; Marshak, 1999). Because during Archean and Paleoproterozoic the mantle was hotter than presently, some geologists suggest that the continental crust was also hotter than present (e.g., Percival, 1994). On the contrary, other researchers argue that the continental crust was not substantially hotter than today because it may lie above a thick lithospheric root acting as a thermal shield (Bickle, 1986; Sandiford, 1989).

In the Fuping massif, the dome-and-basin architecture formed in response to a regionally coaxial deformation defined by crustal N-S-horizontal shortening and E-W horizontal stretching, contemporaneous with a large-scale thermal event as manifested by the widespread migmatization, vertical ascent of molten material and emplacement of the numerous Nanying granites evenly distributed over the whole area. Syntectonic assemblages are granulitic and record pressure and temperature conditions of 6-8 kbar and up to 800-900 °C, respectively (Fig. 3-24). Such high thermal conditions together with the homogeneity in the character of the

deformation suggest that the lithosphere should be rather hot and consequently the crust was mechanically softened. Deformation of a weak lithosphere associated with a high thermal regime is not restricted to the Archean but is also invoked in numerous Paleoproterozoic belts, such as the Scandinavian Svecofennides (e.g. Cagnard et al., 2007) or the 2.1 Ga granite-greenstone terrains of West Africa which one formed in response to interference between diapiric and regional tectonics (Pons et al., 1995) similarly to the Fuping area. Thus, we suggest that the dome and basin structure of the Fuping Massif might result from N-S compression of a weak ductile crust in a high thermal regime at around 2.1 Ga (D1). Distributed thickening and gravity-driven vertical flow appear as a consequence.

Marshak et al. (1999) considered some implications of high temperature gradients in the crust as regard to deformation style, and especially for shear zone initiation and amplification. According to these authors, Paleoproterozoic mylonites would be restricted to a thin portion of the upper crust that would rarely be preserved, while high-grade shear zones yielding gneissic tectonites, might develop at depths where mylonites form presently. During the 2.1 Ga orogeny no flat lying mylonitic shear zones were observed in the dome-and-basin domain but gneissic tectonites developed in the high strain areas along migmatitic dome flanks. On the contrary, during the 1.9-1.8 Ga Trans-North China Orogeny, the Longquanguang Thrust and the Pingshan Fault are characterized by kilometer-scale mylonitic shear zones developed at a lower thermal regime. The difference in the deformation style between the 2.1 and the 1.9-1.8 orogeny could be viewed as a consequence of a global cooling of the continental crust during the Paleoproterozoic. When dealing with the tectonic processes and deformation styles of the continental crust, the Neoproterozoic-Paleoproterozoic appears as a transitional period in the earth history. This statement also stands for the North China Craton.

2.2.8.4. Tectonic implication for the North China Craton

A synthesis of the geochronologic data of the Fuping Massif is presented in figure 3-26. Four age groups are pointed out: i) ~2700 Ma inherited ages, ii) Neoproterozoic ages (ca. 2500 Ma) corresponding to the emplacement of TTG magma, iii) the ca. 2100 Ma ages that correspond to a period of intense crustal melting coeval with the D1 event and iv) the 1900-1800 Ma ages related to the Trans-North China Orogeny. We interpret each period as the following:

- At 2.7 Ga, juvenile crust formed and constituted a continental block, distinct from the Eastern and the Western Blocks. We called this block the Fuping Block (Faure et al., 2007; Trap et al., 2007). The extension of the Fuping block is difficult to estimate, but on the basis of our structural work, we consider that the Fuping Block was underthrust to the NW below the Wutaishan and Hengshan Massifs and even up to the Lüliangshan Massif.

- At 2.5 Ga, large masses of TTG magma intruded the juvenile Fuping block. Geochemical analyses revealed that this plutonism likely corresponds to a magmatic arc environment (Liu et al., 2002a). However, the structural features related to this event remain poorly defined because of reworking during the subsequent tectonic events.

-At 2.1 Ga, the Fuping Block was involved in the first orogenic event during which a high thermal regime predominated. The detail of the tectonic setting, i.e., location of the possible suture zone, sense of subduction and bulk architecture remains speculative. However, evidences for a 2.1 orogeny in the Fuping Massif are mainly: i) the granulitic metamorphism, ii) the widespread crustal melting leading to migmatization and emplacement of the anatectic Nanying granites and iii) the dome-and-basin style deformation (D1). Other evidence for a 2.1 event is found in several places in the North China Craton (e.g. Yu et al., 1997; Wilde et al., 2005). It is clearly obvious that the NCC was subjected to a major tectonothermal event during this period. Nevertheless, additional work at the scale of the entire North China Craton is necessary before reaching a satisfactory interpretation of the place of the Fuping dome-and-basin domain in the 2.1 Ga geodynamic evolution of the North China Craton.

-At 1.9-1.8 Ga, the North China Craton amalgamated through collision of the Western (Ordos) Block and an eastern continental block including the Fuping Massif. A north-westward, oceanic then continental subduction of the Fuping Block below the Western Block accounts well for the building of Trans-North China Belt (Faure et al., 2007; Trap et al., 2007).

2.2.9. Conclusion

The structural study of the Fuping massif provides an example of superimposed tectonic styles during the Paleoproterozoic evolution of the North China Craton. The youngest events, namely Longquanguan thrusting and Pingshan normal faulting develop during the ca. 1900-1800 Ma Trans-North China orogeny. These structural elements characterized by flat-lying synmetamorphic foliation and ductile shearing are quite similar to those encountered in Phanerozoic collisional belts. In contrast, an earlier event, dated at ca. 2.1 Ga appears as the typical feature of the Fuping Massif. Although its geodynamic significance is not clearly settled yet, the 2.1 Ga event is characterized by E-W elongated granitic and migmatitic domes. Dome emplacement is the result of vertical (diapiric) rise of molten material, diatexites and anatectic granites, in a regional strain field characterized by N-S shortening and E-W stretching. Therefore, a new orogenic event dated at 2.1 Ga has must to be considered in the evolution of the Fuping Massif within the North China Craton from 2.7 Ga to 1.8 Ga. Finally, such a difference in tectonic styles is an evidence for changes in the lithospheric rheological behaviour due to its cooling during Paleoproterozoic, in the North China Craton.

2.2.10. Acknowledgements

The field work for this research was financially supported by a National Science Foundation of China grant n°40472116. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb LA-ICP MS analyses were performed at the University of Montpellier II, France.

2.2.11. References (voir en fin de manuscrit)

3. Bilan

Au travers de ces deux études, une nouvelle architecture des massifs du Hengshan, Wutaishan et Fuping a été proposée. Alors que ces trois massifs étaient jusque là considérés comme formant un même ensemble, nous pouvons désormais clairement distinguer i) le domaine regroupant les massifs de Hengshan et de Wutaishan et ii) le massif du Fuping, ces deux domaines étant caractérisés par deux styles tectoniques très différents.

Massifs de hengshan et Wutaishan : tectonique de nappe (tangentielle)

Le domaine de Hengshan-Wutaishan a été structuré suivant une tectonique tangentielle responsable de la mise en place de nappes à vergence SE, via le fonctionnement de deux chevauchements plats majeurs. Les nappes sont à l'origine de l'épaississement crustal estimé vers ~1880 Ma. Au nord du décrochement de Zhujiafang, l'exhumation des unités profondes, dont des granulites de haute pression, est associée à une migmatisation importante estimée à ~1850 Ma et contemporaine d'une seconde déformation. Enfin, les sédiments molassiques et les unités métamorphiques sont déformées par un événement à l'origine des plis déversés vers le SE au sud du massif de Wutaishan.

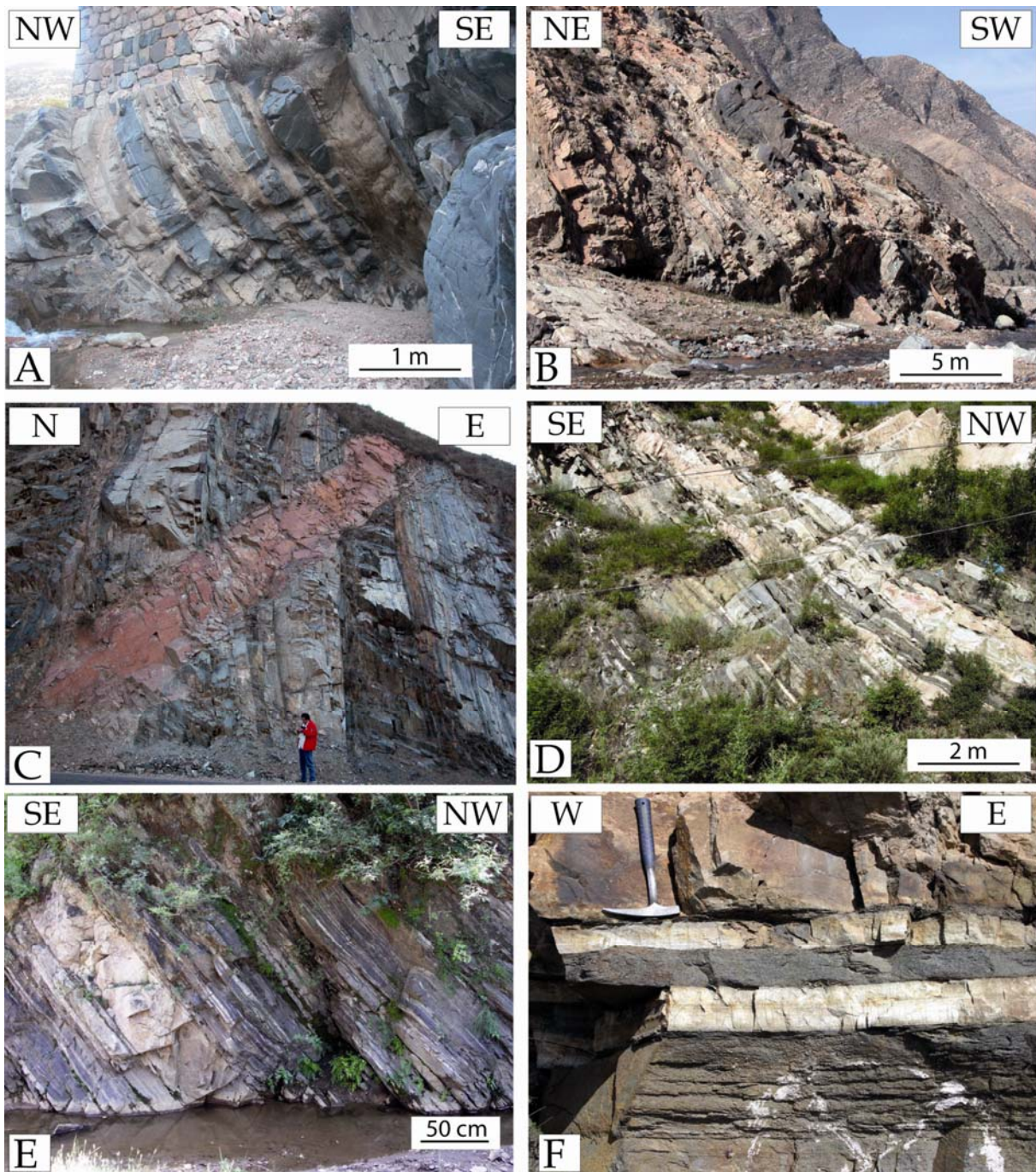
Tous ces éléments suggèrent que la "Tran-North China Belt" s'est édifiée via des mécanismes tectoniques modernes comme ceux à l'origine des chaînes de collision actuelles. Cependant, l'étude de ces deux massifs seule ne permet pas de proposer un modèle d'évolution de la chaîne puisque ces derniers ne constituent que des segments de celle-ci. En outre, contrairement au modèle de Polat et al. (2005), aucune suture n'a été mise en évidence.

Massif de Fuping : tectonique en "dôme-et-bassin" (archaïque)

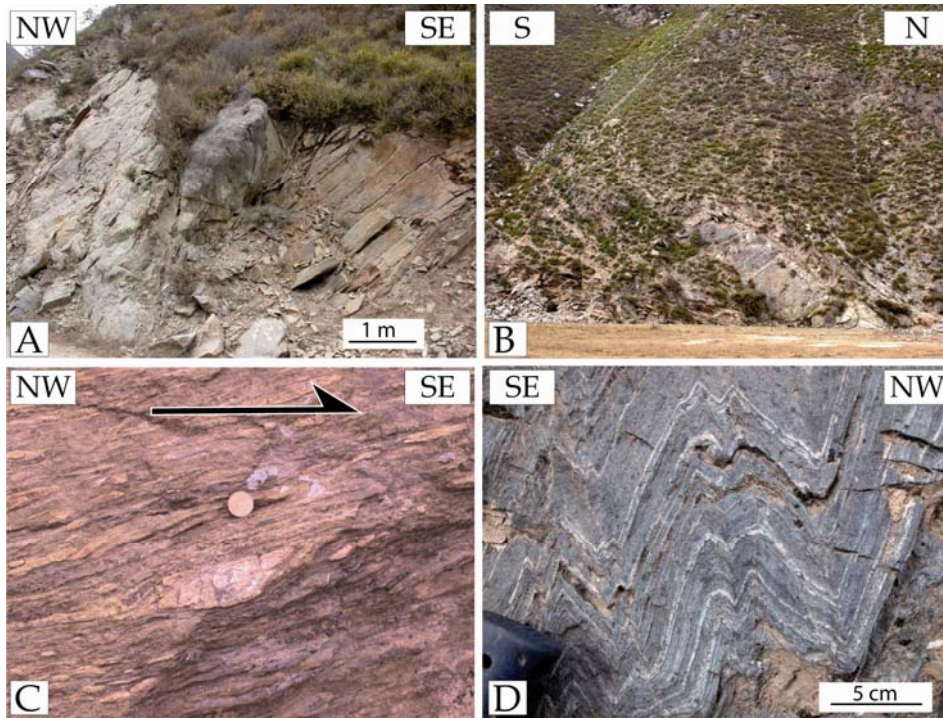
Le massif de Fuping se caractérise par une structure en "dôme-et-bassin" qui le distingue fortement de ses massifs voisins. Cette structure résulte de l'interaction entre la remontée de matériel partiellement fondu ou totalement fondu (diapirisme) accompagné d'une déformation coaxiale d'échelle régionale définie par un raccourcissement horizontal de direction ~N-S et un étirement horizontal de direction ~E-W. Les données géochronologiques suggèrent que la structuration en dôme et bassin est Paléoprotérozoïque, daté vers 2.05-2.1 Ga. Ce style de déformation est typiquement celui rencontré dans les domaines en "dôme-et-bassin" archéens. En effet, les caractéristiques du domaine en "dôme-et-bassin" du Fuping peuvent être aisément comparées à la région de Gunlupet dans le craton de Darwar, Inde du Sud (Bouhallier, 1993 ; Bouhallier et al., 1995 ; Choukroune et al., 1995). Dans ce segment archéen de l'Inde, les dômes sont elliptiques voire linéaires, la linéation n'est jamais verticale mais horizontale. Choukroune et al. (1995) proposent que les dômes se sont formés au cours de la déformation des TTG et des roches supracrustales préexistantes, par diapirisme interférent avec un champ de déformation régional

coaxial en raccourcissement horizontal, au cours d'un événement métamorphique et migmatitique majeur. Ces auteurs considèrent qu'un plume mantellique est à l'origine de la structuration en "dôme-et-bassin" du craton de Darwar. Le contexte géodynamique dans lequel le massif de Fuping a acquis sa géométrie en "dôme-et-bassin" est discuté dans le chapitre 7.

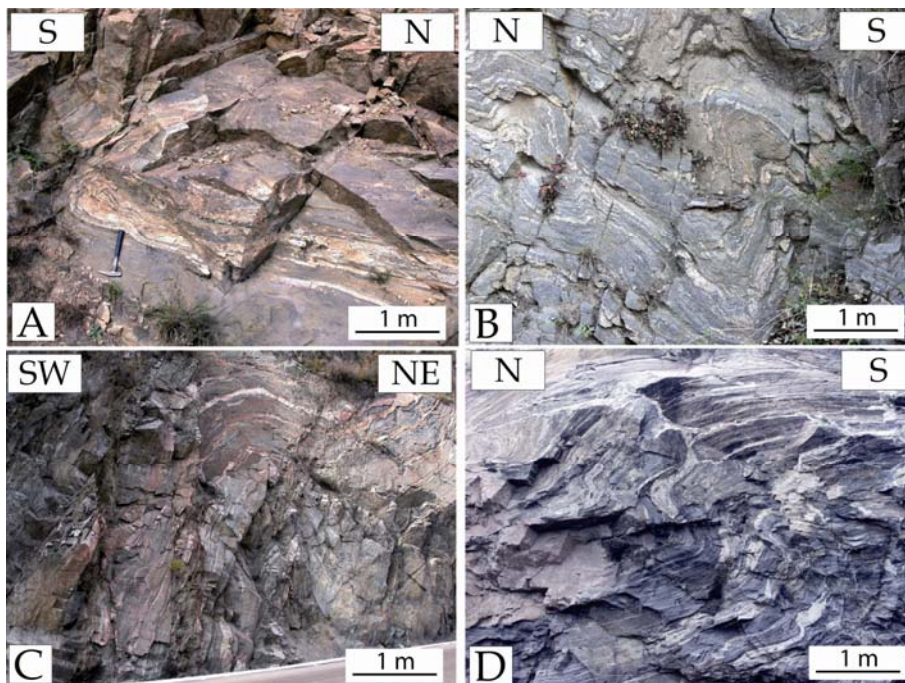
4. Annexes



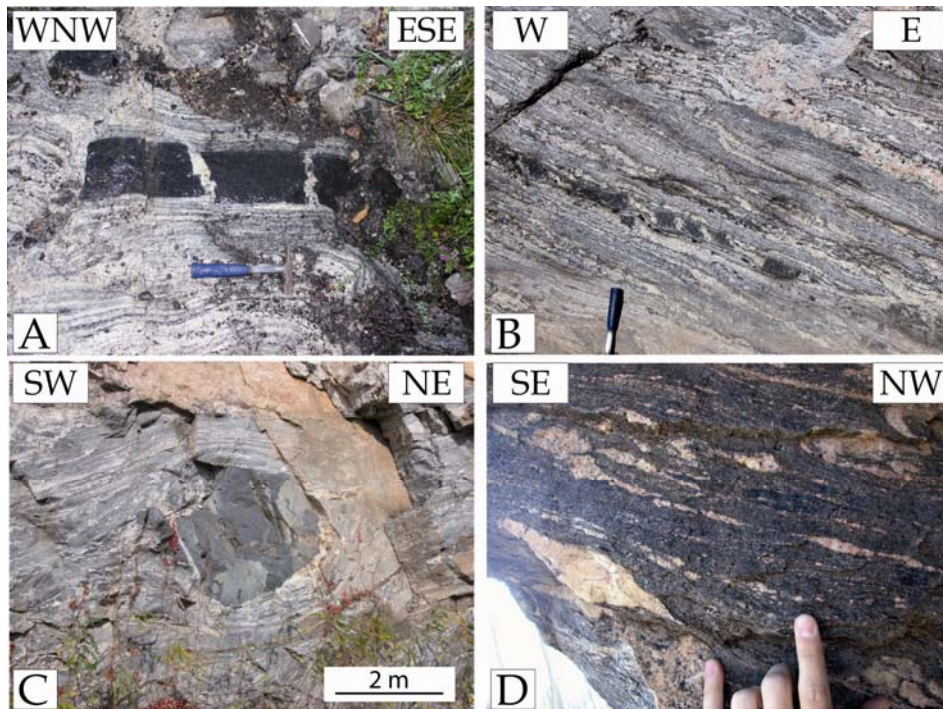
Annexe 3-1. Affleurements de l'alternance acide-basique typique de l'OVU. A : Au sud du décrochement de Zhujiayang, partie sud du massif du Hengshan. B : même formation renfermant une boule de granulite basique, massif du Hengshan. C : Même formation recoupée par un dyke de granite rose à muscovite. Un dyke équivalent a été daté a 1804 +/- 13 Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite (voir chapitre 7). D, E et F : Même formation affleurant sur la bordure nord du massif du Fuping.



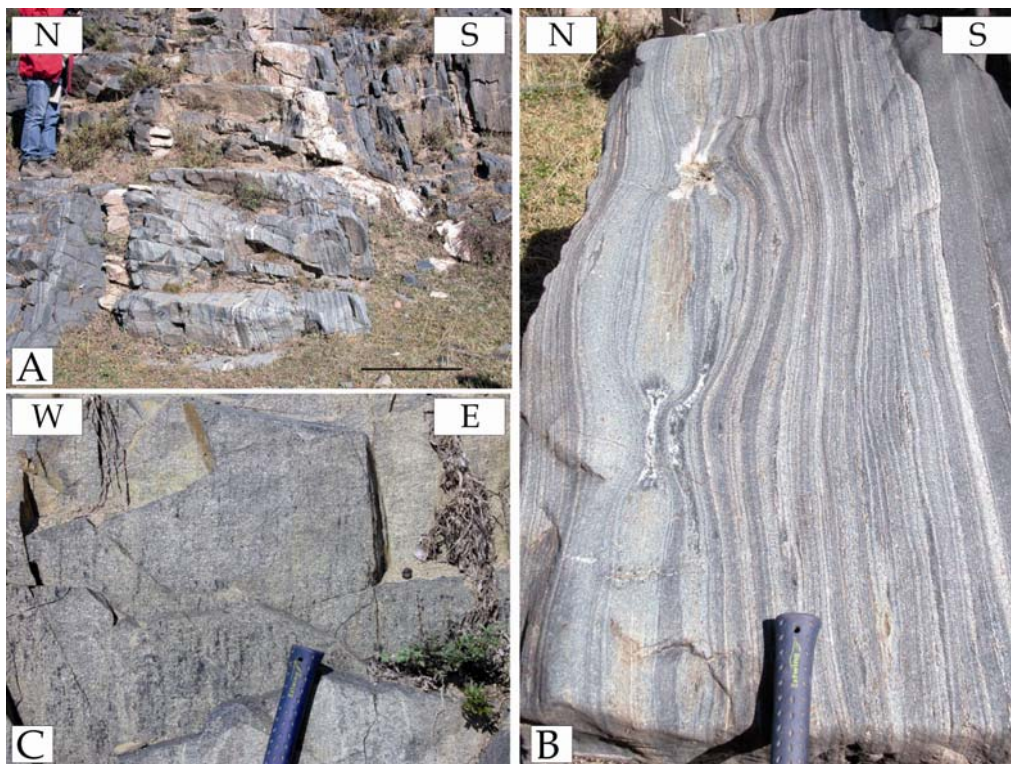
Annexe 3-2. Lithologie et déformation de quelques segments de l'unité LGMU au centre du massif de Wutaishan. A : Boule de gabbro dans des schistes verts. B : Banc de quartzites dans la série volcano-sédimentaire. C : Niveau leucocrate sigmoïde dans une volcanite acide, montrant un critère de cisaillement vers le SE. D : Plis P2 avec schistosité de plan axial dans les roches vertes de l'unité de LGMU.



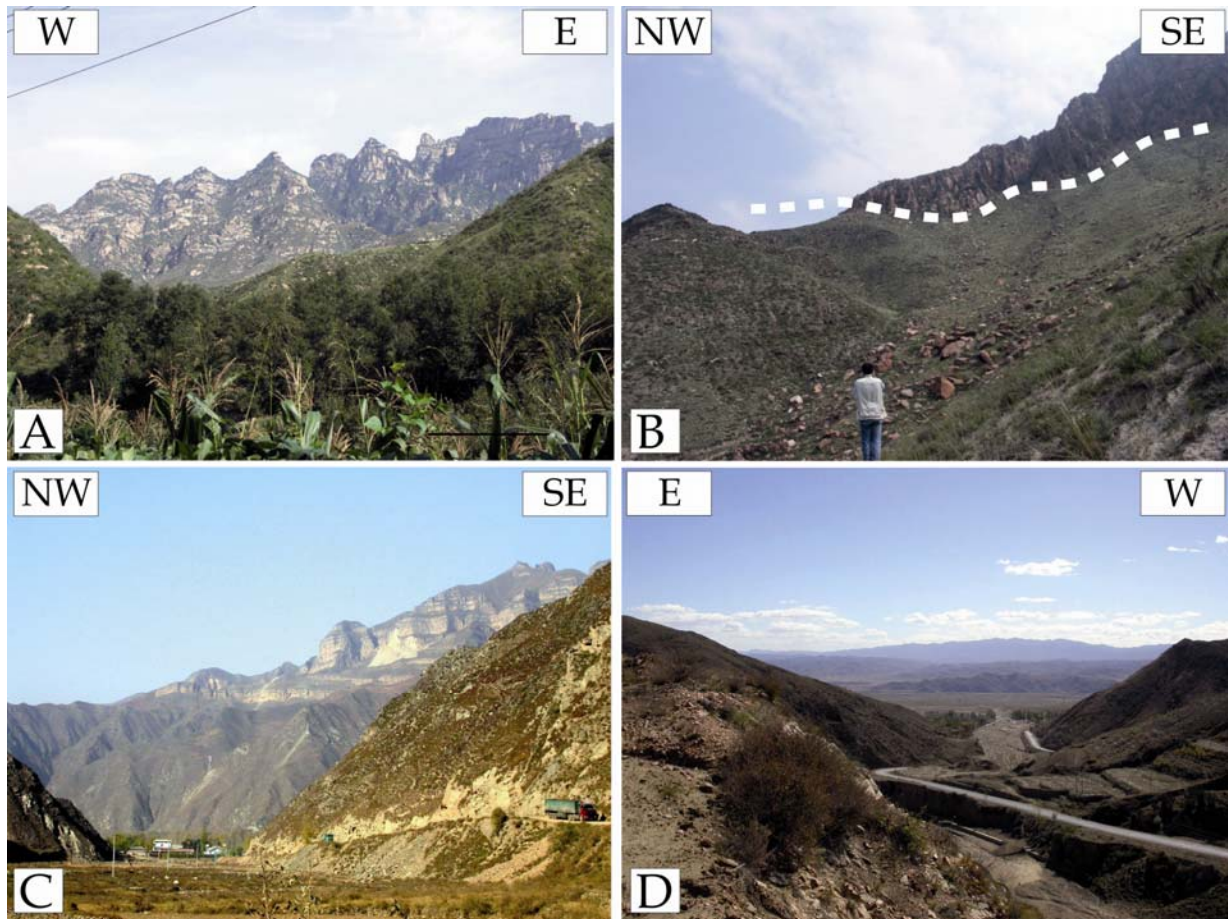
Annexe 3-3. Plis post foliaux d'axe N50 décrit comme P2 dans l'article 1. Ces plis sont liés à la seconde phase de déformation qui replisse la foliation née au cours de la phase D1. Ces plis sont légèrement déversés au nord ou droits dans la partie sud du massif de Hengshan (A, B et C) et déversés au sud dans la partie Sud du Wutaishan (D).



Annexe 3-4. A : Etirement E-W dans la migmatite du Fuping. B : Déformation syn-migmatitique marquée par l'étirement des niveaux restitiques et le déplacement du liquide anatectique depuis les niveaux syn-foliaux vers les zones de faible pression. C : boule de granulite, illustrant la constriction (section YZ), dans une migmatite foliée. D : Critère de cisaillement vers le SE dans les roches supracrustales de Wanzi au mur du chevauchement de Longquanguan.



Annexe 3-5. Déformation le long du décrochement de Zhujiafang au centre du massif de Hengshan. A : Rubanement tectonique de roche volcano-sédimentaire à grain fin. B : Agrandissement d'une portion de l'affleurement de la photo précédente, montrant des niveaux boudinés. C : Linéation verticale dans la bordure nord du décrochement soulignée par l'allongement d'agrégats de biotites.



Annexe 3-7. Panoramas. A : Front du chevauchement de Longquanguan vu depuis le nord du massif du Fuping vers le massif du Wutaishan (au nord). B : Discordance du groupe de Hutuo sur les schistes verts de l'unité LGMU. C : Discordance du Cambrien tabulaire sur les roches métamorphiques paléoprotérozoïques, au nord du massif du Wutaishan. D : Vue du Massif de Wutaishan (arrière plan) depuis le massif de Hengshan (premier plan), tous deux séparés par la vallée de la rivière Hutuo.

Step	40/39	38/39	37/39	36/39 (E-3)	f39Ar released	%40*	40*/39K	Age ± (1s) (Ma)
<i>Muscovite from sample FP154, Pingshan mylonite (N38°21.074'/E114°10.804')</i>								
1	167.798	0.000	0.00000	0.001	0.48	99.99	167.78	1803.3 ± 15
2	171.425	0.016	0.00204	0.564	12.74	99.89	171.24	1826.6 ± 3
3	172.594	0.015	0.00082	0.064	24.36	99.98	172.56	1835.5 ± 4
4	171.733	0.013	0.00000	0.000	37.35	99.99	171.72	1829.8 ± 4
5	172.292	0.015	0.00083	0.900	49.07	99.84	172.01	1831.8 ± 2
6	171.286	0.015	0.01380	3.010	56.01	99.47	170.38	1820.9 ± 7
7	171.077	0.014	0.00000	0.000	70.76	99.99	171.06	1825.4 ± 8
8	170.208	0.028	0.00000	0.000	72.37	99.99	170.19	1819.6 ± 13
9	168.921	0.019	0.00000	0.000	76.45	99.99	168.91	1810.9 ± 8
10	170.746	0.015	0.11245	0.000	78.83	99.99	170.75	1823.3 ± 11
11	172.121	0.014	0.07022	0.000	82.27	99.99	172.12	1832.5 ± 5
12	175.033	0.020	0.26978	7.012	83.33	98.82	173.00	1838.4 ± 15
13	171.130	0.013	0.03396	0.000	84.90	99.99	171.12	1825.8 ± 14
14	171.176	0.000	0.30946	4.874	85.99	99.16	169.78	1816.8 ± 19
15	172.069	0.011	0.12946	0.000	92.11	99.99	172.08	1832.2 ± 3
16	173.687	0.000	0.99911	14.592	93.00	97.55	169.54	1815.2 ± 19
17	172.683	0.016	0.12102	1.589	100.00	99.72	172.22	1833.2 ± 5

Annexe 3-8. 40Ar-39Ar dating results for a muscovite from a mylonite within the Pingshan fault

Sample	Pb* (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/ U	207Pb/ 206Pb	± (1s)	207Pb/ 235U	± (1s)	206Pb/ 238U	± (1s)	207Pb/206Pb ages (Ma)
<i>Zircons from FP133, stromatic migmatite (N38°15.577'/E113°30.340')</i>											
ph26	12	37	3	0.07	0.1125	0.0009	4.8270	0.2269	0.3112	0.0144	1840 ± 14
lg18	19	65	2	0.03	0.1130	0.0005	4.9021	0.0595	0.3146	0.0035	1848 ± 8
lg17	12	39	2	0.05	0.1134	0.0011	4.9873	0.0824	0.3189	0.0043	1855 ± 17
ph32	174	1101	150	0.14	0.1144	0.0010	2.4354	0.1123	0.1544	0.0070	1871 ± 16
ph29	25	86	8	0.09	0.1151	0.0012	4.8045	0.2241	0.3027	0.0138	1882 ± 19
lg16	239	1231	180	0.15	0.1200	0.0019	3.4836	0.2711	0.2106	0.0160	1956 ± 28
ph31	7	26	6	0.22	0.1253	0.0012	4.9719	0.1840	0.2878	0.0103	2033 ± 17
lg14	166	515	123	0.24	0.1372	0.0013	5.9205	0.1392	0.3130	0.0067	2192 ± 16
lg4	152	515	50	0.10	0.1432	0.0007	6.0865	0.2360	0.3083	0.0118	2266 ± 9
lg19	244	830	72	0.09	0.1444	0.0004	5.7959	0.1111	0.2910	0.0055	2281 ± 4
lg10	284	817	244	0.30	0.1474	0.0018	6.5440	0.1859	0.3219	0.0083	2316 ± 20
ph28RPT	101	238	56	0.24	0.1500	0.0031	7.8562	0.3560	0.3798	0.0153	2346 ± 35
lg24	123	301	45	0.15	0.1507	0.0004	8.3550	0.4478	0.4022	0.0215	2354 ± 5
ph30	910	2489	440	0.18	0.1519	0.0008	7.2233	0.2513	0.3448	0.0119	2368 ± 9
lg5	207	578	116	0.20	0.1552	0.0011	7.2442	0.3907	0.3384	0.0181	2404 ± 12
lg20	111	329	61	0.19	0.1570	0.0012	6.6819	0.2209	0.3087	0.0099	2423 ± 13
lg12	159	359	148	0.41	0.1615	0.0009	8.6595	0.4196	0.3889	0.0187	2471 ± 9
ph33	166	361	190	0.53	0.1617	0.0010	9.4741	0.2321	0.4250	0.0101	2473 ± 11
ph27	215	470	304	0.65	0.1623	0.0005	8.7626	0.3692	0.3916	0.0165	2480 ± 5
lgblk4	164	345	92	0.27	0.1619	0.0008	9.8959	0.2862	0.4433	0.0126	2476 ± 8
ph35	245	479	301	0.63	0.1624	0.0005	10.3990	0.5067	0.4644	0.0226	2481 ± 5
ph34	212	430	163	0.38	0.1625	0.0003	10.5420	0.3058	0.4706	0.0136	2482 ± 3
lg13	156	289	170	0.59	0.1626	0.0020	10.5908	0.1937	0.4723	0.0063	2483 ± 21
lg23	201	364	314	0.86	0.1712	0.0006	11.5075	0.4414	0.4876	0.0186	2569 ± 6

Annexe 3-9. Résultats des datations U-Pb sur zircon

Sample	Pb* (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/ U	207Pb/ 206Pb	± (1s)	207Pb/ 235U	± (1s)	206Pb/ 238U	± (1s)	207Pb/206Pb ages (Ma)
<i>Zircons from FP135, diatexite (N38°19.565'/E113°37.015')</i>											
lg25	295	2637	611	0.23	0.1114	0.0025	1.1840	0.0566	0.0771	0.0033	1822 ± 41
lg28	354	3437	991	0.29	0.0974	0.0006	1.2846	0.0799	0.0956	0.0059	1575 ± 12
ph13	284	1926	78	0.04	0.1032	0.0015	1.7781	0.0603	0.1249	0.0038	1683 ± 26
ph9	484	1441	74	0.05	0.1118	0.0016	3.5643	0.1130	0.2311	0.0065	1830 ± 26
lg26	327	2081	300	0.14	0.1136	0.0009	1.8965	0.0456	0.1211	0.0027	1858 ± 15
ph15	447	4099	438	0.11	0.1203	0.0031	1.4384	0.1210	0.0867	0.0069	1961 ± 46
ph6	219	865	58	0.07	0.1274	0.0017	4.0736	0.1700	0.2319	0.0092	2063 ± 23
ph12	243	994	318	0.32	0.1296	0.0005	3.9483	0.0626	0.2210	0.0034	2093 ± 7
ph14	159	558	158	0.28	0.1315	0.0011	4.8834	0.2236	0.2694	0.0121	2118 ± 14
ph8	213	884	321	0.36	0.1325	0.0020	4.0455	0.1047	0.2215	0.0047	2131 ± 26
ph5	253	875	292	0.33	0.1363	0.0006	5.0228	0.1489	0.2672	0.0078	2181 ± 8
ph17	250	889	276	0.31	0.1365	0.0026	5.1335	0.1839	0.2728	0.0083	2183 ± 33
ph1	257	860	96	0.11	0.1383	0.0004	5.5294	0.1328	0.2900	0.0069	2206 ± 6
lg30	418	1588	1331	0.84	0.1391	0.0009	4.1231	0.1248	0.2149	0.0063	2217 ± 12
ph23	171	641	224	0.35	0.1396	0.0016	4.6919	0.1580	0.2437	0.0077	2223 ± 20
ph21	418	1752	217	0.12	0.1423	0.0010	4.4608	0.2961	0.2274	0.0150	2255 ± 12
ph7	264	842	177	0.21	0.1446	0.0006	6.0423	0.1084	0.3030	0.0053	2283 ± 7
ph11	164	525	35	0.07	0.1474	0.0007	6.0716	0.2749	0.2988	0.0135	2316 ± 8
ph25	282	820	228	0.28	0.1514	0.0005	6.4385	0.3766	0.3085	0.0180	2361 ± 6
ph3	193	424	79	0.19	0.1539	0.0018	8.6723	0.5272	0.4086	0.0244	2390 ± 20
ph16	307	693	121	0.18	0.1542	0.0002	8.9439	0.1165	0.4205	0.0054	2394 ± 3
ph22	235	617	146	0.24	0.1543	0.0009	7.6529	0.1051	0.3597	0.0044	2394 ± 10
ph20	183	403	49	0.12	0.1591	0.0010	9.7068	0.2320	0.4424	0.0102	2446 ± 10
lg27	274	532	176	0.33	0.1594	0.0006	10.3562	0.4140	0.4713	0.0188	2449 ± 6
ph2	837	2028	27	0.01	0.1603	0.0003	9.2295	0.3730	0.4176	0.0169	2459 ± 3
ph19	191	731	210	0.29	0.1630	0.0024	5.2588	0.2882	0.2340	0.0123	2487 ± 25
ph10	154	351	171	0.49	0.1632	0.0009	8.6363	0.4259	0.3839	0.0188	2489 ± 9
ph4	166	343	65	0.19	0.1665	0.0003	10.4692	0.3510	0.4560	0.0153	2523 ± 3
ph24	96	191	109	0.57	0.1760	0.0007	10.8963	0.0961	0.4490	0.0036	2616 ± 6
<i>Zircons from FP205, leucosome of migmatite (N39°15.588'/E115°06.025')</i>											
ko1	274	1702	120	0.07	0.1134	0.0007	2.6019	0.0821	0.1665	0.0051	1854 ± 11
ko2	340	1392	58	0.04	0.1115	0.0006	3.7437	0.0992	0.2436	0.0063	1824 ± 10
ko3	248	2175	86	0.04	0.1130	0.0008	1.8010	0.0290	0.1156	0.0017	1848 ± 12
ko4	279	1619	96	0.06	0.1078	0.0005	2.6238	0.0353	0.1765	0.0022	1763 ± 8
ko5	310	1231	66	0.05	0.1264	0.0003	4.4155	0.0729	0.2533	0.0041	2049 ± 5
ko7	414	2142	89	0.04	0.1204	0.0006	3.3664	0.0819	0.2028	0.0048	1962 ± 9
ko8	315	1890	158	0.08	0.1175	0.0006	2.7852	0.1349	0.1719	0.0083	1918 ± 10
ko9	410	1693	56	0.03	0.1123	0.0005	3.9484	0.0618	0.2550	0.0038	1837 ± 8
ko10	222	2137	102	0.05	0.0987	0.0005	1.4570	0.0310	0.1070	0.0022	1601 ± 9
ko11	381	1945	103	0.05	0.1089	0.0003	3.0352	0.0421	0.2022	0.0028	1781 ± 5
ko12	835	1847	101	0.05	0.1140	0.0004	3.9591	0.1136	0.2518	0.0072	1864 ± 7
ko14	605	1346	87	0.06	0.1179	0.0004	4.1370	0.0665	0.2546	0.0040	1924 ± 6
ko15	444	1546	101	0.07	0.1140	0.0013	5.3073	0.2439	0.3376	0.0150	1865 ± 20
ko17	484	2368	115	0.05	0.1152	0.0004	3.2756	0.0431	0.2062	0.0026	1883 ± 6
lg31	317	2802	236	0.08	0.0989	0.0018	1.4925	0.0351	0.1095	0.0016	1603 ± 34
lg32	269	2669	208	0.08	0.0933	0.0013	1.0884	0.0862	0.0846	0.0066	1493 ± 26
lg33	680	1889	113	0.06	0.1129	0.0003	5.2969	0.1443	0.3404	0.0092	1846 ± 5
lg34	217	1570	140	0.09	0.1095	0.0005	2.0291	0.0830	0.1344	0.0055	1792 ± 8
lg38	580	1482	55	0.04	0.1168	0.0004	6.2639	0.0592	0.3890	0.0035	1908 ± 6
lg39	322	1398	40	0.03	0.1196	0.0003	3.9059	0.1308	0.2368	0.0079	1951 ± 4
lg40	212	1408	201	0.14	0.1140	0.0003	2.3472	0.0418	0.1494	0.0026	1863 ± 5
lg35	348	1981	117	0.06	0.1270	0.0006	3.0830	0.0343	0.1761	0.0017	2056 ± 9
lg36	345	1692	283	0.17	0.1250	0.0007	3.4727	0.1392	0.2015	0.0080	2029 ± 10
lg37	427	1533	96	0.06	0.1230	0.0008	4.8523	0.2024	0.2861	0.0118	2000 ± 12
ko18	407	1128	69	0.06	0.1301	0.0004	6.4063	0.1409	0.3572	0.0078	2099 ± 5
ko19	410	1781	100	0.06	0.1234	0.0003	3.8590	0.0838	0.2268	0.0049	2006 ± 4
ko20	319	1429	142	0.10	0.1316	0.0005	4.0215	0.0770	0.2216	0.0042	2120 ± 6

Sample	U (ppm)	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	\pm (1s)	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	\pm (1s)	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	\pm (1s)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (Ma)
<i>Monazite from FP133, stromatic migmatite (N38°15.577/E113°30.340)</i>								
kp1	1462	0.1125	0.0006	5.0053	0.0555	0.3226	0.0032	1841 ± 9
kp2	1396	0.1125	0.0004	4.9336	0.1063	0.3180	0.0068	1840 ± 6
kp3	1475	0.1123	0.0004	4.8456	0.0339	0.3129	0.0019	1837 ± 7
kp4	1600	0.1124	0.0002	4.9602	0.0668	0.3200	0.0043	1839 ± 4
kp5	2112	0.1121	0.0005	4.9569	0.1040	0.3208	0.0066	1833 ± 7
kp6	1658	0.1135	0.0010	4.8454	0.0952	0.3097	0.0054	1856 ± 16
kp7	869	0.1138	0.0005	4.9232	0.1363	0.3137	0.0086	1861 ± 8
kp8	1158	0.1117	0.0003	4.7745	0.0834	0.3099	0.0053	1828 ± 5
kp9	1895	0.1118	0.0002	4.8227	0.0862	0.3128	0.0056	1829 ± 3
kp10	1430	0.1113	0.0005	4.7850	0.0853	0.3118	0.0054	1821 ± 8
kp11	785	0.1121	0.0002	5.2265	0.1757	0.3381	0.0113	1834 ± 3
kp12	1090	0.1123	0.0002	5.0825	0.0380	0.3281	0.0024	1838 ± 4
kp13	2013	0.1129	0.0003	4.9744	0.1190	0.3196	0.0076	1847 ± 5
kp14	997	0.1124	0.0004	5.0364	0.0873	0.3248	0.0055	1839 ± 6
kp15	1906	0.1126	0.0003	4.9405	0.0873	0.3181	0.0056	1842 ± 4
kp16	1474	0.1126	0.0002	4.8827	0.0452	0.3146	0.0028	1841 ± 4
kp17	1696	0.1119	0.0005	4.8947	0.0405	0.3173	0.0023	1830 ± 8
kp18	1055	0.1115	0.0002	4.9435	0.0936	0.3214	0.0061	1825 ± 3
kp19	1968	0.1120	0.0005	4.9400	0.0742	0.3199	0.0046	1832 ± 8
kp20	2544	0.1124	0.0002	4.9168	0.0854	0.3173	0.0055	1838 ± 4
lf51	6409	0.1119	0.0005	5.0492	0.1410	0.3273	0.0090	1830 ± 8
lf52	7330	0.1120	0.0004	5.0482	0.1646	0.3270	0.0106	1832 ± 7

Annexe 3-9 (suite). Résultats des datations U-Pb sur monazite

Chapitre 4

Apport de la thermobarométrie multi-équilibre

Chapitre 4

Apport de la thermobarométrie multi-équilibre

Dans ce chapitre, nous présentons l'estimation de l'évolution métamorphique prograde d'un micaschiste à staurotide et disthène de l'unité "OVU". L'échantillon étudié, W109, fait l'objet d'une datation U-Th-Pb sur monazite donnant un âge à 1887 ± 4 Ma (Trap et al., 2007). Les résultats de l'étude thermobarométrique de cet échantillon viennent s'ajouter à la contrainte géochronologique précédemment obtenue, permettant de proposer un chemin P-T-D-t (Pression-Température-Déformation-temps) prograde. Ce travail permet de réaffirmer que l'âge à 1880 ± 10 Ma est bien celui de l'enfouissement dû à la mise en place des nappes au cours de la collision responsable de l'édification de la "Trans-North China Belt".

1. L'âge de la collision, un problème majeur

1.1. Collision archéenne *vs* collision paléoprotérozoïque

Actuellement, trois modèles sont proposés pour rendre compte de l'évolution tectonique de la "Trans-North China Belt". Cette chaîne représente soit :

i) un orogène de collision continentale formé à l'Archéen en réponse à une subduction à vergence ouest (Kusky et Li., 2003 ; Kusky et al., 2007 ; Li et Kusky, 2007),

ii) un orogène de collision formé au Paléoprotérozoïque, à ~1850 Ma, en réponse à une subduction à vergence est (Zhao et al., 2004b, Kröner et al., 2005b, Zhang et al., 2007),

iii) un orogène de collision continentale daté vers 1880 Ma formé en réponse à une subduction continentale à vergence ouest, avec une évolution polyphasée dans la période 1900-1800 Ma (Faure et al., 2007 ; Trap et al., 2007).

Il y a donc les partisans d'une collision archéenne et ceux privilégiant une collision dans la période 1900-1800 Ma. D'après Kusky et al. (2007), l'événement métamorphique paléoprotérozoïque daté vers 1.9-1.8 Ga peut être observé, sur quelques milliers de kilomètres, d'est en ouest, le long de la bordure septentrionale des cratons de Chine du Nord et du Tarim. Cependant, toujours selon ces auteurs, cet événement serait lié aux chaînes transamazonienne et eburnéenne. Ils considèrent en effet que le métamorphisme daté vers 1.9-1.8 Ga dans le Craton de Chine du Nord ne peut être lié à l'orogénèse responsable de la "Trans-North China Belt" puisque celle-ci a une direction nord-sud (Kusky et al., 2007). Les partisans d'une collision archéenne suggèrent que le métamorphisme à 1.9-1.8 Ga, observé dans la "Trans-North China Belt" serait le résultat d'une modification du gradient géothermique, due à la collision associée à la formation de l'orogène IMNEHO (Inner-Mongolia-North Hebei orogen) situé plus au Nord (Fig. 2-23; Kusky et Li., 2003 ; Peng et al., 2005).

1.2. Les chemins P-T-D-t

Les chemins P-T-D-t (Pression-Température-Déformation-temps) illustrent, de la meilleure manière qui soit, l'évolution thermomécanique des roches, et sont essentiels pour appréhender de manière fiable l'évolution tectonique d'un segment d'orogène. De tels chemins P-T-D-t renseignent sur l'évolution prograde ou rétrograde des roches (Augier et al., 2005 ; Duguet et al., 2007). Dans tous les cas, leur construction n'est possible qu'à condition d'être capable d'obtenir un certain nombre d'informations qui sont : i) l'identification de la succession paragenétique, ii) des estimations P-T précises et fiables pour chacune des paragenèses, iii) la connaissance des relations chronologiques entre la cristallisation des différentes paragenèses et la déformation de la roche et iv) la datation de la déformation contemporaine de la paragenèse pour laquelle les pression et température ont été calculées. Toutes ces informations sont rarement contenues au sein d'un même échantillon, en particulier, lorsqu'on s'attache à contraindre un chemin P-T-D-t prograde. En effet, la plupart des informations pétrographiques concernant l'évolution de la pression lithostatique

et de la température enregistrées pendant le métamorphisme prograde sont très souvent effacées lors du paroxysme métamorphique ou pendant l'évolution rétrograde. Encore plus délicat, le calage dans le temps demande non seulement la présence de minéraux chronomètres dans la roche mais également le repérage dans le temps de leur cristallisation au cours de l'évolution paragénétique en analysant les relations texturales avec les autres phases. Il est à noter que le travail de reconstitution d'un trajet P-T-t est d'autant plus difficile que l'orogène est ancien. En effet, les matériaux géologiques d'une chaîne archéenne ou paléoprotozoïque ont toute chance d'avoir subi des transformations minéralogiques et texturales postérieures à leur formation.

Dans cette étude nous présentons le chemin P-T prograde d'un micaschiste à disthène et staurotide, W109. La déformation en relation avec la paragenèse métamorphique a été étudiée. Ces résultats s'ajoutent à l'âge précédemment obtenu pour cet échantillon (Trap et al., 2007). Il en résulte la construction d'un chemin P-T-D-t permettant de contraindre de façon univoque l'âge du métamorphisme prograde lié à l'épaississement, via la mise en place des nappes, et donc l'âge de la collision.

2. Evolutions P-T précédentes dans le massif de Wutaishan

Jusqu'à aujourd'hui, la seule estimation P-T quantitative utilisant une approche thermobarométrique multi-équilibre pour les roches du massif de Wutaishan a été proposée par Zhao et al. (1999b). Ces auteurs construisent un chemin P-T horaire sur la base de l'étude d'amphibolites à grenat qui affleurent au nord et au sud du massif de Wutaishan. Le chemin est jalonné par quatre stades métamorphiques allant de M1 à M4 (Fig. 4-1) : l'enfouissement initial correspond au passage du stade M1 au stade M2, une décompression isotherme fait passer de M2 à M3 et une décompression accompagnée d'un refroidissement conduit de M3 à M4. Cependant, seuls les stades M2 et M3 sont représentés par des assemblages suffisamment riches en enseignements pour permettre l'estimation des conditions P-T leur correspondant. Les calculs ont été réalisés à l'aide du logiciel Tweeku (Berman et al., 1991). Le stade M2 est représenté par des porphyroblastes de grenat dans une matrice à quartz, plagioclase, amphibole, biotite, rutile et ilménite. Les conditions P-T pour cet assemblage ont été estimées à 10-12 kbar et 600-650 °C. Le stade M3 est caractérisé par des symplectites à amphibole, plagioclase +/- ilménite en couronnes autour des grenats et ses conditions P-T sont estimées à 6-7 kbar et 600-650 °C (Fig. 4-1). Cependant, les paragenèses caractérisant les deux stades M2 et M3 ne sont jamais préservées dans un même échantillon. En effet, le chemin P-T rétrograde, présenté par ces auteurs est une combinaison des conditions P-T obtenues sur plusieurs échantillons, affleurant au nord et au sud du massif.

L'évolution prograde des roches métamorphiques du massif de Wutaishan est seulement documentée dans la littérature chinoise par Liu et al. (1997) qui ont réalisé des calculs thermobarométriques dans des métapélites en utilisant le thermomètre Bi-Grt (Ferry et Spear, 1978) couplé au baromètre Grt-Pl-Q-Al₂SiO₅ (Ghent, 1976). Ces métapélites enregistrent une augmentation de température et de pression depuis des conditions de ~500°C/~4kbar vers 589-670°C/8.6kbar et ~500°C/~4kbar vers 569-663°C/9.8-13.6 kbar, pour des roches affleurant respectivement au sud et au nord du

massif (Fig. 4-1). Ces métapélites, enregistrent ensuite une décompression isotherme avec les derniers stades métamorphiques correspondant à des conditions de 560-650°C/2-3kbar (Fig. 4-1). Seules les conditions du pic du métamorphisme ont été calculées grâce à la préservation de l'assemblage. Ces auteurs considèrent ce chemin horaire comme le témoin d'une collision ayant opéré à l'Archéen (Liu et al, 1997, 1998).

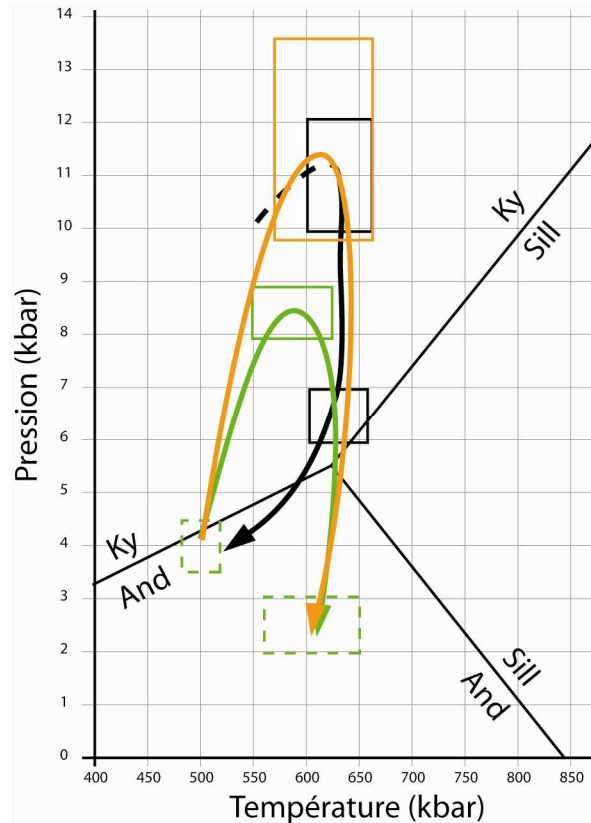


Fig. 4-1. Chemins P-T proposés pour des roches de l'unité "OVU", dans les études précédentes : en noir, amphibolites à grenat affleurant au nord et au sud du massif de Wutaishan (Zhao et al., 1999b); en vert et en orange, métapélites affleurant au sud et au nord du massif de Wutaishan, respectivement (Liu et al., 1997). Seules les estimations P-T dont les incertitudes apparaissent en traits pleins ont été calculées.

3. Paragenèse, texture et composition chimique des minéraux de l'échantillon W109

3.1. Description de l'échantillon W109

La roche W109 a été échantillonnée au nord du Massif de Wutaishan, au sud-est du village de Ekou, à quelques kilomètres sous le contact de base de la nappe de l'unité "LGMU" (Fig. 4-2). L'échantillon W109 est un micaschiste quartzeux dont la paragenèse se compose de quartz + grenat + biotite + muscovite + staurotide + disthène. Les minéraux accessoires sont l'ilménite, le zircon, la monazite, la tourmaline. La roche est très déformée. La foliation, qui est légèrement plissée, est marquée par l'alignement des cristaux de biotite et muscovite mais aussi par les grenats, très allongés puisqu'ils ont un rapport de forme pouvant atteindre 10 :1. La linéation L1 est soulignée par les agrégats étirés de biotite ou par les ombres de pression autour des grenats. La déformation se concentre régulièrement sous forme de bandes mylonitiques espacées de quelques centimètres, d'une centaine de

micromètres d'épaisseur, caractérisées par une fabrique plus fine que la matrice, où les grains de quartz sont plus allongés et de plus petite taille (Fig. 4-3). Les marqueurs de la cinématique sont rares. Néanmoins, quelques critères tels que des ombres de pression asymétriques autour du grenat et de la staurotide suggèrent une cinématique vers le SE, en accord avec la déformation D1 relative à la mise en place des nappes (Fig. 4-2C ; Faure et al., 2007 ; Trap et al., 2007).

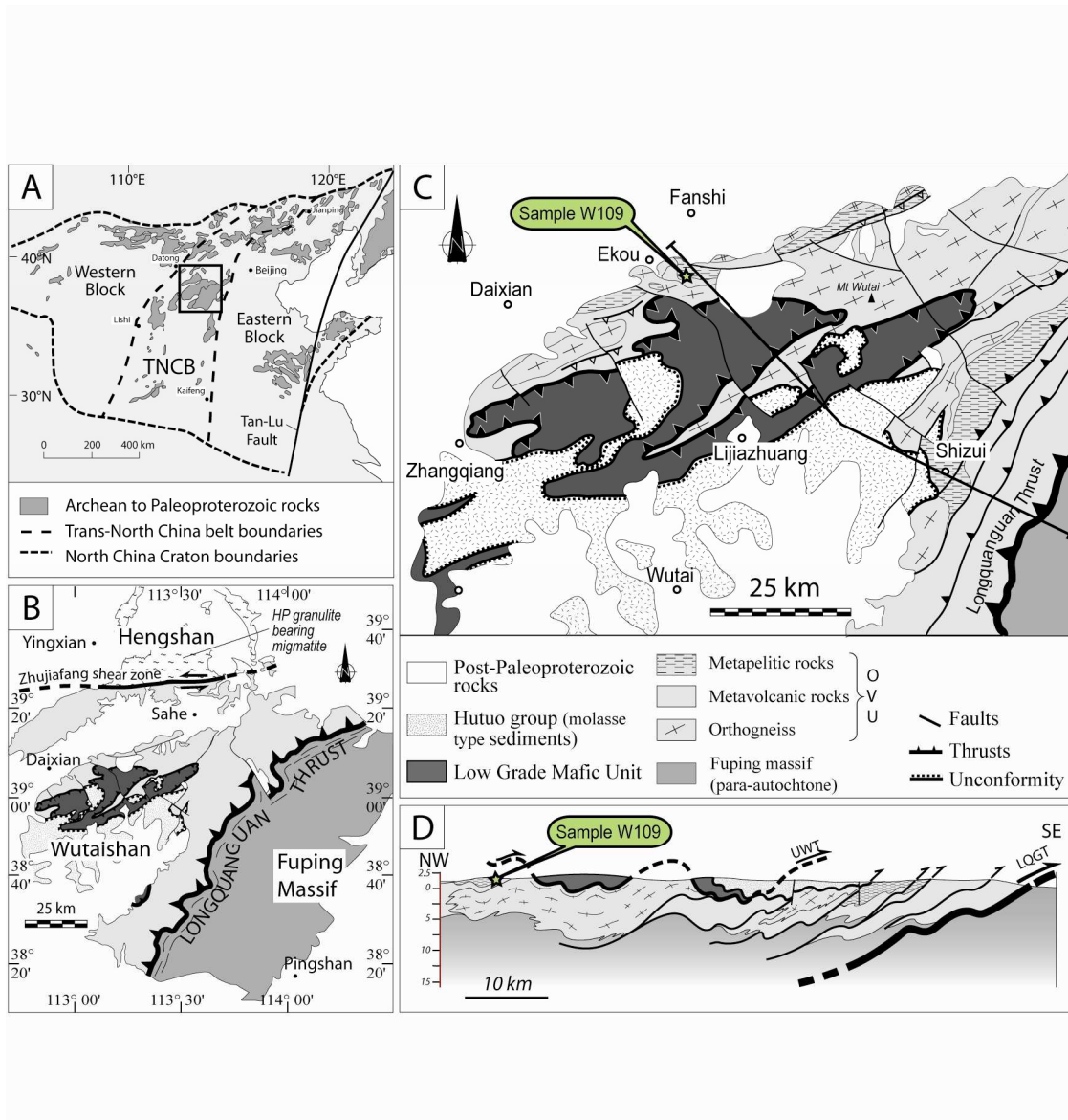


Fig. 4-2. Localisation dans le Craton de Chine du Nord (A) et carte simplifiée (B) des massifs de Hengshan, Wutaishan et Fuping. Carte (C) et coupe (D) du massif de Wutaishan et localisation de l'échantillon W109.

A l'échelle macroscopique et centimétrique la roche est homogène. Cependant, on observe une alternance millimétrique de niveaux très riches en quartz avec des niveaux riches en minéraux ferro-magnésiens (grenat, staurotide, biotite) et d'autres

riches en muscovite (Fig. 4-3). Cette hétérogénéité à l'échelle millimétrique pourrait refléter le rubanement originel du protolithe.

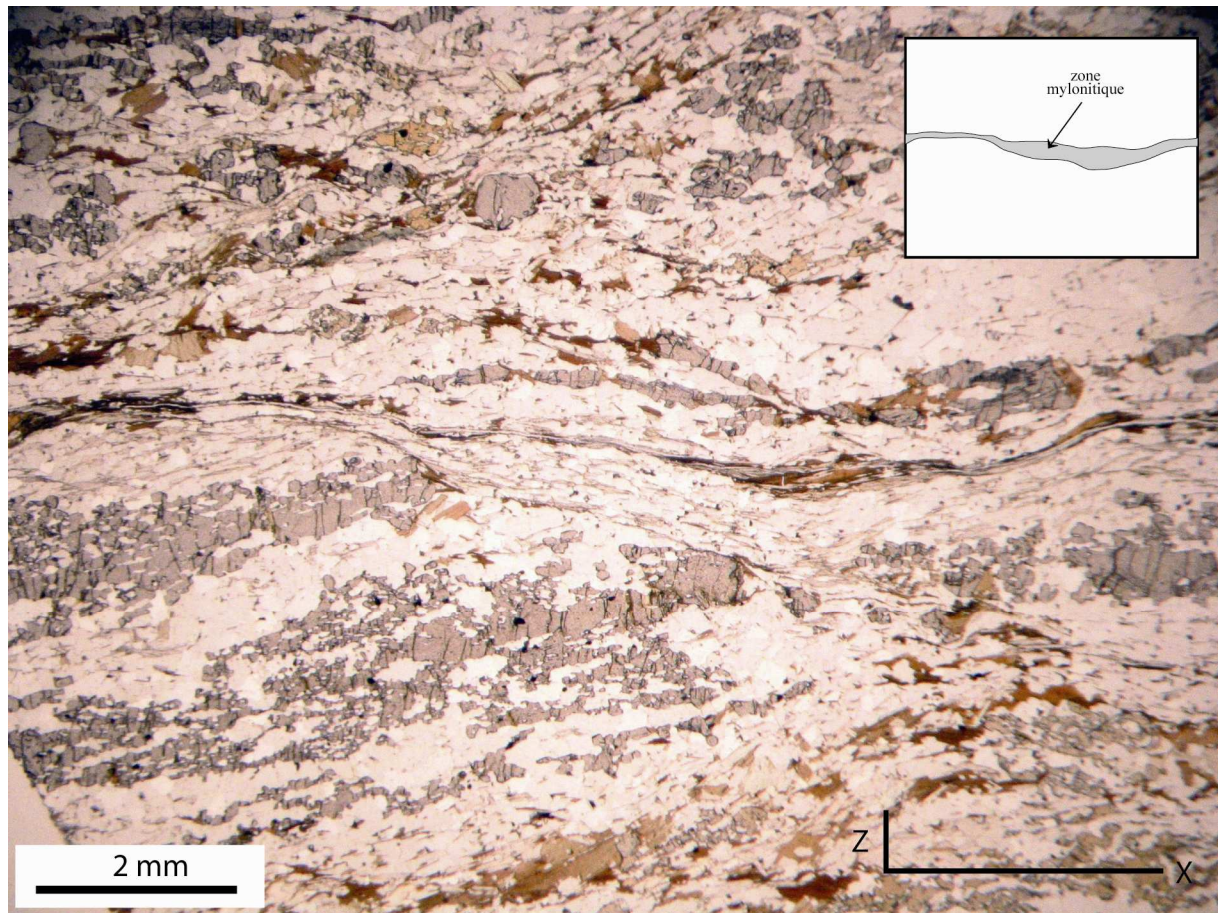


Fig. 4-3. Photo de la texture générale de l'échantillon W109 avec, au centre de la photo (insert), une zone mylonitique d'épaisseur d'une centaine de micromètres concentrant la déformation.

Ci-après, nous décrivons les caractéristiques texturales essentielles des minéraux de la paragenèse principale.

Le grenat

Les grains de grenat ne sont pas globulaires mais très allongés, selon la direction X, soulignant eux aussi la foliation. La taille des cristaux varie entre 500 μ m et 2 cm. Dans le grenat, les inclusions de quartz, nombreuses, sont allongées et soulignent une foliation S_i qui est parallèle et en continuité avec la foliation de la matrice S_e . L'alignement des inclusions de quartz parallèlement à la foliation montre que le grenat n'a pas subi de rotation. La continuité de ces mêmes inclusions avec la matrice suggère plutôt une croissance dendritique du grenat, syn-déformation D1. En effet, les cristaux de quartz sont très souvent incorporés au cristal de grenat, sous forme d'inclusions allongées, au fur et à mesure que celui-ci croît (Fig. 4-4E). La texture des porphyroblastes de grenat et de la matrice représente une même fabrique, marquant la déformation D1.

La staurotide

La staurotide forme des cristaux de taille variant entre 300 μm et 1 cm. Elle apparaît fréquemment dans les ombres de pression autour du grenat ou en inclusion dans ses bordures. Les cristaux sont alors trapus. La staurotide apparaît aussi communément dans la matrice où elle prend parfois une forme plus allongée. La staurotide est poëcilitique et, comme le grenat, riche en inclusions de quartz.

La biotite

La biotite est communément associée au grenat dans ses ombres de pression, dans ses fractures ainsi qu'en inclusion dans ses bordures. La biotite se concentre aussi sous forme de niveaux d'environ 500 μm d'épaisseur parallèles à la fabrique planaire. La taille des cristaux de biotite varie de 200 μm à 3-4 mm.

La muscovite

La muscovite, dont les plus gros cristaux mesurent environ 1 à 2 mm, se concentre souvent dans des niveaux millimétriques. Néanmoins, la muscovite est répartie de façon plus homogène que la biotite. En particulier, de nombreux cristaux, plus fins (100-200 μm) abondent dans la matrice quartzreuse. En outre, de la muscovite s'observe en inclusion dans les bordures de grenat, dans ses ombres de pression et dans les fractures de celui-ci.

Le disthène

Le disthène se présente en prismes plus ou moins allongés dont la taille varie entre 100 μm et 2-3 mm. Comparé aux autres minéraux, le disthène est en proportion beaucoup plus faible. Il est distribué de façon hétérogène, préférentiellement le long des niveaux riches en biotite, grenat, staurotide, niveaux plus alumineux peut-être hérités de l'hétérogénéité du protolithe. Les cristaux de disthène sont très souvent associés au grenat, apparaissant dans ses ombres de pression (Fig. 4-4B). En outre, ils sont parfois observés dans la matrice (Fig. 4-4D).

Le quartz

Il est prépondérant dans toute la roche et en particulier dans la matrice, en association avec la muscovite et la biotite. Les plus gros grains mesurent ~700-800 μm . Le quartz est très fréquent en inclusion dans le grenat. Dans les zones d'intense déformation, les grains, de plus petite taille (100 μm), sont allongés et soulignent la texture blastomylonitique.

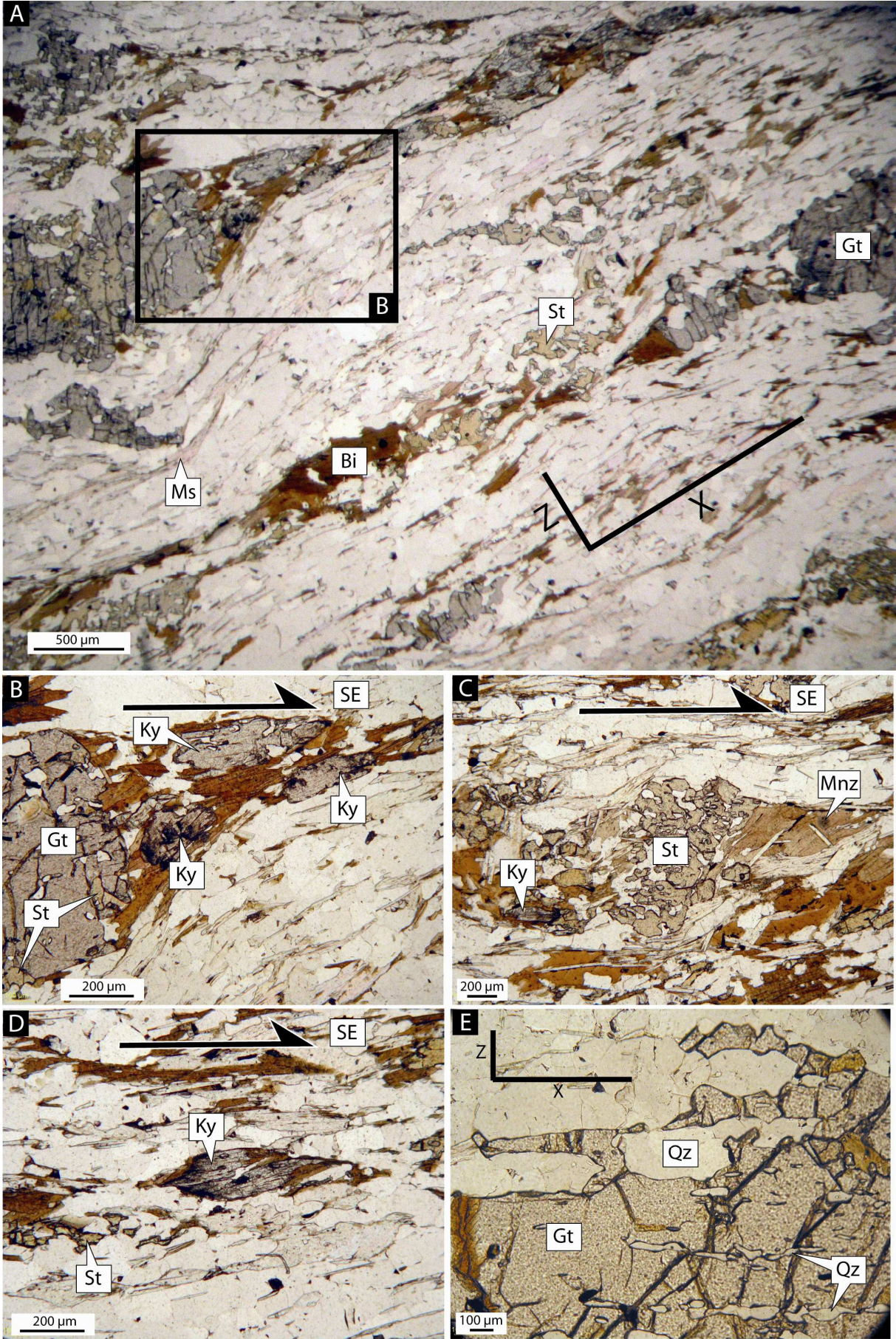


Fig. 4-4 (page précédente). Photos illustrant la paragenèse et la texture de l'échantillon W109. A : Texture générale de la roche. B : Cristaux de disthène et biotite soulignant la foliation dans une queue asymétrique autour d'un grain de grenat. C : Queues asymétriques autour d'un cristal de staurotide pœcilitique montrant une cinématique vers le SE. On peut noter un grain de monazite en inclusion dans la biotite. D : Disthène sigmoïde, montrant une cinématique vers le SE, dans la matrice à quartz, muscovite, biotite et staurotide. E : Inclusions allongées de quartz dans le grenat et cristallisation de celui-ci entre les joints de grains de quartz.

3.2. Composition chimique des minéraux

Les analyses chimiques des phases minérales ont été réalisées à l'aide d'une microsonde électronique Cameca SX50, gérée conjointement par le BRGM, le CNRS et l'université d'Orléans. Pour les analyses ponctuelles, une tension de 15 kV a été appliquée tandis que l'intensité du faisceau d'électrons était de 15nA. Le temps de comptage sur le pic et bruit de fond est de 10s pour tous les éléments. Les silicates et oxydes synthétiques utilisés comme standards sont listés en annexe 4-1.

3.2.1. Grenat

3.2.1.1. Zonation du grenat

Tous les grenats analysés sont riches en almandin (%Alm~80) et sont zonés, avec un cœur riche en manganèse (%Spe=8-9) et une bordure qui en est quasiment dépourvue (Tableau 4-1). Les images X réalisées mettent clairement en évidence cette zonation (Fig. 4-5). En outre, la zonation des grenats est particulière et les différents points qui la caractérisent sont présentés ci-dessous :

- i) De prime abord, on observe clairement que la zonation s'accorde avec la fabrique planaire prononcée, le cœur du grenat, riche en calcium et manganèse, étant allongé selon la direction X.
- ii) La limite entre le cœur et la bordure semble différente selon les directions parallèles à X ou parallèles à Z (Fig. 4-5). Cette constatation est confirmée par des profils resserrés réalisés dans les deux directions X et Z (Fig. 4-6). Les profils effectués parallèlement à X (allongement maximum) montrent une évolution progressive de la composition chimique depuis le cœur du grenat vers sa bordure, caractérisée par un enrichissement en fer et magnésium et un appauvrissement en calcium et manganèse. Au contraire, le profil réalisé perpendiculairement à X montre clairement une zonation discontinue sans passage progressif (Fig. 4-5). Ici, le passage de la composition du cœur (%Alm=85) à une composition de bordure (%Alm=70) se fait sur une distance (<200µm) très courte comparée à la distance observée sur le profil A pour lequel le même changement de composition s'effectue sur une distance plus longue (4 mm).

Tableau. 4-1. Analyses ponctuelles représentatives du grenat de l'échantillon W109.

Analyses location	core				rim					
	core	core	Core near rim	Core near rim	Rim near core	rim	in contact with St-Bi-Mu	in contact with St-Bi-Mu	in contact with St-Bi-Mu	in contact with St-Bi-Mu
		***	*						*	**
<i>Electron microprobe analyses in wt. %</i>										
SiO ₂	36.67	36.80	36.73	36.84	37.09	37.25	37.15	36.93	37.28	36.89
FeO	30.87	31.11	32.63	32.82	35.45	36.74	38.01	37.41	36.52	37.52
Na ₂ O	0.02	0.08	0.00	0.05	0.02	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	20.84	20.91	20.95	20.69	21.14	21.03	21.48	21.35	21.48	21.06
MnO	3.67	3.80	2.94	2.58	1.05	0.35	0.10	0.17	0.00	0.10
MgO	0.55	0.49	0.49	0.56	2.13	3.56	3.26	3.44	4.04	3.31
CaO	7.27	7.28	6.84	6.98	3.59	1.66	0.64	0.50	0.58	0.90
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.07	0.11	0.24	0.09	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
total	100.01	100.68	100.82	100.61	100.51	100.65	100.67	99.86	100.16	99.85
<i>Structural formulae on a basis of 8 cations and 12 oxygens</i>										
Si ^{IV}	2.97	2.96	2.96	2.97	2.98	2.98	2.97	2.98	2.99	2.98
Al ^{IV}	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02
Al ^{VI}	1.96	1.94	1.94	1.93	1.98	1.96	2.00	2.01	2.02	1.98
Ti ^{VI}	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
(Fe ³⁺) ^{VI}	0.07	0.10	0.07	0.10	0.04	0.07	0.03	0.02	0.00	0.04
Cr ^{VI}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ^{VIII}	0.07	0.06	0.06	0.07	0.26	0.42	0.39	0.41	0.48	0.40
Mn ^{VIII}	0.25	0.26	0.20	0.18	0.07	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01
(Fe ²⁺) ^{VIII}	2.09	2.09	2.19	2.21	2.38	2.45	2.54	2.52	2.45	2.53
Ca ^{VIII}	0.63	0.63	0.59	0.60	0.31	0.14	0.06	0.04	0.05	0.08
<i>Mole fraction</i>										
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.97	0.97	0.97	0.97	0.90	0.85	0.87	0.86	0.84	0.86
Ca/(Fe ²⁺ +Mg+Mn+Ca)	0.21	0.21	0.19	0.20	0.10	0.05	0.02	0.01	0.02	0.03
Mn/(Fe ²⁺ +Mg+Mn+Ca)	0.08	0.09	0.07	0.06	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Almandine	0.70	0.70	0.73	0.74	0.79	0.82	0.85	0.84	0.82	0.84
Grossular	0.17	0.16	0.16	0.15	0.08	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01
Pyrope	0.02	0.02	0.02	0.02	0.09	0.14	0.13	0.14	0.16	0.13
Spessartine	0.08	0.09	0.07	0.06	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00

* analyse utilisée dans le calcul de la composition chimique totale de la roche (système W109-1)

** analyse utilisée dans le calcul des conditions P-T du pic du métamorphisme

*** analyse utilisée dans l'estimation des conditions P-T proches de celles de la nucléation du grenat

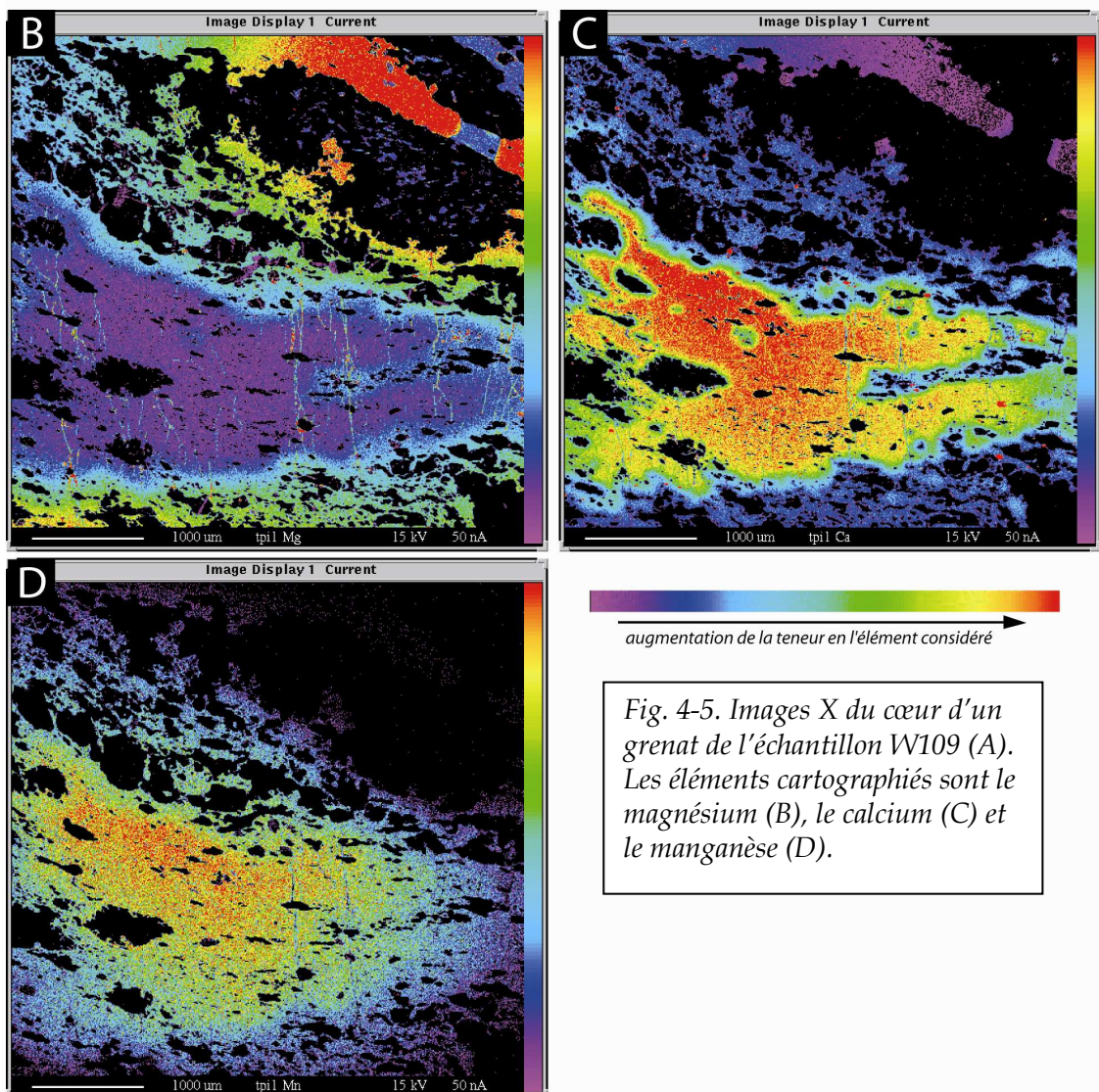
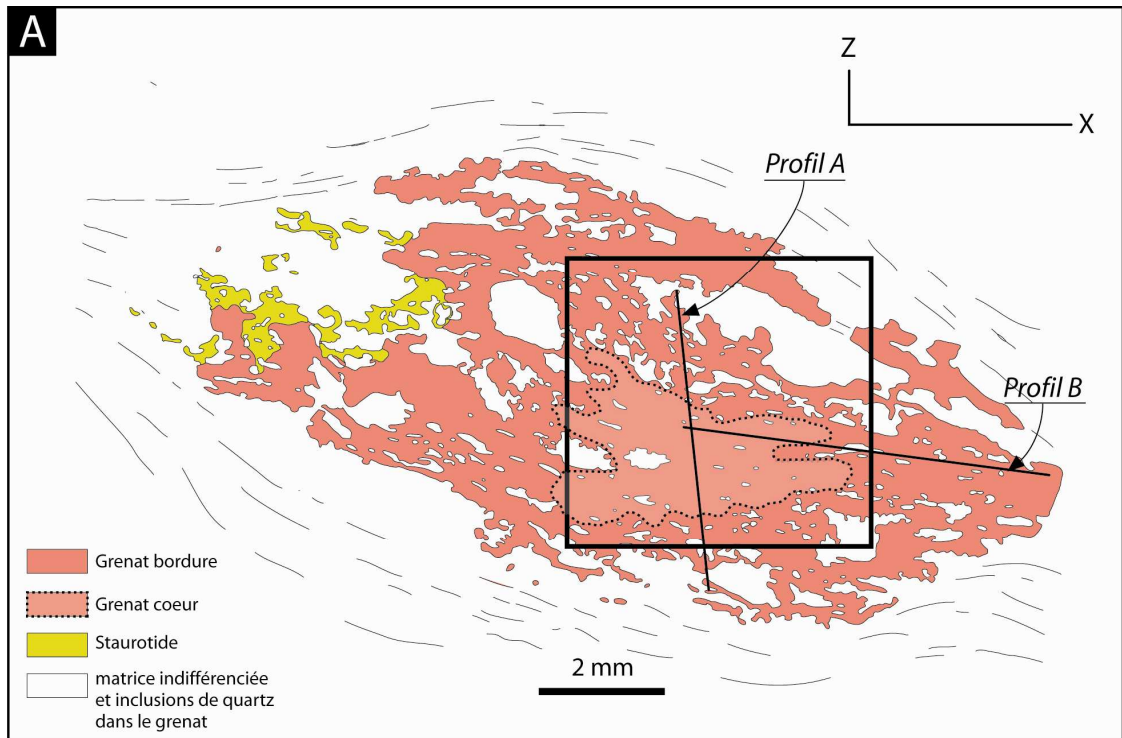


Fig. 4-5. Images X du cœur d'un grenat de l'échantillon W109 (A). Les éléments cartographiés sont le magnésium (B), le calcium (C) et le manganèse (D).

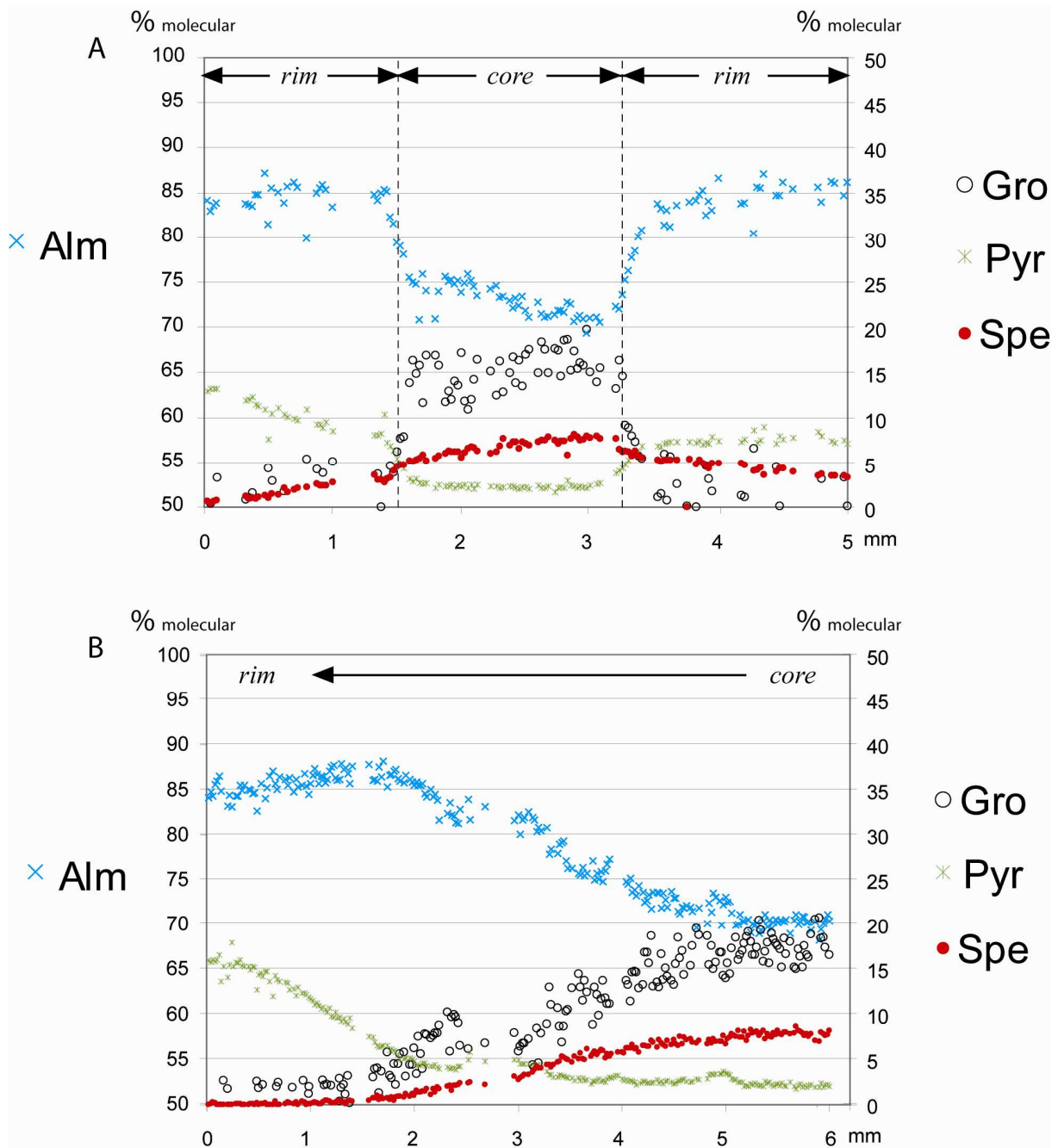


Fig. 4-6. Profils illustrant la zonation du grenat de la figure 4-4. Les profils A et B sont respectivement perpendiculaire et parallèle à la direction d'allongement maximum assimilable à la direction de la linéation L1. Les interruptions dans le profil correspondent aux inclusions de quartz dans le grenat.

3.2.1.2. Signification de la zonation du grenat

La zonation progressive du grenat, comme celle suggérée par le profil B (Fig. 4-6), montre des caractères typiques d'une croissance du minéral dans le faciès des amphibolites et rend compte du fractionnement du Mn au cours de l'évolution prograde (Hollister, 1966 ; Spear et al., 1990). Au contraire la zonation dans la direction perpendiculaire à X est clairement discontinue. En outre, on note une différence de cette zonation entre les deux bordures parallèles à X. En effet, contrairement à la bordure inférieure, la bordure supérieure est directement en contact avec la zone du grenat dont la composition est la plus riche en Mn et Ca, c'est-à-dire la partie la plus centrale du cœur (Figs. 4-5C et 4-5D). Cette observation prouve clairement que le grenat s'est résorbé au niveau des zones parallèles à X.

Dans les métapélites, la dissolution de grenat au cours du stade prograde peut être liée à l'apparition de la staurotide (Spear and Pyle, 2002; Khon and Malloy, 2004; Fitzsimons et al., 2005). Dans l'échantillon W109, la staurotide est très abondante et sa cristallisation peut donc être à l'origine de la dissolution partielle du grenat. Par ce phénomène de résorption, des terres rares dont l'yttrium sont libérés (Fig. 4-7). Ces éléments peuvent alors contribuer à la fois à la germination et à la croissance de monazite dans la matrice et à la formation de bordures enrichies en yttrium par rétrodiffusion (Pyle et Spear, 1999 ; Spear et Pyle, 2002). Si une phase de dissolution du grenat a lieu ultérieurement, en réponse à l'application d'une contrainte anisotrope, les bordures parallèles à X disparaissent et la matière ainsi libérée peut reprécipiter sur les faces abritées qui se déplacent parallèlement à X. Les bandes enrichies en yttrium perpendiculaires à X sont ainsi sinon élargies, au moins préservées.

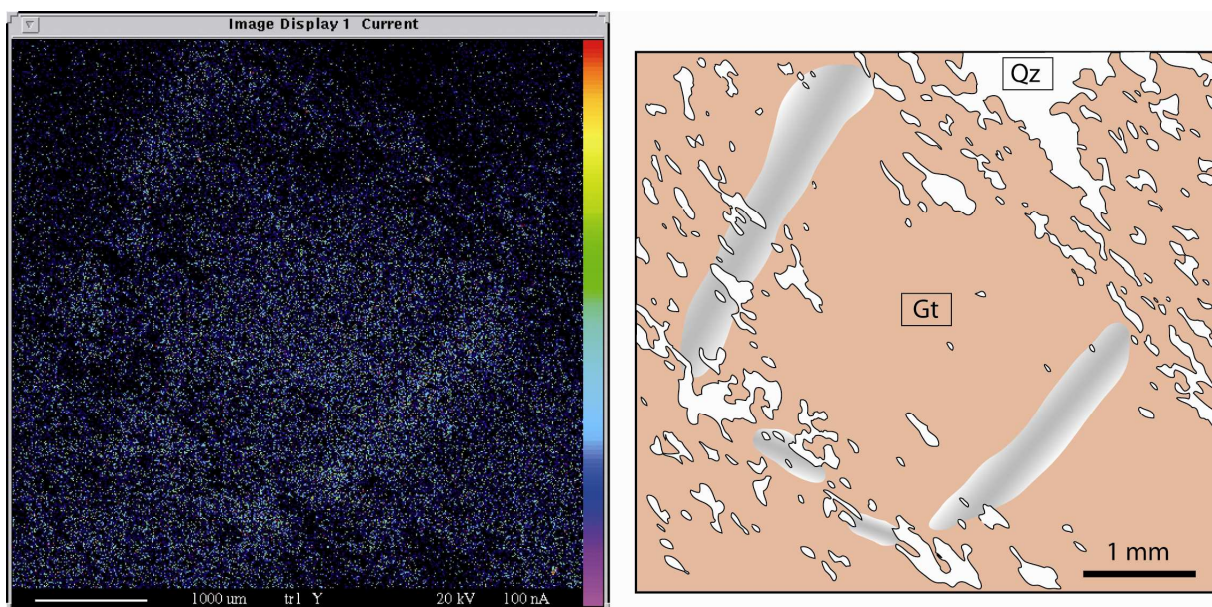


Fig. 4-7. Image X de répartition de l'Yttrium dans un grenat de l'échantillon W109 et schéma illustrant la concentration en Yttrium sous forme de bandes.

En conclusion, au cours de l'évolution prograde, le grenat est dissous, d'abord suite à la cristallisation de la staurotide puis par dissolution et re-précipitation est contrôlée par la contrainte responsable de la fabrique de la roche caractérisant la déformation D1.

3.2.2. Staurotide

La formule structurale de la staurotide a été calculée sur la base de 46.5 oxygènes. Qu'ils soient situés dans la matrice ou en inclusion dans la bordure du grenat, tous les grains de staurotide ont la même composition chimique, homogène, sans zonation, caractérisée par $X_{\text{Fe}^{\text{St}}} = 0.82$ (Tableau 4-2). La quantité de Zn contenue dans la staurotide est inférieure à 0.25 % poids correspondant à $X_{\text{Zn}^{\text{St}}} \leq 0.01$ (Tableau 4-2).

Tableau. 4-2. Analyses ponctuelles représentatives de la staurotide de l'échantillon W109.

staurolite location	within the matrix				in contact with garnet biotite and muscovite					
	core	core	rim	rim	core	core	rim	rim	rim	rim
<i>Electron microprobe analyses in wt. %</i>										
SiO ₂	27.86	28.33	27.86	27.63	27.62	27.67	27.83	27.61	28.05	27.63
FeO	14.30	14.32	14.42	14.62	14.74	14.25	14.04	14.83	14.51	14.62
Na ₂ O	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	53.85	54.45	53.14	53.71	53.49	53.01	53.35	52.95	52.50	53.71
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1.79	1.82	1.83	1.77	1.82	1.72	1.78	1.60	1.83	1.77
CaO	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.62	0.58	0.44	0.51	0.52	0.60	0.55	0.72	0.65	0.51
ZnO	0.25	0.10	0.00	0.16	0.05	0.06	0.04	0.00	0.12	0.16
total	98.70	99.67	97.73	98.40	98.24	97.38	97.63	97.73	97.67	98.40
<i>Formulae on a basis of 46.5 oxygens</i>										
Si	7.77	7.81	7.84	7.74	7.75	7.82	7.83	7.79	7.91	7.74
Ti	0.13	0.12	0.09	0.11	0.11	0.13	0.12	0.15	0.14	0.11
Al	17.70	17.69	17.63	17.74	17.70	17.66	17.69	17.62	17.45	17.74
Fe	3.34	3.30	3.40	3.43	3.46	3.37	3.30	3.50	3.42	3.43
Mg	0.74	0.75	0.77	0.74	0.76	0.73	0.75	0.67	0.77	0.74
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Zn	0.05	0.02	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03
<i>Mole fraction</i>										
Fe/(Fe+Mg)	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.84	0.82	0.82
Zn/(Fe+Mg+Mn+Zn)	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01

* analyse utilisée dans le calcul de la composition chimique totale de la roche (système W109-1)

** analyse utilisée dans le calcul des conditions P-T du pic du métamorphisme

3.2.3. Biotite

La formule structurale de la biotite a été calculée sur la base de 11 oxygènes, en supposant que tout le fer du minéral est divalent (Tableau 4-3). Comme pour la staurolite, chaque grain de biotite est chimiquement homogène et il n'existe pas de différence de composition entre les grains situés dans la matrice, proches ou en inclusion dans le grenat. La fraction molaire de Fe caractérisant ces biotites est $X_{\text{Fe}}^{\text{Bi}} = 0.51$ (Tableau 4-3).

Tableau. 4-3. Analyses ponctuelles représentatives de la biotite de l'échantillon W109.

biotite location	within the matrix				in contact with garnet, muscovite and staurolite				
<i>Electron microprobe analyses in wt. %</i>									
SiO ₂	35.28	35.43	35.44	35.43	35.55	35.67	35.35	35.70	35.42
FeO _{tot}	19.62	19.05	19.49	19.34	19.05	19.01	18.79	19.11	18.87
Na ₂ O	0.34	0.30	0.32	0.35	0.33	0.32	0.33	0.32	0.34
K ₂ O	8.56	9.11	8.67	8.71	8.85	8.86	9.00	8.89	8.88
Al ₂ O ₃	18.89	19.37	19.00	19.07	19.19	19.48	19.61	19.09	19.35
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
MgO	10.28	10.30	10.44	10.56	10.53	10.34	10.17	10.12	10.35
CaO	0.10	0.00	0.07	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	1.45	1.68	1.25	1.42	1.78	1.45	1.39	1.81	1.45
total	95.51	95.23	94.67	94.90	95.27	95.14	94.65	95.15	94.65
H ₂ O	4.60	4.56	4.59	4.57	4.55	4.55	4.58	4.56	4.58
total	100.11	99.79	99.26	99.47	99.82	99.69	99.22	99.70	99.23
<i>Formulae on a basis of 11 oxygens without ferric iron</i>									
Si ^{IV}	2.70	2.69	2.71	2.70	2.69	2.70	2.69	2.71	2.70
Al ^{IV}	1.30	1.31	1.29	1.30	1.31	1.30	1.31	1.29	1.30
Al ^{VI}	0.40	0.42	0.41	0.41	0.40	0.44	0.45	0.42	0.43
Ti ^{VI}	0.08	0.10	0.07	0.08	0.10	0.08	0.08	0.10	0.08
Fe ^{VI}	1.26	1.21	1.24	1.23	1.21	1.20	1.20	1.21	1.20
Mg ^{VI}	1.17	1.16	1.19	1.20	1.19	1.17	1.16	1.14	1.17
Mn ^{VI}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
K	0.84	0.88	0.84	0.85	0.85	0.86	0.87	0.86	0.86
<i>Mole fraction</i>									
Fe/(Fe+Mg)	0.52	0.51	0.51	0.51	0.50	0.51	0.51	0.51	0.51

* analyse utilisée dans le calcul de la composition chimique totale de la roche (système W109-1)

** analyse utilisée dans le calcul des conditions P-T du pic du métamorphisme

Tableau. 4.4. Analyses ponctuelles représentatives de la muscovite de l'échantillon W109.

muscovite location	within the matrix				in contact with garnet, biotite and staurolite				
<i>Electron microprobe analyses in wt. %</i>								*	**
SiO ₂	45.89	46.38	46.12	46.52	46.10	45.99	46.56	45.72	
FeO _{tot}	1.68	1.32	2.00	1.51	1.82	1.42	1.59	1.47	
Na ₂ O	1.05	1.10	1.04	1.01	1.09	1.18	1.09	1.07	
K ₂ O	9.93	10.12	10.01	10.17	10.02	9.92	9.77	9.81	
Al ₂ O ₃	35.40	35.22	35.14	34.66	35.01	35.60	35.38	35.64	
MnO	0.07	0.00	0.00	0.06	0.03	0.01	0.00	0.00	
MgO	0.73	0.69	0.74	0.81	0.71	0.65	0.67	0.66	
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
TiO ₂	0.55	0.67	0.33	0.53	0.52	0.21	0.33	0.32	
total	95.32	95.51	95.37	95.26	95.30	94.99	95.38	94.69	
<i>Formulae on a basis of 11 oxygens without ferric iron</i>									
Si ^{IV}	3.06	3.08	3.07	3.10	3.07	3.07	3.09	3.06	
Ti ^{IV}	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	
Al ^{IV}	0.91	0.89	0.91	0.87	0.90	0.92	0.89	0.93	
Al ^{M2}	1.86	1.87	1.85	1.85	1.85	1.88	1.87	1.88	
Mg ^{M2}	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05	
Fe ^{M2}	0.08	0.07	0.09	0.08	0.09	0.07	0.07	0.06	
Mg ^{M1}	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Fe ^{M1}	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	
v ^{M1}	0.97	0.99	0.96	0.99	0.98	0.98	0.97	0.97	
Na ^A	0.14	0.14	0.13	0.13	0.14	0.15	0.14	0.14	
K ^A	0.84	0.86	0.85	0.86	0.85	0.84	0.83	0.84	
v ^A	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	
<i>Mole fraction</i>									
Fe/(Fe+Mg)	0.56	0.52	0.60	0.51	0.59	0.55	0.60	0.56	
Na/(Na+K)	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14	0.15	0.14	0.14	
Paragonite	0.14	0.14	0.13	0.13	0.14	0.15	0.14	0.14	
Mg-Celadonite	0.03	0.05	0.03	0.06	0.04	0.03	0.03	0.02	
Fe-Celadonite	0.04	0.06	0.05	0.07	0.06	0.04	0.04	0.03	
Muscovite	0.74	0.74	0.74	0.72	0.73	0.74	0.74	0.75	

* analyse utilisée dans le calcul de la composition chimique totale de la roche (système W109-1)

** analyse utilisée dans le calcul des conditions P-T du pic du métamorphisme

3.2.4. Muscovite

La formule structurale des micas blancs a été calculée sur la base de 11 oxygènes sans considérer les ions ferriques et en supposant que la fraction molaire de Fe ($X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$) est la même dans les sites M1 et M2 (Tableau. 4-4). Là encore une seule composition de mica blanc a été obtenue pour l'ensemble des grains analysés, quelle que soit leur position texturale. Ces micas blancs sont une solution solide entre un pôle muscovite prépondérant (environ 74 mol%) et un pôle paragonite (environ 14 mol %).

4. Calculs thermobarométriques

4.1. Méthodologie

L'objectif de cette étude est de construire le chemin prograde suivi par la roche, attestant de son enfouissement.

L'échantillon W109 n'est pas migmatitique et n'a donc pas perdu de liquide. D'autre part, le quartz étant prépondérant dans la matrice comme en inclusion dans le grenat et la staurotide, la roche n'a pas dû subir au cours du métamorphisme une perte de silice ayant des conséquences sur les relations de phases. Si la roche ne semble avoir perdu aucun élément chimique depuis les premiers stades progrades, on peut utiliser la pseudosection, calculée sur la base de la composition chimique totale de la roche, pour déterminer les conditions P-T de cristallisation du cœur du grain de grenat, connaissant sa composition. Par contre, le grenat étant zoné, la composition globale de la roche ne peut pas, en théorie, être utilisée pour construire une pseudosection permettant d'estimer les conditions du pic du métamorphisme ; il faut soit recalculer une pseudosection en soustrayant à la composition globale les cœurs des grenats, soit utiliser le mode "Average P-T" de THERMOCALC pour estimer les conditions du pic.

La composition chimique globale de la roche a été obtenue en associant les modes des minéraux et leur composition chimique. Le mode des minéraux est déterminé par comptage de points. L'absence de feldspath dans la roche fiabilise grandement la quantification modale, puisqu'il n'est pas possible de confondre quartz et feldspath. En plus de la proportion de chaque phase (grenat, staurotide, biotite, muscovite, disthène, quartz), la proportion modale du cœur du grenat par rapport à sa bordure a été évaluée d'après les cartes de répartition des éléments. Le cœur de grenat représente 18% en volume du grenat total. Ainsi, six phases ont été considérées pour calculer la composition chimique globale sur la base de leur proportion modale : grenat (cœur), grenat (bordure), staurotide, biotite, muscovite, disthène, quartz. L'analyse représentative de chacune de ces phases ayant été utilisée dans le calcul de la composition chimique du système est indiquée par un astérisque dans les tableaux de composition chimique des minéraux (Tableaux 4-1, 4-2, 4-3, 4-4). Ainsi, deux compositions chimiques différentes de systèmes ont été estimées (Tableau 4-5): i) composition chimique globale de la roche (système W109-1) et ii) composition après soustraction des cœur de grenat (sous-système W109-2).

Le système chimique simplifié utilisé pour construire la pseudosection est le système MnCNKFMASH, saturé en H₂O. Les modèles d'activités utilisés sont ceux proposés par Tinkham et al. (2001). La pseudosection P-T (Figure. 4-8) a été calculée à l'aide de la version 3.26 du logiciel THERMOCALC (Powell et Holland, 1988 et 1994) en considérant le système W109-1.

Tableau. 4-5. Compositions chimiques du système W109-1 et du sous-système W109-2.

	composition chimique du système (W109-1) = composition de la roche	composition chimique du sous- système (W109-2) = après soustraction du cœur de grenat
<i>Pourcentage d'oxyde dans la roche</i>		
SiO ₂	67.79	–
Al ₂ O ₃	17.11	–
FeO(tot)	10.3	–
MnO	0.09	–
MgO	1.67	–
CaO	0.45	–
Na ₂ O	0.21	–
K ₂ O	2.38	–
<i>Total</i>	<i>100</i>	–
<i>Pourcentage moléculaire d'oxydes dans le système MnNCKFMAS</i>		
SiO ₂	74.29	74.89
Al ₂ O ₃	11.05	10.99
FeO(tot)	9.44	9.05
MnO	0.08	0.01
MgO	2.73	2.76
CaO	0.53	0.37
Na ₂ O	0.22	0.23
K ₂ O	1.66	1.7

4.2. Germination du grenat

Pour déterminer les conditions de début de cristallisation du grenat, nous avons d'une part tracé des courbes d'isoteneur en fer, en calcium et en manganèse sur la pseudosection et d'autre part nous avons sélectionné l'analyse du grenat le plus riche en manganèse, c'est-à-dire ayant la composition la plus proche possible de celle des germes de grenat. En considérant les trois isoplèthes correspondant aux fractions molaires calculées pour l'analyse retenue ($X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}}=0.97$, $X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}}=0.21$ et $X_{\text{Mg}}^{\text{Gt}}=0.09$; Tableau 4-1), il apparaît que le grenat a commencé à cristalliser au sein de l'assemblage chlorite (chl) + chloritoïde (ctd) + grenat (g) + muscovite (mu) + plagioclase (pl) + quartz (q) + eau, vers 500°C et 4kbar (Fig. 4-8).

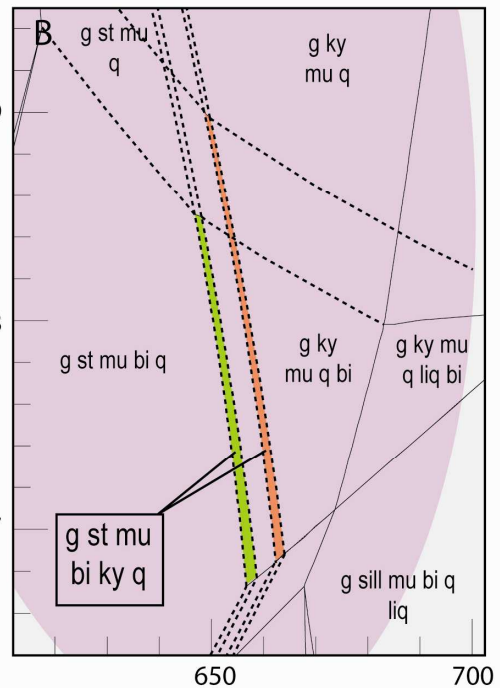
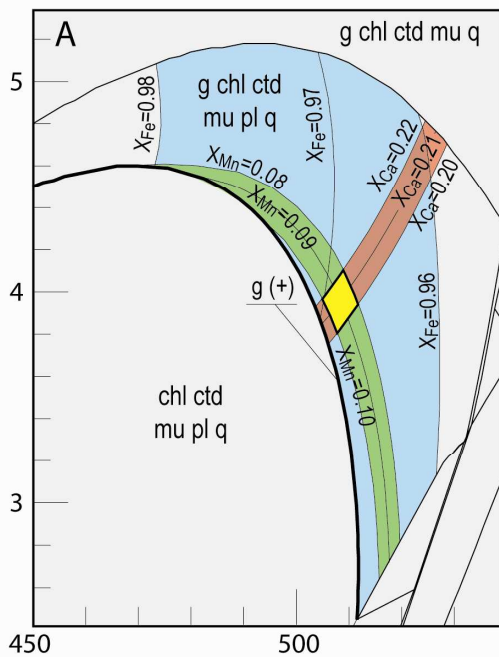
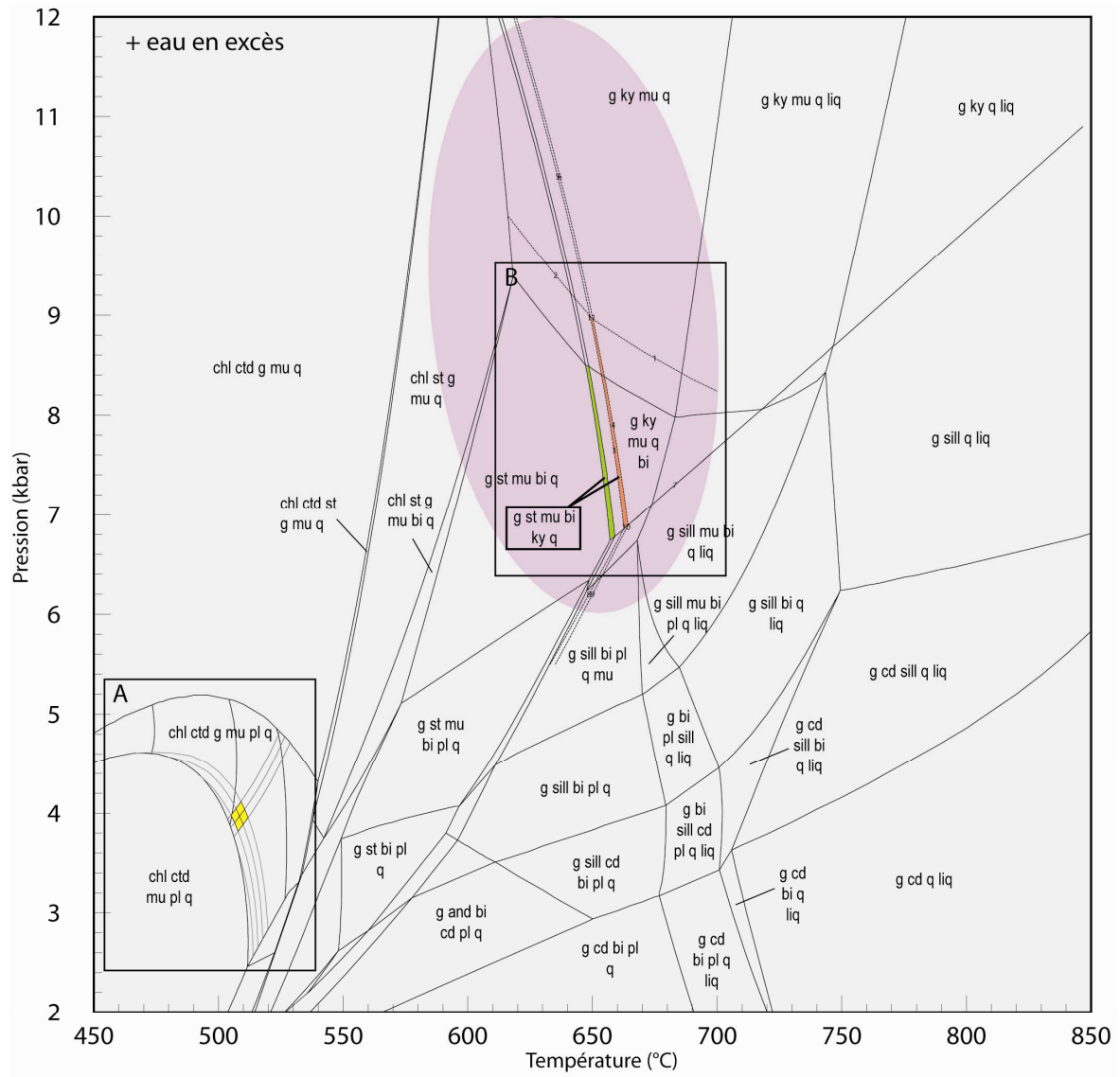


Fig. 4-8 (page précédente). Pseudosection P-T calculée avec le logiciel THERMOCALC (version 3.26) pour l'échantillon W109 et le système W109-1. Sont représentés :i) les courbes d'isoteneur en calcium, fer et manganèse du cœur du grenat dans le champ chlorite (chl) + chloritoïde (ctd) + grenat (g) + muscovite (mu) + plagioclase (pl) + quartz (q) ; les champs correspondant à l'assemblage grenat (g ; bordure) + staurotide (st) + muscovite (mu) + biotite (bi) + disthène (ky) + quartz (q) pour le système W-109-1 (vert) et le sous-système W109-2 (orange) ; l'ellipse correspondant à l'estimation des conditions P-T et calculée avec la fonction "Average P-T" de THERMOCALC.

4.3. Conditions P-T du pic métamorphique

Pour estimer les conditions du pic métamorphique, les compositions des minéraux de la matrice et de la bordure des grenats peuvent être utilisées à condition que toutes les phases considérées soient à l'équilibre. Dans l'échantillon W109, cette condition est parfaitement réalisée (Fig. 4-9). Tous les contacts entre les différentes phases sont parfaitement nets et aucune texture réactionnelle n'est observée. Ainsi, la staurotide, la biotite, la muscovite, le disthène le quartz et la bordure des grenats sont à l'équilibre.

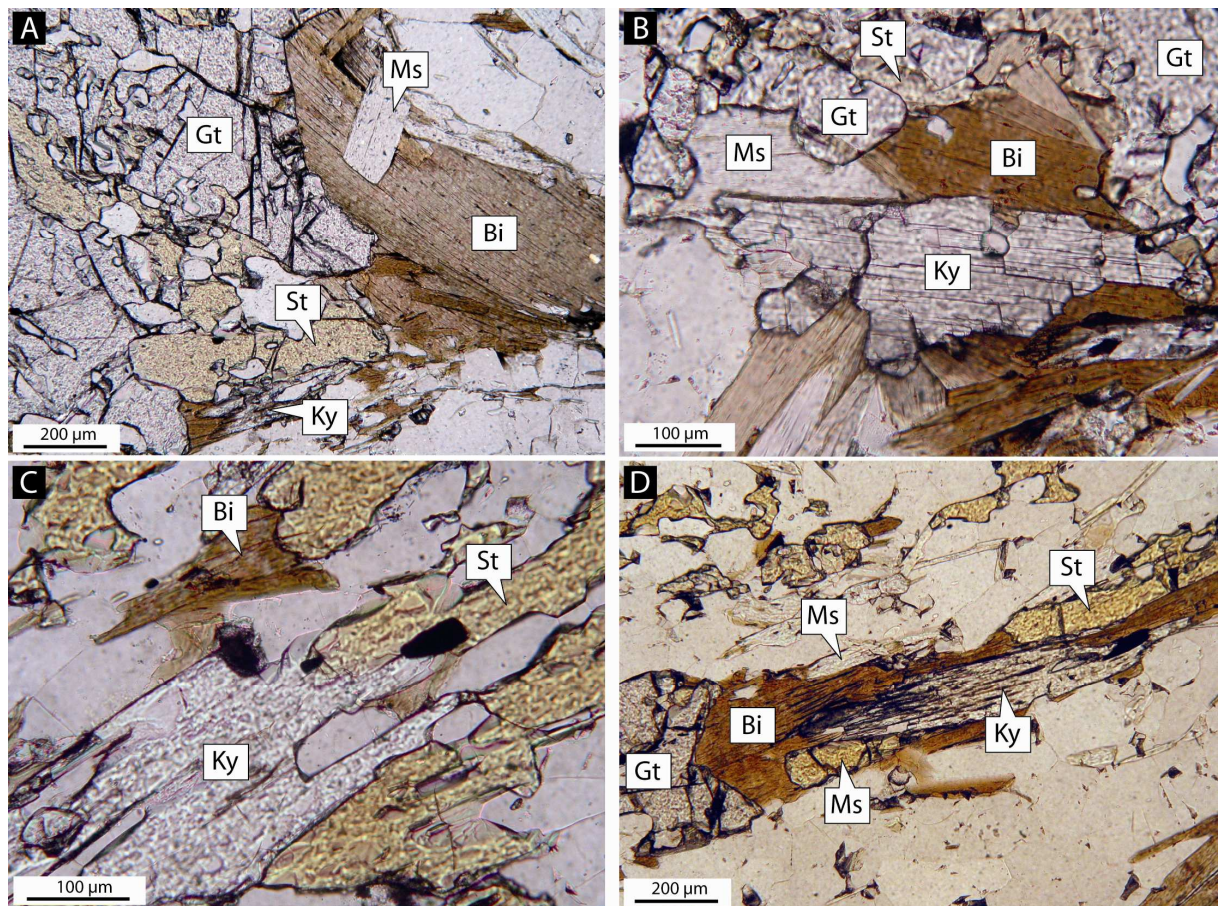


Fig. 4-9. Photos illustrant l'état d'équilibre entre la bordure du grenat, la biotite, la muscovite, la staurotide, le disthène et le quartz.

Les conditions P-T d'équilibre entre ces six phases peuvent donc être calculées à l'aide du mode "Average P-T" du logiciel THERMOCALC. Les résultats (Tableau 4-6) indiquent une température de 643 ± 29 °C et une pression lithostatique de 9.0 ± 1.5 kbar interprétées comme étant les conditions du pic du métamorphisme. Le domaine P-T ainsi estimé pour le pic du métamorphisme peut être reporté sur la pseudosection calculée précédemment (Fig. 4-8) sous la forme d'une ellipse correspondant aux incertitudes (calculées à 2σ en suivant les recommandations de Worley et Powell (2000)). A l'intérieur de l'ellipse se trouve le champ très étroit (représenté en vert) où coexistent toutes les phases observées dans la roche étudiée. Cependant, ce champ à g+st+mu+bi+ky+q+eau a été construit pour la composition globale de la roche alors que les cœurs de grenat ne sont pas à l'équilibre avec les phases de la matrice. De nouveaux calculs ont donc été menés pour localiser le champ à g+st+mu+bi+ky+q+eau en considérant cette fois-ci le sous système W109-2 réellement à l'équilibre. Le nouveau champ est indiqué en orange sur la figure 4-8. Il n'est que peu décalé vers les hautes températures par rapport au champ précédent et il est toujours inclus dans l'ellipse. D'une part, ces observations montrent l'effet du fractionnement du grenat sur la position des champs au sein de la pseudosection est faible dans le cas considéré, en accord avec Zuluaga et al. (2005). D'autre part, nos résultats montrent qu'il existe une cohérence satisfaisante entre la paragenèse observée, les conditions P-T estimées et la pseudosection.

En conclusion, les conditions P-T du pic du métamorphisme, représenté par l'assemblage à l'équilibre grenat(bordure) + staurotide + biotite + muscovite + disthène + quartz, varient entre 650-655 °C et 6.8-9.0 kbar.

Table. 4-6. Metamorphic peak P-T conditions calculated for the sample W109

Independent set of reactions	Results
1) $\text{mu} + 2\text{phl} + 6\text{q} = \text{py} + 3\text{cel}$	$P=9.0 \pm 1.5$ kbar
2) $2\text{east} + 6\text{q} = \text{py} + \text{mu} + \text{cel}$	$T=642 \pm 29$ °C
3) $3\text{east} + 7\text{q} + 2\text{ky} = 2\text{py} + 3\text{mu}$	cor = -0.186
4) $23\text{phl} + 2\text{mst} + 62\text{q} = 18\text{py} + 23\text{cel} + 4\text{H}_2\text{O}$	sigfit = 1.36 (1.49)
5) $\text{ann} + \text{q} + 2\text{ky} = \text{alm} + \text{mu}$	
6) $\text{alm} + 6\text{east} + 18\text{q} = 4\text{py} + 3\text{mu} + 3\text{fcel}$	
7) $69\text{east} + 6\text{fst} + 186\text{q} = 46\text{py} + 8\text{alm} + 69\text{mu} + 12\text{H}_2\text{O}$	

Multi-equilibrium calculations were realized with the mode "Average-P-T" of THERMOCALC 3.26 (Powell and Holland, 1988, 1994). The analyses used in the computation are given in the table 4-1, 4-2, 4-3 And 4-4. The P and T uncertainties are calculated at 1σ . The diagnostic parameter called "sigfit" being lower than the cutoff value given in parentheses, it can be considered that a solution for P-T has been found that is consistent with the input data within their uncertainties.

5. Construction du chemin P-T-D-t

5.1. Chemin P-T prograde

Connaissant les conditions proches de la germination du grenat et les conditions approximatives du pic du métamorphisme, nous pouvons désormais

tracer le trajet prograde en reliant les deux champs distingués sur la figure 4-8. Néanmoins, la forme exacte du trajet reste encore à préciser, en utilisant si possible la composition du grenat combinée aux formes des courbes d'isoteneur en Ca, Fe et Mn de ce minéral. En outre, il est limité en pression par les courbes de disparition de la biotite. Ainsi nous suggérons le chemin représenté dans la figure 4-10.

5.2. Contrainte sur la déformation

L'échantillon W109 a été prélevé non loin sous le contact de base de la nappe de l'unité LGMU, dans une zone où la déformation D1 est importante et caractérisée par une linéation NW-SE et une cinématique vers le SE. Dans l'échantillon W109, plusieurs observations témoignent du caractère syn-tectonique de l'assemblage observé (Figs. 4-4 et 4-5). Ainsi, le chemin prograde est contemporain de la déformation D1, au moins dans sa dernière portion. Il peut donc être considéré comme un témoin de la mise en place des nappes et de l'épaississement crustal qui en a résulté.

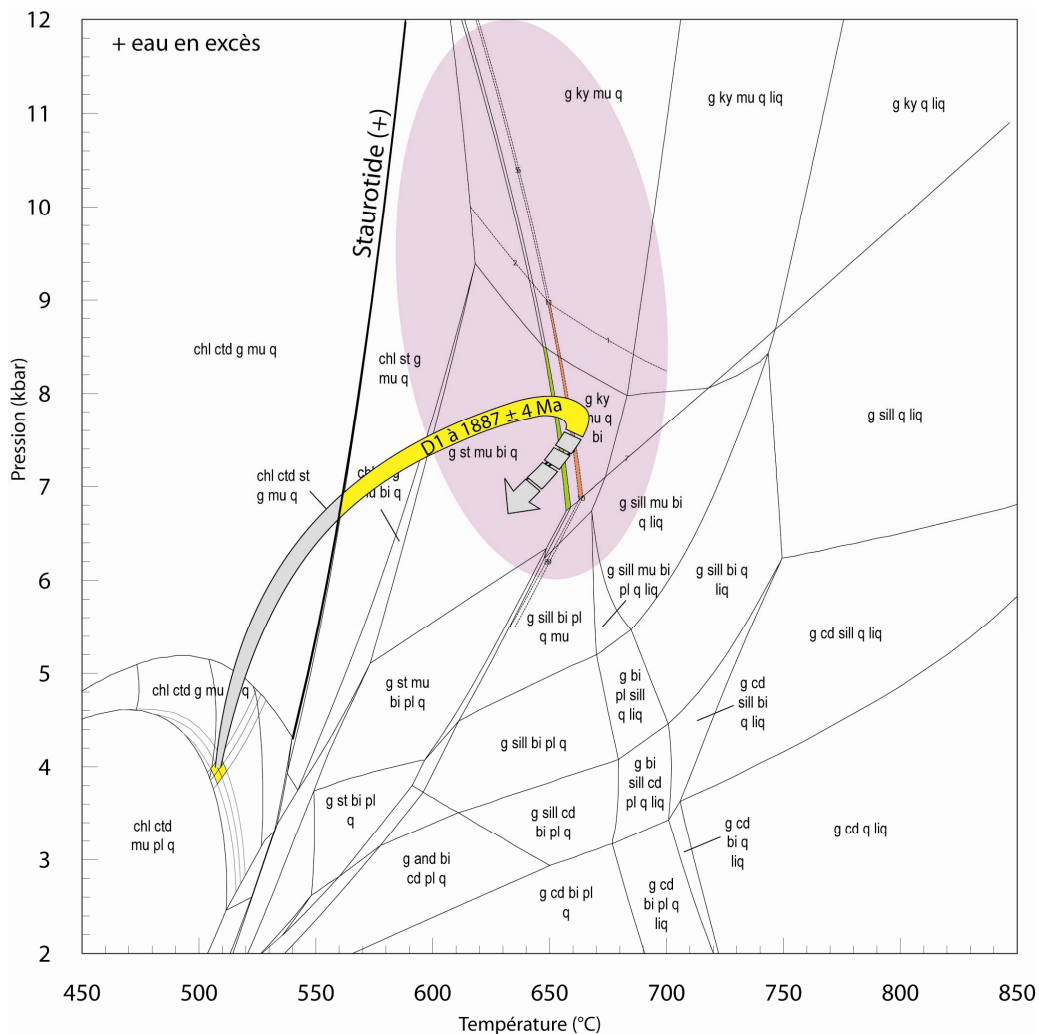


Fig. 4-10. Chemin P-T-D-t prograde déterminé en combinant les contraintes thermobarométriques, géochronologiques et de la déformation.

5.3. Contrainte géochronologique

Dans le premier article (Trap et al., 2007), nous présentons une datation U-Th-Pb *in situ* réalisée à la microsonde électronique sur des monazites de l'échantillon W109. Les grains de monazite, d'une taille variant entre 10 et 80 μm , ne sont pas zonés chimiquement et une seule population d'analyses donne un âge à 1887 ± 4 Ma (Trap et al., 2007). Le caractère important de la monazite dans l'échantillon W109 est sa relation texturale avec les autres phases. En effet, la monazite s'observe dans la matrice mais aussi souvent en inclusion dans la bordure des grenats (Fig. 4-11). Elle n'est par contre jamais observée dans les cœurs de ces derniers.

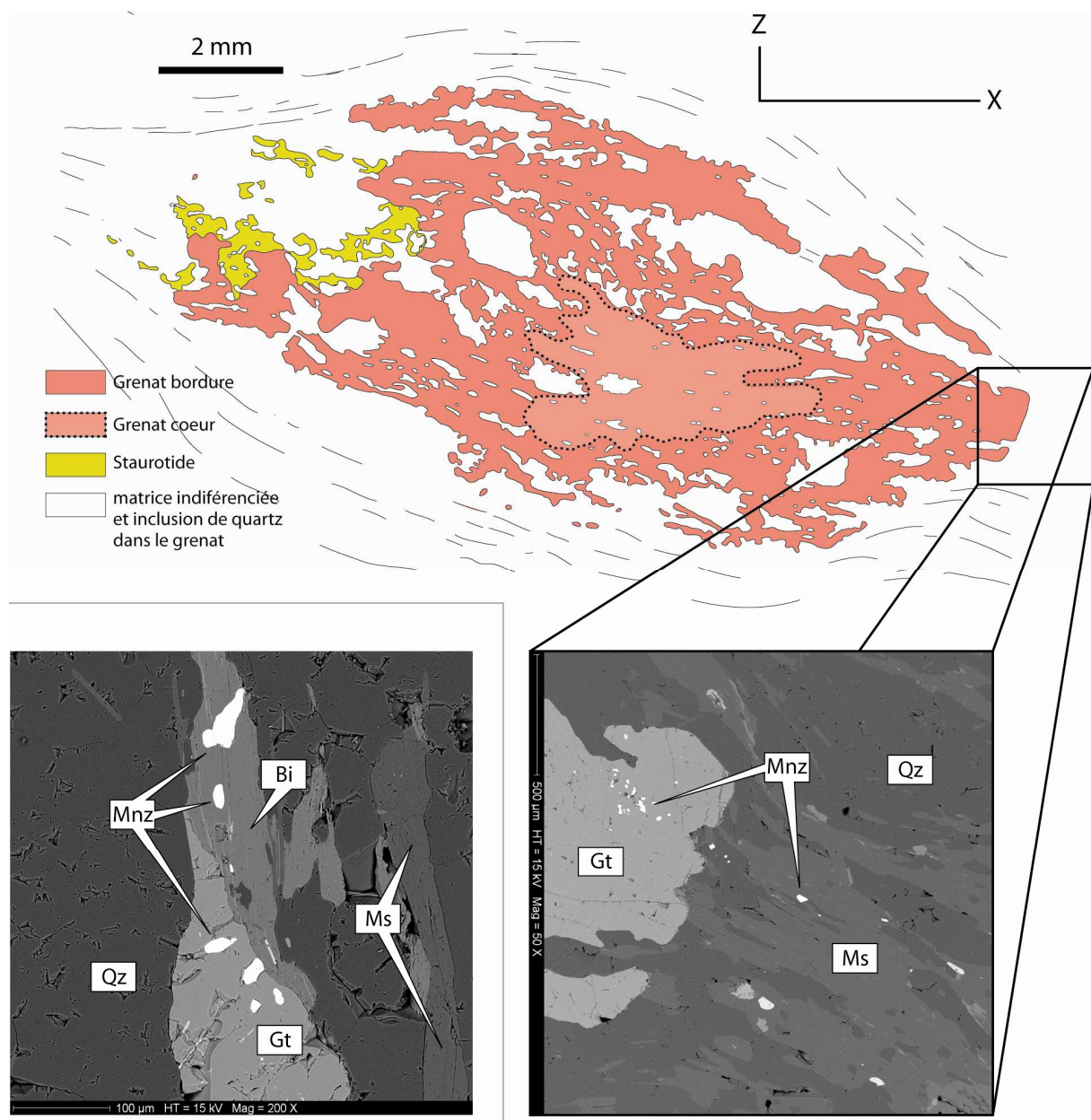


Fig. 4-11. Photo MEB illustrant la position de la monazite en inclusion dans les bordures de grenat et dans la matrice.

Cette situation de la monazite suggère qu'elle a pu cristalliser lors de la phase prograde du métamorphisme, au moment où la résorption partielle du grenat accompagnait l'apparition de la staurotide (Spear and Pyle, 2002; Khon and Malloy, 2004; Fitzsimons et al., 2005). Les cristaux de monazite ayant germé à proximité des sites de dissolution du grenat ont été piégés et englobés par ce dernier alors que celui-ci recommençait à croître.

Ainsi, on peut définir, le long du chemin prograde, le champ P-T pour lequel la monazite a certainement cristallisé. Ce champ est limité par i) la courbe d'apparition de la staurotide à basse température et par ii) le champ de l'assemblage du pic du métamorphisme à haute température (Fig. 4-10). Le début de la cristallisation de la monazite est donc estimé à des températures d'environ 550°C et des pressions lithostatiques de 6-8 kbar.

6. Bilan

Les données radiochronologiques obtenues à la microsonde électronique sous contrôle de l'analyse texturale et thermobarométrique nous permettent d'affirmer que le métamorphisme prograde dans le faciès des amphibolites est contemporain de l'événement D1, responsable de l'épaississement crustal par la mise en place de nappes à vergence SE, daté vers 1880 Ma. Par conséquent, la collision entre les deux blocs Est et Ouest, responsable de la structuration de la "Trans-North China Belt" n'est pas archéenne (Kusky et Li., 2003).

7. Annexe

Annexe. 4-1. Standards utilisé dans le programme "silicates" pour notre étude

Minéral	raie d'émission
albite	(Si K α , Na K α)
corindon synthétique	(Al K α)
orthose	(K K α)
andradite	(Ca K α)
olivine	(Mg K α)
oxyde synthétique MnTiO ₃	(Mn K α , Ti K α)
topaze	(F K α)
vanadinite	(Cl K α , V K α)
hématite	(Fe K α)
sphalérite	(Zn K α)
chromite	(Cr K α)

Chapitre 5

Le Massif de Lüliangshan, zone de suture occidentale

Chapitre 5

Le Massif de Lüliangshan, zone de suture occidentale

Dans ce chapitre nous présentons les résultats de l'étude du massif de Lüliangshan situé sur la bordure ouest de la "Trans-North China Belt" (Fig. 2-15). Ce travail a été motivé par les résultats obtenus lors des études précédentes sur les massifs du Hengshan et du Wutaishan notamment. L'objectif était de voir si les caractères lithologiques et structuraux du massif de Lüliangshan pouvaient être identiques à ceux observés dans les massifs de Hengshan, Wutaishan et Fuping. En effet, la plupart des modèles géodynamiques ont été proposés sur la base de l'étude de ces trois massifs sans qu'une approche synthétique et qu'une comparaison avec les massifs adjacents, tel que le massif de Lüliangshan n'aient été élaborées. La pauvreté des études structurales jusque là réalisées dans le massif de Lüliangshan peut expliquer que ce massif n'ait pas été pris en compte dans la plupart des modèles d'évolution de la chaîne.

En plus d'une analyse structurale détaillée ayant permis de reconstruire la géométrie de ce massif, nous avons mis l'accent sur la datation U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique. Contrairement aux monazites précédemment étudiées, celles échantillonnées dans le massif de Lüliangshan montrent toutes une belle zonation cœur-bordure. Par conséquent, c'est dans ce chapitre que nous avons choisi de présenter la méthode de datation U-Th-Pb sur monazite utilisée dans ce travail de thèse. En outre, trois âges LA-ICP-MS sur zircons permettent d'affiner la compréhension de l'histoire polyphasée de ce massif.

1. La datation U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique

1.1. La monazite

La monazite est un phosphate de terres rares légères de formule $(TRL)PO_4$ à structure monoclinique (Ni et al., 1995). Ce minéral accessoire se trouve essentiellement dans les roches crustales magmatiques et métamorphiques, et sous forme détritique dans les roches sédimentaires (Parrish, 1990 ; DeWolf et al., 1993 ; Franz et al., 1996). En plus des terres rares légères (du La au Gd), les monazites naturelles peuvent aussi intégrer des quantités importantes de thorium (6-12 wt%) et d'uranium (0-2%) (Parrish, 1990, Goncalves, 2002), grâce à la substitution huttonique ($TRL^{3+} + P^{5+} = (Th,U)^{4+} + Si^{4+}$) et à la substitution brabantique ($2 TRL^{3+} = (Th,U)^{4+} + Ca^{2+}$) (Franz et al., 1996 ; Förster, 1998 ; Zhu et O'Nions, 1999b). En effet, la monazite naturelle peut être considérée comme une solution-solide dont la composition varie entre trois pôles : huttonite ($_2ThSiO_4$), brabantite ($CaTh(PO_4)_2$) et monazite ($_2TRPO_4$) (Bowie et Horne, 1953 ; Förster, 1998). En outre, la quasi-totalité du plomb que contiennent les monazites provenant de la désintégration de l'uranium et du thorium et non d'une incorporation initiale, les quantités de plomb commun (Pb_0 ou ^{204}Pb) sont négligeables dans la monazite (Parrish, 1990). La méthode de datation utilisant la monazite est particulièrement fiable pour dater des événements paléoprotérozoïques du fait de la faible quantité de plomb commun à cette époque. Par conséquent la monazite est l'un des minéraux les plus utilisés en géochronologie U-Th-Pb sur la base des filiations ^{238}U - ^{206}Pb , ^{235}U - ^{207}Pb et ^{232}Th - ^{208}Pb .

La principale cause de perturbation des chronomètres constatée est la perte de l'isotope fils stable (le plomb) qui ne montre pas une grande compatibilité avec le réseau (e.g. Albarède et al., 1985). Cependant, il a été clairement démontré que la diffusion du plomb était négligeable dans la monazite (Cocherie et al., 1998, 2005 ; Crowley et Ghent, 1999; Foster et al., 2002; Gloaguen, 2006 ; Kingsbury et al., 1993; Simpson et al., 2000; Smith et Barreiro, 1990; Zhu et al., 1997a). En effet, une étude récente sur la diffusion atomique du plomb dans la monazite révèle que seuls des événements thermiques particulièrement intenses ($>800^\circ C$) et de longue durée sont nécessaires pour que la diffusion du plomb dans la monazite soit conséquente (Gardés, 2006 ; Gardés et al., 2006). Quoi qu'il en soit, la diffusion atomique ne joue pas de rôle majeur, et même peut-être qu'un rôle négligeable dans la perturbation des chronomètres U-Th-Pb dans la monazite (Gardés, 2006 ; Gardés et al., 2006). En revanche il semble que l'interaction avec des fluides puisse réinitialiser partiellement ou complètement les âges donnés par la monazite (e.g. Crowley et Ghent, 1999 ; Seydoux-Guillaume et al., 2002).

A l'échelle du grain, la monazite peut être zonée et garder en héritage des domaines d'âges différents (e.g., Crowley et al., 1999 ; Bé Mézème et al., 2006). Par conséquent et compte tenu de la faible diffusion du plomb, la monazite est de plus en plus utilisée dans la datation d'événements métamorphiques au cours d'une évolution polyphasée. Dans les roches métamorphiques, la monazite apparaît depuis

des conditions diagénétiques jusqu'aux conditions du faciès des granulites et de l'anatexie (Donnot et al., 1973 ; Gloaguen, 2006 ; Bé Mézème, 2005, Bé Mézème et al., 2006 ; Rasmussen, 1996 et références incluses ; Zhu et O'Nions, 1999a, 1999b ; Zhu et al. 1997a, 1997b). Cependant la cristallisation de la monazite semble être prépondérante dans le faciès des amphibolites et particulièrement dans des roches de la séquence pélitique (Bingen et al., 1996; Foster et al., 2002; ; Gloaguen, 2006 ; Kingsbury et al., 1993; Simpson et al., 2000; Smith et Barreiro, 1990). En effet il existe un lien étroit entre le développement de la monazite dans ces conditions, et la déstabilisation de minéraux comme l'allanite et l'apatite, qui sont préférentiellement stables dans le faciès des schistes verts (Gloaguen, 2006). En outre, plusieurs études révèlent que la croissance de monazite, au sein des métapélites, est directement liée à la déstabilisation prograde du grenat au profit de la staurotide (Spear et Pyle, 2002; Khon and Malloy, 2004; Fitzsimons et al., 2005). C'est pourquoi la datation de la monazite est un outil précieux pour contraindre de façon précise le métamorphisme prograde enregistré par les métapélites (Parrish, 1990; Föster et al., 2000).

1.2. Principe de la méthode

1.2.1. Protocole préliminaire

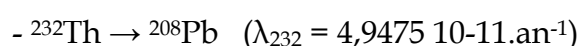
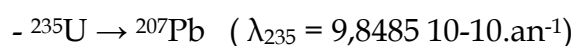
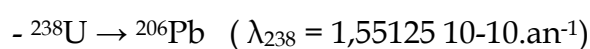
L'analyse chimique par microsonde électronique est réalisée *in situ*, directement sur la lame mince. Les grains sont préalablement repérés et caractérisés par microscopie électronique à balayage (MEB). En outre, l'étude au MEB permet d'appréhender la zonation de chacun des grains à analyser. L'objectif est de pouvoir relier l'âge des grains considérés avec les conditions métamorphiques et les caractéristiques de la déformation. La relation texturale entre les grains de monazite et les autres minéraux de la roche est étudiée au microscope optique.

1.2.2. Calcul des âges ponctuels

Par définition, à un instant t , l'âge de formation d'un milieu est connu en mesurant la quantité N_t^* d'élément fils produite et la quantité N_t d'élément radioactif père restante, selon l'équation :

$$(1) \quad N_t^* = N_t (e^{\lambda t} - 1)$$

La méthode de datation Th-U-Pb sur monazite est basée sur les désintégrations radioactives du thorium et de l'uranium qui produisent du plomb radiogénique stable. Les trois réactions de désintégration considérées dans le calcul de l'âge sont :



Contrairement aux méthodes isotopiques classiques, la méthode de datation à la microsonde électronique est une méthode chimique qui ne permet pas de quantifier directement les rapports isotopiques des éléments considérés. La microsonde permet seulement de quantifier les teneurs totales en thorium, uranium et plomb. A partir de l'équation (1), Suzuki et Adachi (1991) proposent d'exprimer, en fonction du temps, la quantité de plomb total (Pb_t) selon :

$$(2) \quad Pb_t(ppm) = Th(ppm) \times \left(\frac{M_{208Pb}}{M_{232Th}} \right) \times (e^{\lambda_{235}t} - 1) + U(ppm) \times \left[\left(\frac{M_{238Pb}}{M_{238U}} \right) \times \alpha (e^{\lambda_{238}t} - 1) + \left(\frac{M_{207Pb}}{M_{235U}} \right) \times \beta (e^{\lambda_{235}t} - 1) \right]$$

Avec, M = masse de l'isotope considéré

$$\alpha = \frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U} + ^{238}\text{U}} = 0.9928$$

$$\beta = \frac{^{235}\text{U}}{^{235}\text{U} + ^{238}\text{U}} = 0.0072$$

Ainsi tous les termes de l'équation sont connus et il est donc possible de déterminer, par calcul itératif, un âge t ponctuel connaissant les quantités U(ppm), Th(ppm) et Pb(ppm).

Le calcul approché de l'erreur sur l'âge t s'appuie sur le développement limité d'ordre 1 de la fonction exponentielle : $e^{\lambda t} \approx 1 + \lambda t$, ce qui conduit à $\Delta t = \frac{\Delta t}{t} t$, avec :

$$(3) \quad \frac{\Delta t}{t} = \frac{\Delta Pb}{Pb} + \frac{\Delta Th \times \left(\frac{M_{208Pb}}{M_{232Th}} \right) \times \lambda_{232} + \Delta U \times \left[\alpha \times \left(\frac{M_{206Pb}}{M_{238U}} \right) \times \lambda_{238} + \beta \times \left(\frac{M_{207Pb}}{M_{235U}} \right) \times \lambda_{235} \right]}{Th \times \left(\frac{M_{208Pb}}{M_{232Th}} \right) \times \lambda_{232} + U \times \left[\alpha \times \left(\frac{M_{206Pb}}{M_{238U}} \right) \times \lambda_{238} + \beta \times \left(\frac{M_{207Pb}}{M_{235U}} \right) \times \lambda_{235} \right]}$$

Les erreurs absolues sont fonction des limites de détection fixées par les conditions d'analyse. Dans notre étude, les analyses ont été réalisées sur une microsonde électronique Cameca SX50, équipée de 5 spectromètres, du laboratoire commun BRGM-CNRS-Université d'Orléans. Les temps de comptage, en seconde (TC(s)), sont de 240s pour le plomb, 200s pour l'uranium et 40s pour le thorium, avec $TC_t(s) = TC_{pic}(s) + TC_{fond}(s)$ et $TC_{pic}(s) = 2 \times TC_{fond}(s)$ (Cocherie et al., 1998, Cocherie et Albarède, 2001). Les temps de comptage sur les autres éléments (Nd, Gd, Ca, P, Sm, Ce, Si, La, Y, Pr) sont également de 40s. Deux types de conditions d'analyses aboutissent à une différence dans les limites de détection, selon l'intensité de courant du faisceau d'électrons :

i) Pour une tension d'accélération de 20kV et une intensité de courant du faisceau de 100 nA, les limites de détection sont de 150 ppm pour U, Th et Pb.

ii) Pour une tension d'accélération de 20 kV et une intensité de courant du faisceau de 200 nA, les limites de détection diminuent à 105 ppm pour U, 130 ppm pour Th et 110 ppm pour Pb.

Les erreurs relatives pour chaque élément analysé, par exemple $\Delta\text{Th}/\text{Th}$, sont fonction des teneurs en ces éléments dans la monazite. Pour des teneurs élevées en U et Th, comme dans le cas de monazites anciennes (d'âge paléoprotérozoïque par exemple), l'erreur calculée statistiquement est trop faible par rapport à l'incertitude effective car elle ne rend pas compte des incertitudes analytiques, telles que les dérives instrumentales ou les effets de matrice. Par conséquent, les erreurs relatives ont été arbitrairement fixées à un minimum de 2% (Cocherie et Legendre, 2007).

1.2.3. Moyenne pondérée

La taille du faisceau d'électrons de la microsonde électronique (2 μm) permet une grande précision d'analyse et la possibilité de réaliser une grande quantité d'analyses sur un même grain. Le premier traitement statistique réalisé sur une série d'âge ponctuels consiste à calculer un âge moyen à partir de la droite de régression établie à partir des âges ponctuels pondérés de manière inversement proportionnelle à leur erreur respective (Fig. 5-1 ; Ludwig, 2003). Cette approche permet une première estimation de la série d'analyses en termes de population. Si une seule population d'âge est reconnue, alors l'âge moyen calculé montrera un MSWD (Mean Square of Weighted Deviates) satisfaisant à la relation $\text{MSWD} < 1 + 2\sqrt{(2/f)}$ avec f (degré de liberté) = n (nombre d'âges ponctuels) - 1 (pour 1 population) (Wendt et Carl, 1991). Dans le cas contraire, la série d'âges ponctuels peut comprendre plusieurs populations. En outre, cette méthode permet d'éliminer les âges ponctuels erratiques.

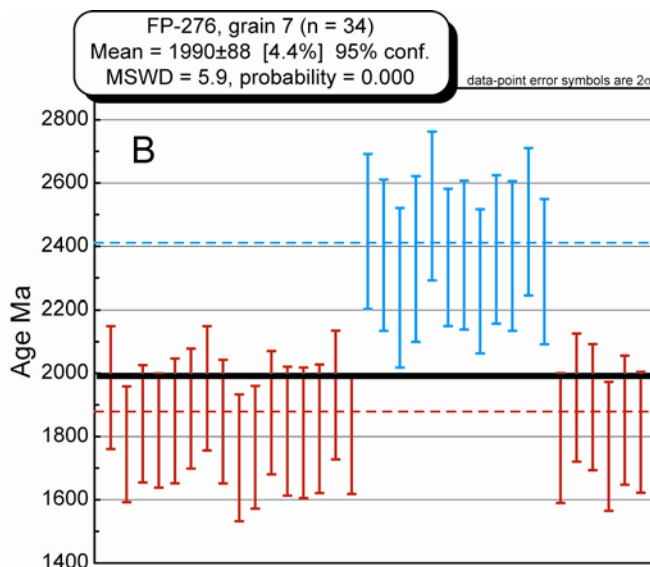


Fig. 5-1. Diagramme de calcul de la moyenne pondérée des âges ponctuels en utilisant la macro-commande Isoplot/Ex (Ludwig, 2003). Le trait plein noir est la moyenne calculée avec un MSWD de 5.9 et une probabilité nulle. On voit clairement deux populations d'âges différents. Cet échantillon (FP276) est présenté dans l'étude qui suit.

Le cas ci-dessus est idéal car la différence d'âge entre les deux populations est très importante (~500 Ma).

1.2.4. Modèle isochrone Th/Pb = f(U/Pb)

Après vérification de la compatibilité du MSWD avec une seule population d'âges ponctuels, il est nécessaire de valider l'unicité de cette population et de préciser l'âge moyen. Ceci est réalisé via une représentation graphique des âges ponctuels, l'objectif étant que la droite de régression soit considérée comme une isochrone. Dans notre étude, nous utilisons le modèle isochrone Th/Pb = f (U/Pb) développé par Cocherie et Albarède (2001). Cette représentation graphique est basée sur une équation qui équivaut à l'équation (3) divisée par le plomb. On obtient :

$$(4) \quad 1 = \frac{M_{208}^{Pb}}{M_{232}^{Th}} \times \frac{Th}{Pb} \times (e^{\lambda_{232}t} - 1) + \frac{U}{Pb} \left[\frac{M_{206}^{Pb}}{M_{238}^{U}} \times \alpha \times (e^{\lambda_{238}t} - 1) + \frac{M_{207}^{Pb}}{M_{235}^{U}} \times \beta \times (e^{\lambda_{235}t} - 1) \right]$$

L'équation (4) est une équation de droite de type $\frac{Th}{Pb} = a \frac{U}{Pb} + b$ et l'âge est donné par la pente de la droite (a), qui vaut :

$$(5) \quad a = - \frac{\frac{M_{206}^{Pb}}{M_{238}^{U}} \alpha (e^{\lambda_{232}t} - 1) + \frac{M_{207}^{Pb}}{M_{235}^{U}} \beta (e^{\lambda_{235}t} - 1)}{\frac{M_{208}^{Pb}}{M_{232}^{Th}} \alpha (e^{\lambda_{232}t} - 1)}$$

En outre, les intercepts avec les axes Th/Pb et U/Pb correspondent aussi à deux âges, Th-U et U-Pb, qui sont indépendants. Ces âges intercepts, Th-Pb et U-Pb, sont donnés par les équations (6) et (7), respectivement:

$$(6) \quad 1 = \frac{M_{208}}{M_{232}} \frac{Th}{Pb} (e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

$$(7) \quad 1 = \frac{U}{Pb} \left[\frac{M_{206}}{M_{238}} 0.9928 (e^{\lambda_{238}t} - 1) + \frac{M_{207}}{M_{235}} 0.0072 (e^{\lambda_{235}t} - 1) \right]$$

Par conséquent, cette représentation graphique permet d'obtenir trois âges qui, dans le cas d'une seule population correspondant à un seul événement, doivent être équivalents dans la limite de leurs erreurs (Fig. 5-2).

Comme l'illustre la figure 5-2, les analyses sont généralement regroupées et les erreurs sur les âges intercepts sont élevées. Sachant qu'à chaque point du graphique correspond un âge unique, nous choisissons de calculer l'âge moyen à l'endroit où l'erreur est la plus faible, c'est-à-dire au barycentre de la population. L'intervalle de confiance le long de la droite de régression est représenté par deux hyperboles qui constituent l'enveloppe des erreurs. L'équation rendant compte de l'erreur le long de la droite de régression est donnée par Ludwig (1980):

$$(8) \quad \frac{Th}{Pb} = I + a \times \frac{U}{Pb} \pm \sqrt{\Delta I^2 + \Delta a^2 \times \frac{U}{Pb} \times \left(\frac{U}{Pb} - 2 \times \left(\frac{U}{Pb} \right)_{bar} \right)}$$

Avec $I = (Th/Pb)_0$ et $a =$ pente de la droite de régression.

Le calcul des coordonnées du barycentre s'effectue selon un algorithme proposé par Ludwig (1998). L'âge moyen retenu est celui calculé au barycentre de la population d'analyses, c'est-à-dire là où l'erreur est la plus faible (Fig. 5-2).

Cette méthode de représentation graphique $Th/Pb=f(U/Pb)$ permet de s'assurer de la véracité de l'âge moyen, i) en comparant les âges intercepts et ii) en recalculant une isochrone théorique. D'autre part, l'erreur sur l'âge calculé est très faible, entre 2 et 15 Ma selon un âge compris entre 300 et 3000 Ma.

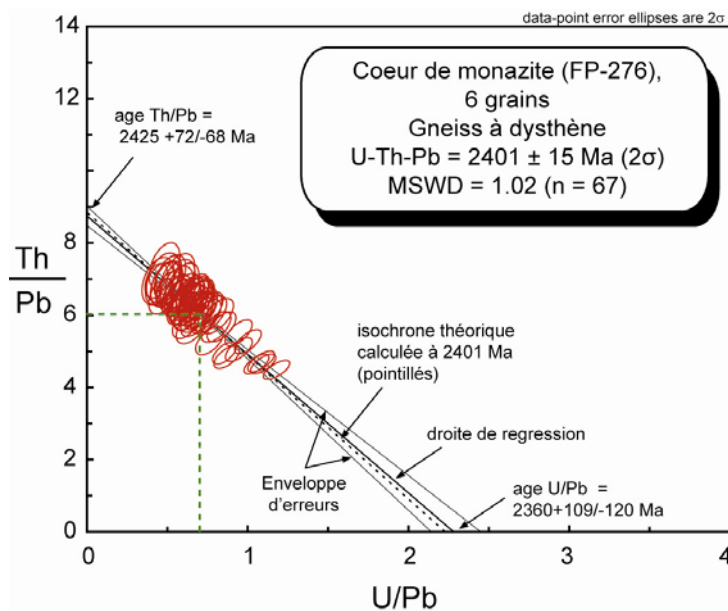


Fig. 5-2. Représentation graphique $Th/Pb=f(U/Pb)$. Sont représentés les points d'analyses avec leur enveloppe d'erreurs, l'isochrone calculée (droite de régression), les âges intercepts, l'enveloppe des erreurs et l'isochrone théorique calculée pour l'âge considéré.

2. Zone de suture dans le massif de Lüliangshan

2.1. Présentation de l'article

L'article 3 est soumis dans la revue *Journal of the Geological Society of London, Special Publication*, depuis le 7 juillet 2007.

A l'instar des études présentées dans le chapitre 3, l'article 4 présente une nouvelle structure du massif de Lüliangshan, situé sur la bordure occidentale de la "Trans-North China Belt". Parmi plusieurs résultats, c'est dans ce chapitre que nous documentons la zone de suture le long de laquelle les nappes OVU et LGMU précédemment décrites s'enracinent. Nous retrouvons la même déformation polyphasée que celle documentée dans le domaine des massifs de Hengshan et Wutaishan. En outre, cet article présente un total de onze nouveaux âges, dont huit âges U-Th-Pb à la microsonde électronique, et trois âges U-Pb LA-ICP-MS. Ces derniers ont été réalisés par Sébastien Meffre à l'Université de Tasmanie, en Australie.

2.2. *Article 3. The Lüliang Massif: a key area for the understanding of the Palaeoproterozoic Trans-North China Belt, North China Craton*

Submitted to the Journal of Geological Society of London, Special Publication

Pierre Trap

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, CNRS – Université d'Orléans (UMR 6113),
45067 Orléans Cedex 2, France

Michel Faure

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, CNRS – Université d'Orléans (UMR 6113),
45067 Orléans Cedex 2, France

Wei Lin

State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics,
Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Sébastien Meffre

School of Earth Sciences, University of Tasmania University of Tasmania School of
Earth Sciences, University of Tasmania, Hobart, Tasmania, Australia

Corresponding author: pierre.trap@univ-orleans.fr

Tel.: +33 238494660; fax: +33 238417308.

2.2.1. Abstract

This paper documents the first detailed structural analysis of the Lüliang Massif in the Trans-North China Belt, North China Craton. A nappe made up of

Terrigenous-Mafic rocks derived from an oceanic basin overthrusts gneisses and volcanic-sedimentary rocks interpreted as a magmatic arc deposited upon a TTG basement. The nappe is rooted to the West in the Trans-North China Suture that separates the Fuping Block from the Western Block. Nappe stacking, coeval with a top-to-the SE synmetamorphic D1 event, is dated around 1890-1870 Ma using chemical U-Th/Pb EPMA datings on monazite and U-Pb LA-ICP-MS on zircon. A second D2 ductile event, characterized by SE-verging folds, reworks the D1 structures. D2 is the first event recorded in the late-orogenic sedimentary series that unconformably cover the metamorphic units formed during D1. These lithological, structural and geochronological results are correlated with those described in the eastern massifs of Hengshan, Wutaishan and Fuping. The Trans-North China Belt results from the collision of the Fuping Block and the Western Block after a westward subduction and subsequent closure of an oceanic basin where the Terrigenous and Mafic rocks deposited.

2.2.2. Introduction

The NNE-SSW trending Trans-North China Belt (TNCB) is a collisional orogen responsible for the final amalgamation of the North China Craton. Several questions remain disputed, among which: i) what is the timing of the collision; ii) what is the bulk architecture of the belt; iii) where is the suture zone; iv) what is the succession of the tectonic metamorphic and plutonic evolution of the TNCB? Roughly speaking, three schools of thought are arguing to solve those points. According to some authors, the TNCB develops in Palaeoproterozoic times (~1900 Ma) as a result of a SE-ward directed subduction and subsequent collision between to Archaean blocks named the Eastern Block and the Western Block (Fig. 5-3A; Zhao *et al.* 2001a, 2004b, 2005; Kröner *et al.* 2005a). For others, the collision occurred in the Neo-Archaean times and resulted in the emplacement of several eastward or southeastward directed thrust sheets (e.g. Kusky et Li 2003; Li et Kusky 2007, Polat *et al.* 2005). Lastly, the TNCB has been interpreted as the result of two collisional events involving firstly the collision of an Eastern Block with an intervening microcontinent, called Fuping block at ~2100 Ma, and secondly the collision of this composite block with the Western (or Ordos) block at ~1900 Ma (e.g. Trap *et al.* 2006; Faure *et al.* 2007).

In the Western Central Part of Shanxi Province, the Lüliang Massif is a key area for the understanding of the TNCB since it exposes the westernmost part of the orogen, and as argued below, the suture zone between the Western Block and the Fuping Block. Therefore, some answers can be provided to the above questions from the study of the Lüliang Massif. From a geographic point of view, the Lüliang Massif is formed by two topographic highs, called Lüliangshan and Yunzhongshan from West to East, respectively (Fig. 5-3).

Previous geological works in the Lüliang Massif have concentrated on geological and geochronological investigations (Geng *et al.* 2000, 2003, 2004; Wan *et al.* 2000; Yu *et al.* 1997a,b). Although these previous works brought important new insights, further understanding of the geodynamic evolution of the Trans-North China Orogen is hindered by the lack of reliable structural investigations. The main

lithotectonic features of the orogen are never clearly identified on structural maps or cross sections. In particular, tectonic information on the Lüliang Massif is not available. We present here the results of field and laboratory studies, leading to the reappraisal of lithological and tectonic units that formed the Lüliang area. Several features of this area provide keys for the understanding of the tectonic history of the Trans-North China Belt. Our structural study allows us to recognize that the Lüliang Massif was built through at least two main ductile deformations, named D1 and D2. In addition, we undertook a detailed geochronological work, via U-Th/Pb EPMA dating on polygenetic monazites and LA-ICP-MS dating on zircons. Our geochronological results complement other studies (Zhao *et al.*, pers. comm.; Geng *et al.* 2000, 2004; Yu *et al.* 1997a) and support a polyphase tectonic evolution of the Lüliang Massif and the North China Craton from ~2.5 to ~1.8 Ga. Our new results allow us to propose a tectonic interpretation of the Lüliang Massif that is replaced in the general framework of the Trans-North China Belt.

2.2.3. Main lithotectonic Units of the Lüliang Massif

Our field survey allows us to recognize in the Lüliang Massif six main lithotectonic units arranged along NNE-SSW trending stripes (Fig. 5-3). From NW to SE, we shall describe successively: (1) TTG gneiss and Al-rich metasediments, (2) a mafic, turbiditic and volcanic-sedimentary unit, (3) an orthogneiss and metavolcanic unit, (4) a lower gneissic TTG and migmatitic unit, (5) an unconformable late-orogenic weakly metamorphosed sedimentary series and (6) several generations of post-tectonic granites.

2.2.3.1. The TTG and Al-rich metasediments

The northwestern part of the Lüliang Massif (Fig. 5-3) consists of two lithological series, namely a gneissic TTG basement made up of tonalite and granodiorite, covered to the SE by Al-rich metasedimentary rocks. Both are metamorphosed under amphibolite facies conditions. The metasedimentary rocks consist chiefly of biotite-sillimanite-garnet bearing micaschists and gneiss that are ascribed to a part of the Jiehekou formation (SBGMR, 1989; Yu *et al.* 1997a; Geng *et al.* 2000; Wan *et al.* 2000). The Al-rich metasediments belongs to the 'Khondalite series' of the Chinese literature which is considered to have developed in the passive continental margin of the Ordos Terrane of the Western Block (Wan *et al.* 2000, 2006; Zhao *et al.* 2004b, 2005).

This TTG basement and its metasedimentary cover, are exposed more to the north in other areas of the Western Block such as the Jining, Daqingshan and Helanshan complexes (Xia *et al.* 2006). Consequently, we attribute the TTG gneisses and the Al-rich metasediments that crop out in the Lüliang Massif to the basement and the supracrustal cover, respectively, of the eastern part of the Western Block.

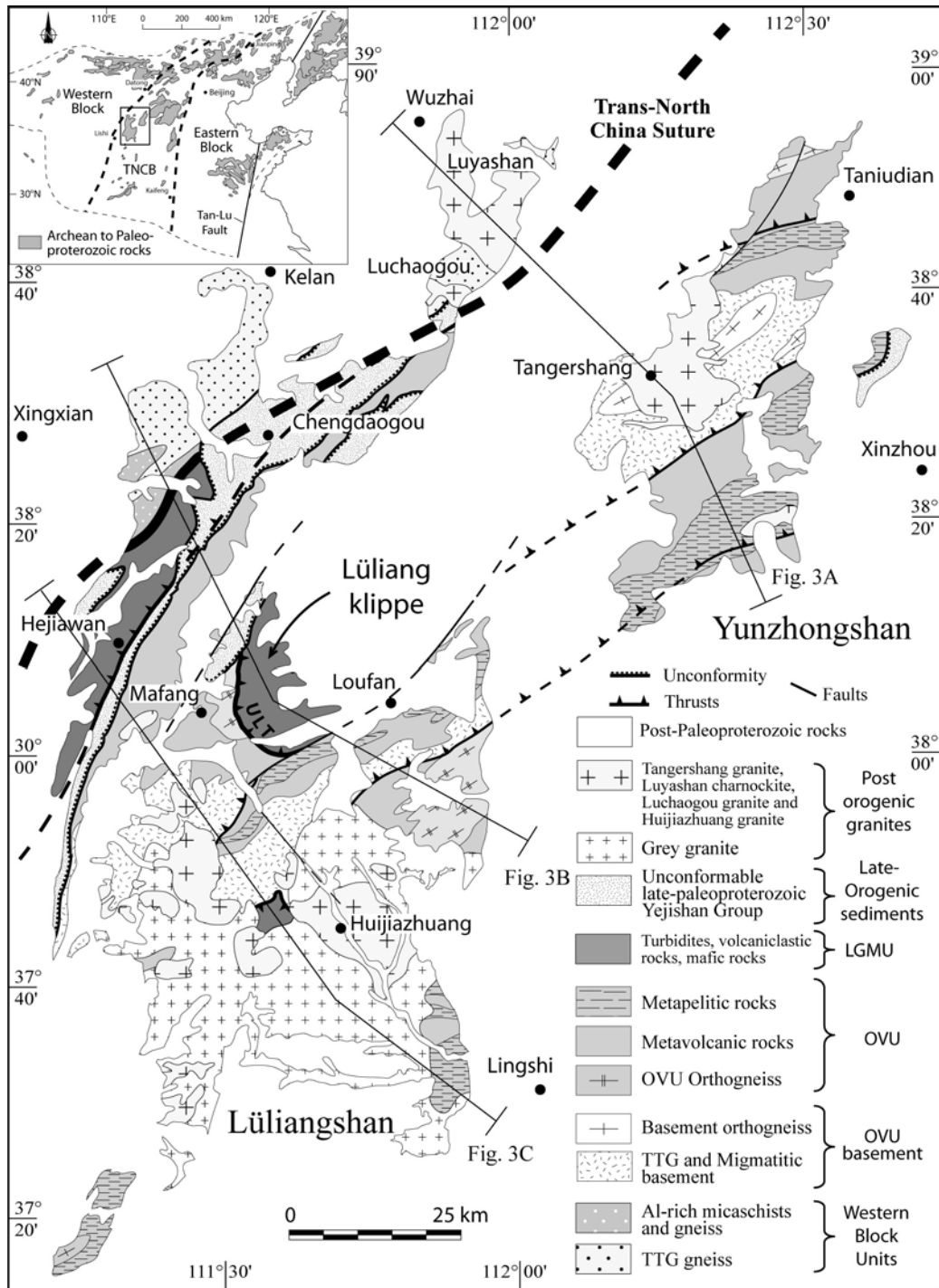


Fig. 5-3. Geological map of the Lüliang Massif composed of the Lüliangshan to the west and the Yunzhongshan to the north-east. Insert: Location of the Lüliang Massif in the westernmost part of the Trans-North-China Belt (TNCB), in the North China Craton (modified after Zhao et al. 2005).

2.2.3.2. The Terrigenous and Mafic Unit

The turbiditic rocks. This unit that crops out along a 5-10 km wide stripe lying to the SE of the Western metamorphic rocks is commonly included in the Jiehekou group that belongs to the Khondalites series (SBGMR, 1989; Geng *et al.* 2000; Wan *et al.* 2000; Liu *et al.* 2006; Zhao *et al.* pers. comm.). However, the series of well-bedded, fine- to coarse grained, centimetric to decimetric beds of sandstone-mudstone alternations is quite distinct from those of the Western Block. In spite of a widespread amphibolite facies metamorphism, characterized by the development of biotite, garnet and sillimanite in the pelitic facies, the regular arrangement of sandstone and pelite suggests a turbiditic series. This turbiditic unit is well exposed for instance along the Qiushuihe valley, in the vicinity of the village of Hejiawan (Fig. 5-3 and 5-4A). Although rather homogeneous, the turbidites contain tremolite marble boudins of several metres to hundreds metres long that might represent olistoliths (SBGMR, 1989). As previously described by Wu et Zhong (1998), ultramafic, mafic rocks and greenschists slices are intercalated within the graded sandstones. In some places, heterogenous zones are composed of interleaved marble, metasandstone, amphibolites and biotite gneiss. Due to the intense ductile deformation, the primary relationships between these lithologically contrasted fragments within the turbiditic matrix are not settled. They either represent a tectonic imbrication or a block-in-matrix formation. These rocks cannot be compared with those of the Western Block unit and thus they must be regarded as a separate unit. This formation is interpreted here as a subduction complex.

The Mafic rocks (Lüliang group). North-east of Mafang, the following succession is observed from west to east: i) basalt, gabbro and quartz-green schists intercalated within greenschist facies metapelites (Fig. 5-4B), ii) the same turbiditic series as observed to the east, with quartzite and pale yellow mudstone alternations iii) black bluish banded siltites and black wacke interpreted as metatuffs. Minor andesite, rhyolite, dacite and BIF are also described (Yu *et al.* 1999; Wan *et al.* 2000). This lithological assemblage is called Lüliang Group in the Chinese literature (SBGMR, 1989). The available geochemical studies indicate that some of the volcanic rocks of the Lüliang Group were erupted in an oceanic rift-type tectonic setting (Yu *et al.* 1997b; Geng *et al.* 2003). Compared to the turbiditic rocks, these mafic rocks are metamorphosed under greenschist facies conditions. However, the presence of mafic rocks in the turbidite and in the Lüliang Group leads us to group these rocks into a single unit called the Terrigenous and Mafic Unit (Fig. 5-3). At the scale of the Trans-North China Belt, the Terrigenous and Mafic Unit is lithologically similar to the Low Grade Mafic Unit that forms a southeastward displaced klippe in the Wutaishan (see discussion section).

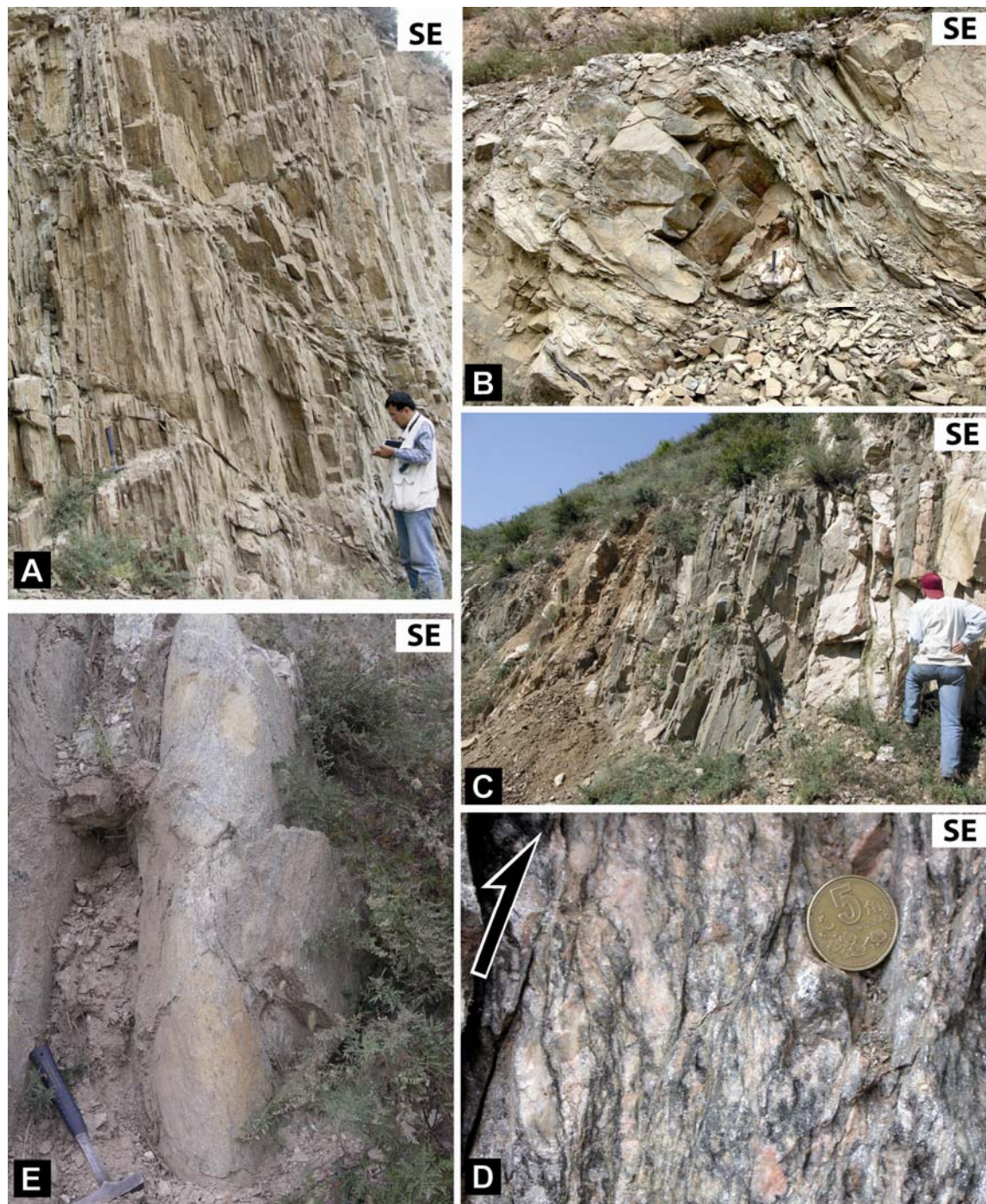


Fig. 5-4. A: Turbiditic series made of meta-sandstone and meta-pelitic alternation, Lüliangshan, Qiushuihe Valley (N38°09.034'/E111°18.516'). B: Metric rounded gabbro-blocks scattered in the greenschist matrix. The surrounding greenschists are well foliated with S1 foliation that warps around gabbro blocks, Lüliang Group, northeast of Mafang (N38°05.556'/E111°31.679'). C: Typical decimetric to metric amphibolite-leptynite alternations that form one of the typical elements of the Orthogneiss-and-Volcanite Unit (OVU), Yunzhongshan (N38°45.766'/E112°33.320'). D: Ductile shear zone within an OVU orthogneiss, S1 strikes N60E and dips 60° toward the NW, shear bands and asymmetric porphyroclasts indicate a top-to-the SE shearing, southeast of Loufan (N37°57.831'/E111°57.184'). E: Synfolial F1 fold within turbiditic rocks showing a steep dipping fold axis parallel to L1 (N38°30.110'/E111°24.424').

2.2.3.3. The Orthogneiss-and-Volcanite Unit (OVU)

This litho-tectonic unit covers more than half of the surface of Lüliangshan and Yunzhongshan (Fig. 5-3). Three lithologies are recognized in this unit: i) a centimetre to metre-thick alternation of acidic gneiss and amphibolite, ii) a metasedimentary series of Al-rich gneiss and micaschists with some marbles layers, iii) several K-feldspar augen gneiss derived from porphyritic dioritic and tonalitic plutons. The protoliths of the amphibolites are mafic magmatic rocks (basalt or diabase) and those of the acidic gneiss are rhyolite, dacite and felsic volcani-clastic rocks (Fig. 5-4C). As a whole, this characteristic sequence of acidic-gneiss and amphibolite corresponds to a volcani-clastic suite. The relationship between orthogneiss and volcani-clastic rocks are not always clear. Some of those orthogneiss are derived from granitoids that intrude the series, but other orthogneiss seem to belong to an underlying basement upon which the volcani-clastic suite deposited. As stated above, detail petrological or geochemical studies are rare, nevertheless, this litho-tectonic unit resembles the Orthogneiss-and-Volcanic Unit (OVU) defined in the Hengshan and Wutaishan Massifs to the east (Trap *et al.* 2007, see discussion section). For this reason, this above described unit of the Lüliang Massif is also attributed to the Orthogneiss-and-Volcanic Unit (OVU).

2.2.3.4. The TTG migmatitic basement

Within the Lüliang Massif, TTG gneiss and migmatite crop out in several places in the core of anticlines. TTG gneiss represents the basement upon which the volcani-clastic and Al-rich sedimentary rocks deposited. The relationships between the migmatite and TTG gneiss is somewhat difficult to settle in the field. However, since TTG as well as metavolcanic xenoliths are observed within the migmatite, the latter is younger and partly derived from partial melting of the TTG gneiss and the OVU. Our structural and geochronological constraints presented below help us to resolve the significance of this migmatite. In the whole Trans-North China Belt, a continental basement, named the Fuping Block, that crops out to the East of the TNCB, has been interpreted as a microcontinent upon which the OVU deposited (Faure *et al.* 2007, Trap *et al.* 2007).

2.2.3.5. The unconformable syn- to late orogenic sedimentary series

All previously described lithologies are unconformably covered by subgreenschist-facies or unmetamorphosed conglomerates, sandstones, quartz wackes and minor carbonates, known as the Late-Palaeoproterozoic Yejishan group (SGBMR, 1989). These rocks mainly crop out along a narrow, northeast-southwest-trending stripe that extends in the western part of the Lüliangshan (Fig. 5-3). Since these weakly metamorphosed sedimentary rocks are also deformed (see structural analysis section) but unconformably deposited over amphibolite rocks, they represent syn- to late orogenic deposits. At the scale of the TNCB, this terrigenous series is correlated with the Hutuo Supergroup that also corresponds to a late orogenic deposit (Faure *et al.* 2007).

2.2.3.6. The post-orogenic granites

Several generations of undeformed granites intrude the above described lithological units. The pink fine to coarse grained Tangershang granite cross cuts the Orthogneiss-and-Volcanic Unit in Yunzhongshan. The Luyashan porphyritic charnockite and the Luchaogou porphyritic granite are both encountered in northern Lüliangshan (Figs. 1 and 3). In addition, a large granitic complex of more than 2000 km² develops in the southern part of Lüliangshan. It consists of a large body of fine to medium grained often foliated grey granite intruded by coarser grained granites such as the Huijiazhuang granite (Fig. 5-3). Numerous xenoliths of TTG and migmatite enclosed within the post-tectonic granite provide an additional evidence for the existence of a gneissic basement underlying the OVU.

2.2.4. Structural analysis

2.2.4.1. Bulk Architecture

The bulk structure of the Lüliang Massif appears as a stack of syn-metamorphic nappes (Figs. 1 and 3). The uppermost unit of the Lüliang Massif corresponds to the mafic-volcanic-clastic rocks that crop out between Loufan and Mafang. As described in the next section, this unit is a klippe, called the “Lüliang klippe” in the following, that has been displaced from NW to SE. The same unit can be also recognized in the central part of Lüliangshan. More to the west, the amount of mafic rocks decreases and metasandstone-mustone alternations predominates. East of the Terrigenous Unit and below the Lüliang klippe, several thrust sheets of the TTG, migmatitic basement and OVU are bounded by secondary thrust faults (Fig. 5-3 and 5-5). The Lüliang klippe is rooted along the eastern boundary of the Western Block that corresponds to the Trans-North China Suture (TNCS).

The crustal slices thrust toward the SE, during the D1 deformation defined by a flat lying penetrative foliation (S1), a NW-SE trending lineation (L1), top-to-the SE shearing and synfolial F1 folds. A second ductile deformation D2 is responsible for the folding of early D1 structures. The stack of nappe is cross cut by post orogenic granitic plutons. In the following, we describe the mesoscopic and microscopic structural features of D1 and D2, as well as overprinting relationships between the two deformations, observed at several key locations.

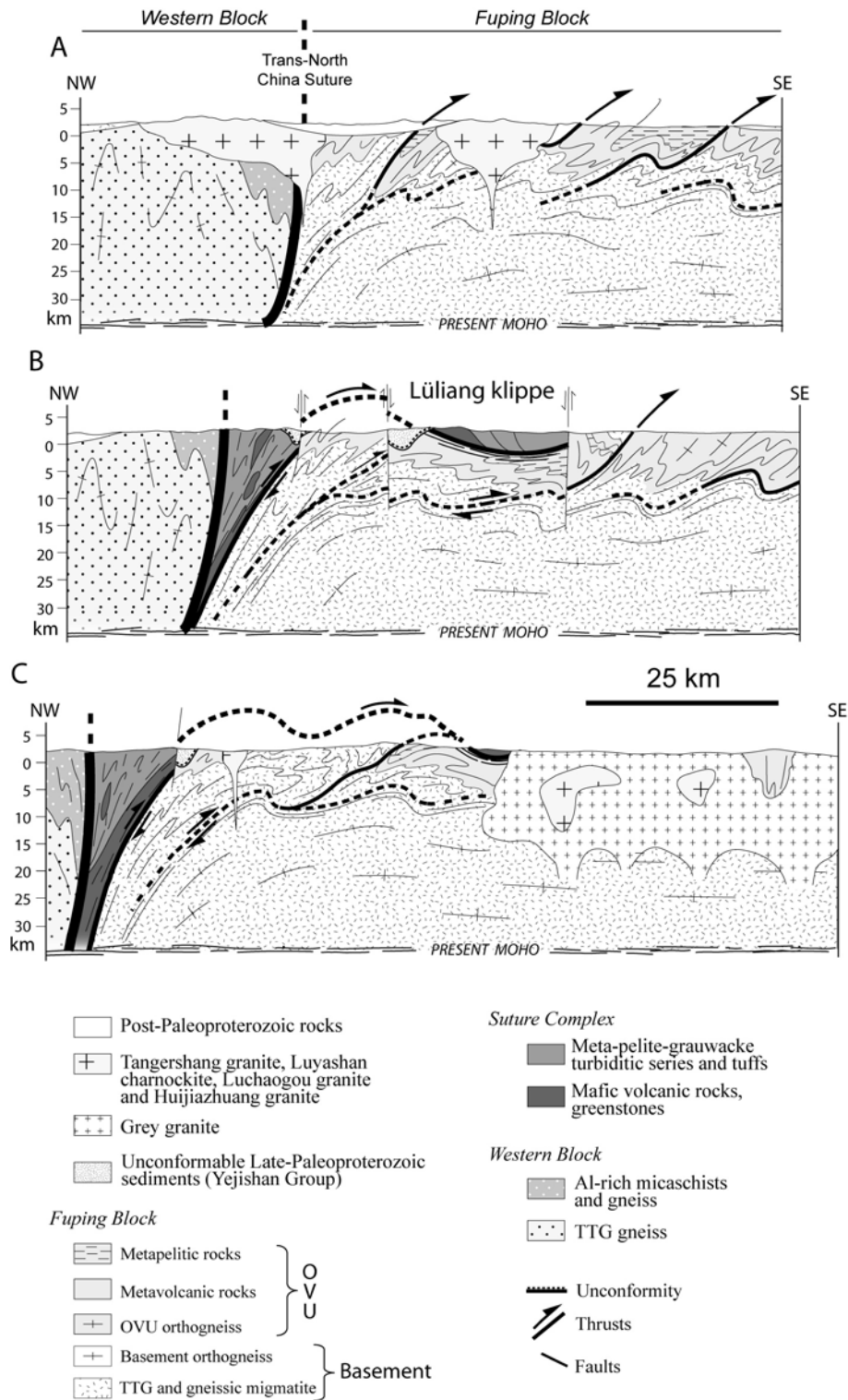


Fig. 5-5. Interpretative crustal scale geological cross sections through the Yunzhongshan (A) and the Lüliangshan (B and C).

2.2.4.2. D1 deformation

S1, L1 and F1. The S1 foliation is the most widespread deformation fabric observed in rocks of the Lüliang Massif. The preferred orientation of metamorphic hornblende, biotite, sillimanite, kyanite, aggregates of recrystallized quartz contributes to define the S1 foliation surface which is also marked by a layering segregation. Our structural investigation revealed three main S₁ trends at around N40E, N90E and N150E, among which the N40E general strike is the dominant one across the whole area (Fig. 5-6). Conversely, west of the Trans-North China Suture, within the Western Block unit, the N90E trend predominates but it becomes NE-SW in the vicinity of the TNCS. A similar E-W trend occurs in a small area enclosed within the post tectonic granites southeast of the Lüliangshan (Fig. 5-6). The N150E trend is restricted to the middle part of the Lüliangshan, within and south of the Lüliang klippe. In a general way, the foliation dips steeply preferentially toward the NW, with more than 50% of dip measurements lying between 70° and 90°. A flat lying foliation is commonly observed in the central part of Lüliangshan in the surroundings of the Lüliang klippe. The rapid change in S1 trend and dip reflects a later folding.

The S1 foliation holds a prominent mineral and stretching lineation (L₁) defined by the parallel alignment of euhedral or subhedral grains with an elongated crystal shape such as hornblende, sillimanite and kyanite, elongated segregations of felsic and mafic minerals, plagioclase shadows and elongated grain aggregates. L1 also occurs as finely coloured stripes of strongly sheared rocks, as commonly observed within the metasandstone of the turbiditic series. Within the OVU metavolcanics, L1 is also marked by boudins with irregular shape characterized by strongly elongated necks affected by pinch and swell structures (Fig. 5-8E). The structural study reveals two dominant trends for the stretching lineation, namely N120E and N150E. The change in the L1 orientation is distributed in a homogeneous way on the whole area and can take place from one outcrop to another. The scattering is interpreted as a consequence of subsequent F2 folding (D2 deformation), since L1 trends N150E on the normal limbs of F2 and N120E on the reverse limbs (see section 3.3). Along the L1 lineation, several shear criteria such as shear bands and sigmoidal-shaped minerals argue for a top-to-the SE sense of shear. The kinematic indicators are well developed in coarse grained rocks such as, for instance, in the OVU augen orthogneiss (Fig. 5-4D).

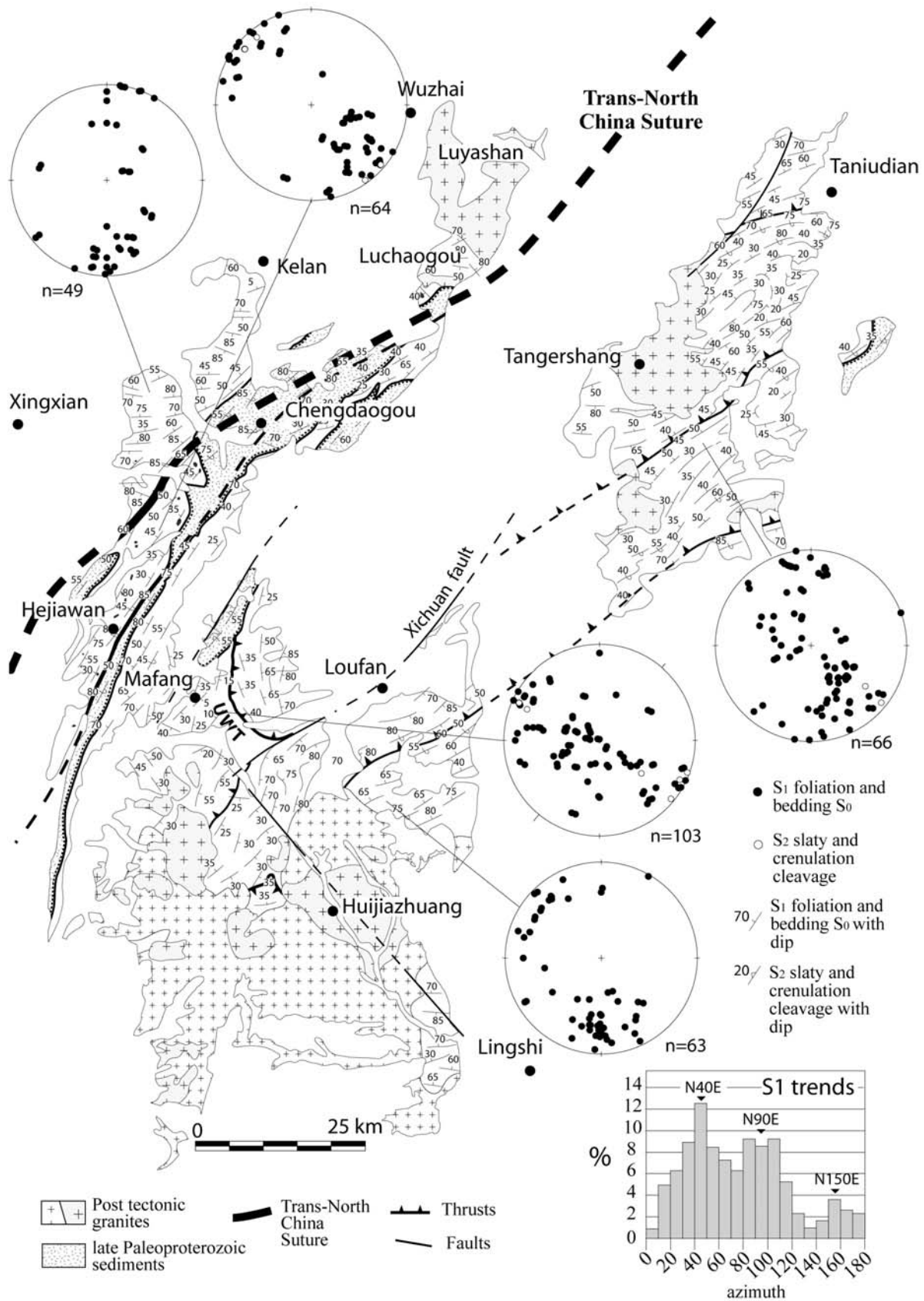


Fig. 5-6. Structural map showing the foliation pattern within the Lüliang Massif.

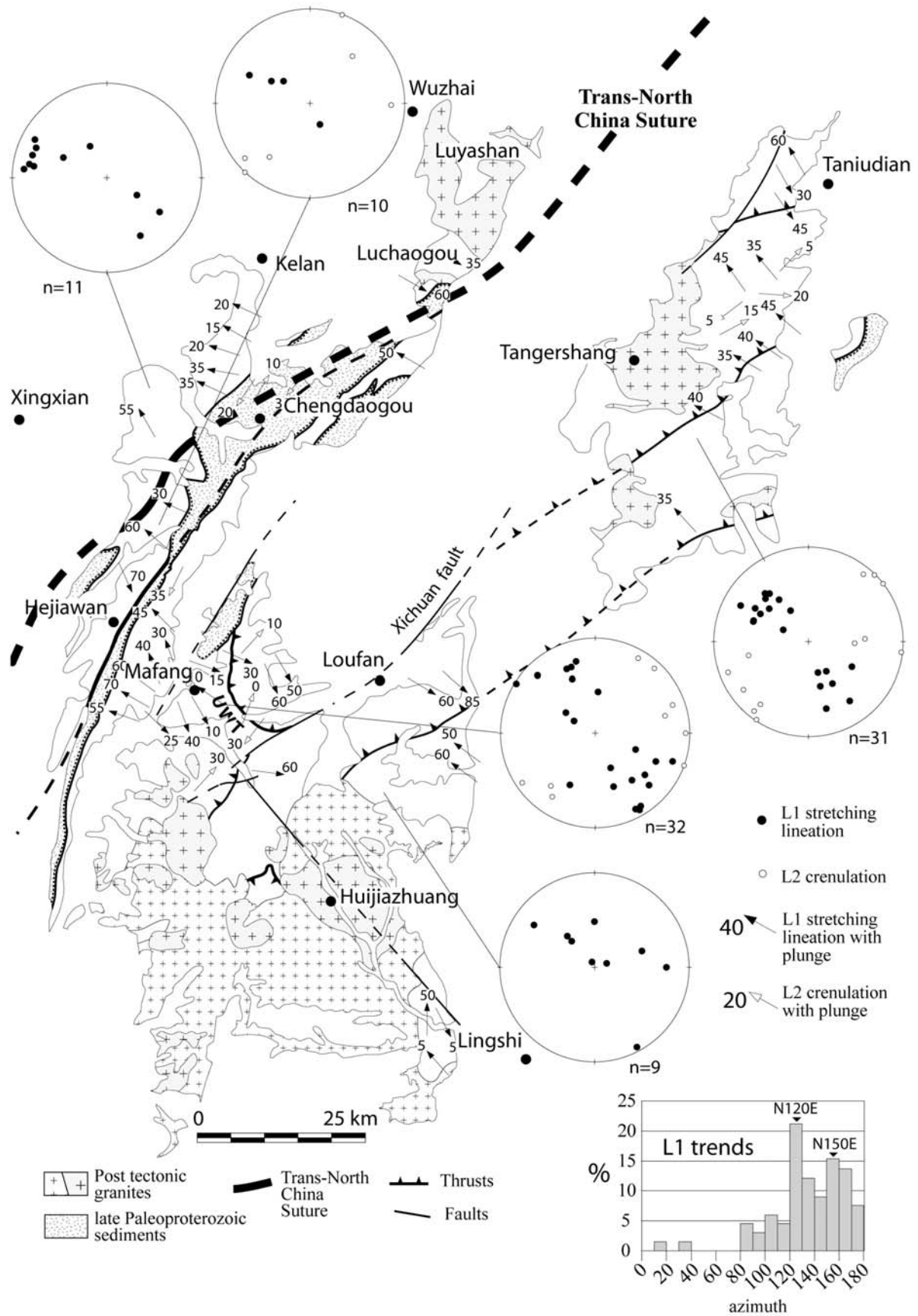


Fig. 5-7. Structural map showing the lineation pattern within the Lüliang Massif.

Synfolial isoclinal folds (F1) are commonly observed in the metamorphic rocks of all units. For instance, metre-scale intrafolial folds are marked by metasandstone layer within the turbiditic sequence (Fig. 5-4E). Parallelism between fold axes and stretching lineation suggests that those folds formed during the D1 shearing. Note that such folds can be viewed as early folds subsequently stretched out and re-oriented during D1 (e.g. Carrerras *et al.* 2005). Others minor folds with oblique axes with respect to the direction of L1 can be interpreted as imperfectly reoriented folds during D1.

Thrust faults. The S1 foliation planes are locally grading into ductile shear zones marked by the development of a penetrative mylonitic fabric associated with a particularly well pronounced L1 stretching lineation. The shear zones thickness varies from several decimetre to several decametre. Here we describe the main mylonitic shear zones and distinguish their structural significance since they separate distinct lithological and metamorphic units.

The most significant shear zone is the Upper Lüliang Thrust (ULT, Fig. 5-3) that places the mafic and turbiditic rocks over the magmatic arc series of the OVU. This tectonic contact is very well exposed along the Suiyu Valley, northeast of Mafang, where it appears as a flat lying (S1 dip $<20^\circ$), hectometre thick shear zone made of mylonitized or even ultramylonitized acidic augen gneiss derived from the OVU (Figs. 6A and 6B). Top-to-the SE shearing is clearly demonstrated by asymmetric feldspar porphyroclasts (Fig. 5-8B). Similarly, gabbros lying near the base of the Lüliang klippe experienced an intense shearing, illustrated by a well developed mylonitic fabric defined by elongated pyroxene grains with shape-ratio up to 1:6. When moving upward from the mylonitic sole, the deformation decreases in the Lüliang Nappe, in the uppermost part, the bedding is well preserved. East of the Lüliang klippe a similar tectonic contact separates the OVU rocks from the Terrigenous Unit. There, we did not observe the mylonitic basal shear zone since it is hidden below the late-orogenic sedimentary rocks of the Yejishan group. However, the existence of this tectonic contact is likely since an increasing deformation can be observed when approaching the westward dipping contact. In spite of a later recrystallization due to granitic plutons, just before touching the Yejishan discontinuity, fine grained gneiss show a strong ductile deformation marked by a well developed foliation formed by alignment of biotite grain, flattened quartz and subgrain development. The planar and linear fabric is again associated with a top-to-the SE shearing. In the Fig. 5-5 cross-section, the ULT is drawn as a folded, but initially flat lying, shear zone along which the Lüliang Nappe emplaced from the NW to the SE, upon the OVU. The Lüliang nappe is rooted in the western part of the Lüliangshan along the suture zone (Fig. 5-3 and 5-5).

The second main shear zone, i.e. the Trans-North China Suture (Faure *et al.* 2007) is not exposed as a single thrust fault like the ULT. Conversely, the Trans-North China Suture is made of several decimetre to metre scale mylonitic to ultramylonitic shear zones (Fig. 5-8C) forming one kilometre-scale thick band that strikes N30-40E and dips steeply westward. The micaschists that crop out within this kilometre-scale thick stripe exhibit also a consistent top-to-the SE kinematics developed along L1 (Fig. 5-8D).

Three metre to decametre scale steeply NW dipping mylonitic shear zones show the same kinematic pattern than the thrust zones described above. These shear zones developed in the meta-volcano-sedimentary rocks, orthogneiss (Fig. 5-4E) as well as at the interface between metasedimentary cover and underlying TTG and gneissic migmatite. Indeed, some migmatite grades from weakly deformed to strongly deformed mylonitic rocks when getting closer to the shear zone, such as southeast of Tangershang along the thrust fault that cut across the central part of Yunzhongshan. These thrust faults juxtaposes the TTG gneiss and migmatite of the basement with the OVU rocks.

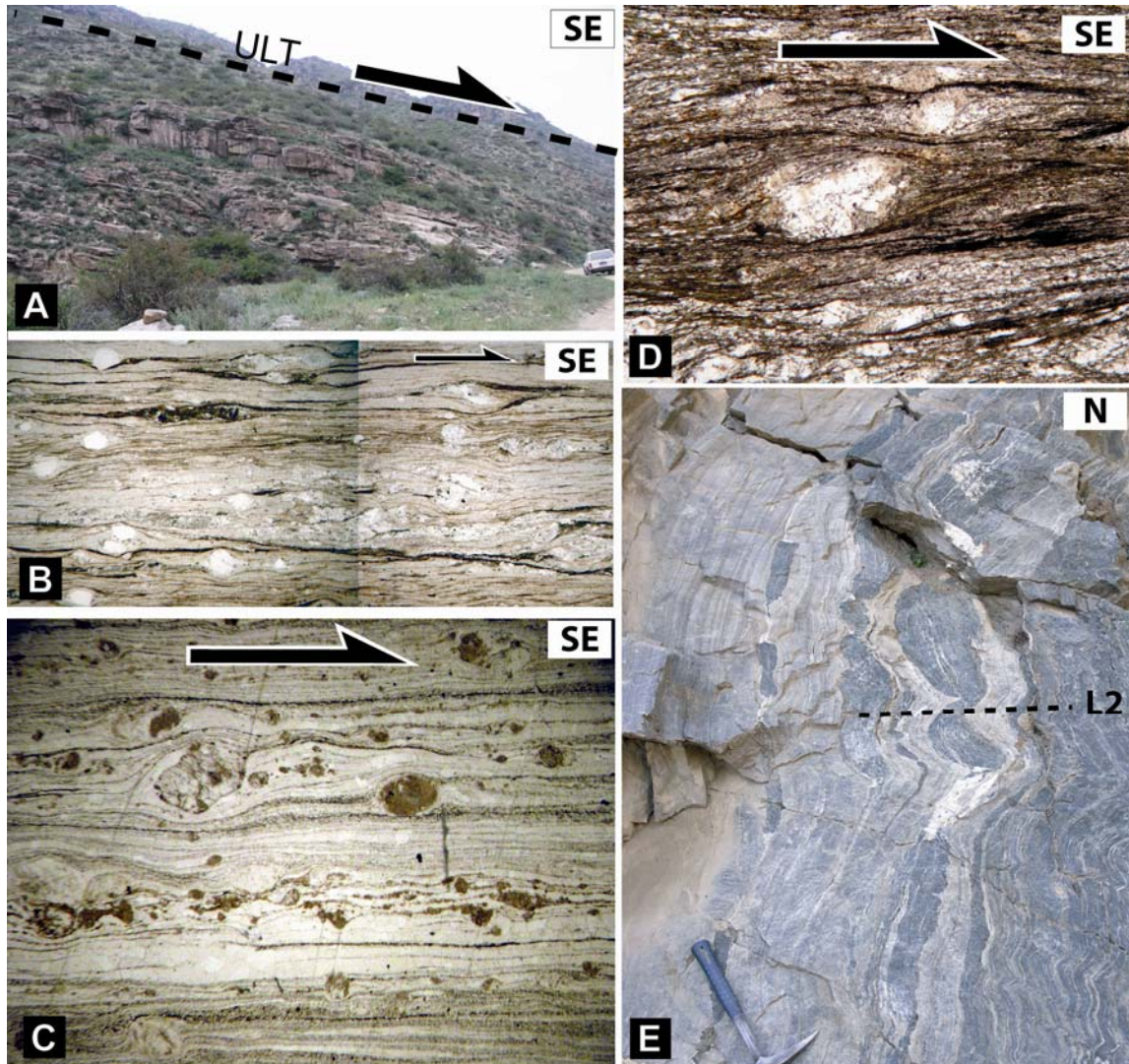


Fig. 5-8: A: Hectometre thick flat lying mylonitic augen gneiss that define the Upper Lüliang Thrust (ULT) at the base of the Lüliang klippe, north of Mafang (N38°02.079'/E111°29.649'). B: Thin section from the same rock showing the well developed mylonitic fabric with top-to-the SE shear criteria. C: Typical mylonitic fabric in a gneiss within one of the metre scale shear zone observed along the TNCS (N38°28.838'/E111°25.427'). D: Strongly sheared sillimanite bearing micaschists within the TNCS with shear band and asymmetric pressure shadows around FK porphyroclasts showing a top-to-the SE shearing (N38°21.528'/E111°17.987'). E: Overprinting relationships showing the L1 marked by boudinage of amphibolite layers refolded by F2 folds, Yunzhongshan massif (N38°42.905'/E112°33.812').

2.2.4.3. D2 deformation

Within the whole Lüliang Massif, the early S1-L1-F1 structures, and the mylonitic shear zones related to D1 as well as the bedding (S_0) observed in the late-Palaeoproterozoic sedimentary rocks are deformed by a D2 deformation. F2 folds occur throughout the whole area and represent the most pervasive structural element due to the D2 deformation. The F2 folds are characterized by a steeply to moderately northwestward dipping axial plane (50° to 80°) striking around N20E to N60E. These F2 open to tight folds are observed over a range of scale from several metres to decametres (Fig. 5-9). In addition, kilometric-scale F2 folds are sometimes observed in the landscape (Fig. 5-9A) or inferred from S1 attitude for instance, the Lüliang klippe preserved within a D2 synform. The F2 folds are consistently overturned to the SE. Such a vergence complies with the top-to-the-SE shearing developed during D1. As stated above, the F2 folds are responsible for the scattering of L1 in two directional sets. The observation of the two sets of lineation is in good agreement with the F2 folds axis measurements and the homogeneous distribution of both F2 folds and L1 across the whole area (Fig. 5-10).

The F2 folding is coeval with the development of a S2 cleavage. Within the Lüliang klippe and the upper part of the OVU, S2 appears as a crenulation cleavage overprinting the S1 foliation. At the outcrop scale, a S2 crenulation cleavage is observed within F2 fold hinges (Fig. 5-9B). A crenulation lineation L2 parallel to the fold hinges is associated with the crenulation cleavage (Figs. 5-7 and 5-9E). At the thin section scale, S2 is defined by the homogeneous distribution of well aligned biotite minerals (Fig. 5-9C). The development of biotite within the S2 crenulation cleavage shows that a second metamorphic event is coeval with the D2 deformation (see section 4).

D2 is also well developed in the late-orogenic Late-Palaeoproterozoic sedimentary rocks that did not experienced the early D1 deformation. The S2 surface is a NE-SW trending and steeply dipping slaty cleavage that overprints and reworks the S_0 bedding. Indeed, the S2 cleavage cuts across bedding at a high angle in the gently-dipping limbs of the metric-scale F2 folds, and refracted at the lithological interface (Fig. 5-9D). Near the F2 fold hinge, S_0 underwent a strong transposition into S2. The sandstone beds flow in the S2 planes well developed within less competent pelitic layers. Due to the D2 event, the primary unconformable contact between the Late Palaeoproterozoic Yejishan Group and the underlying metamorphic unit is difficult to observe and sometimes sheared.

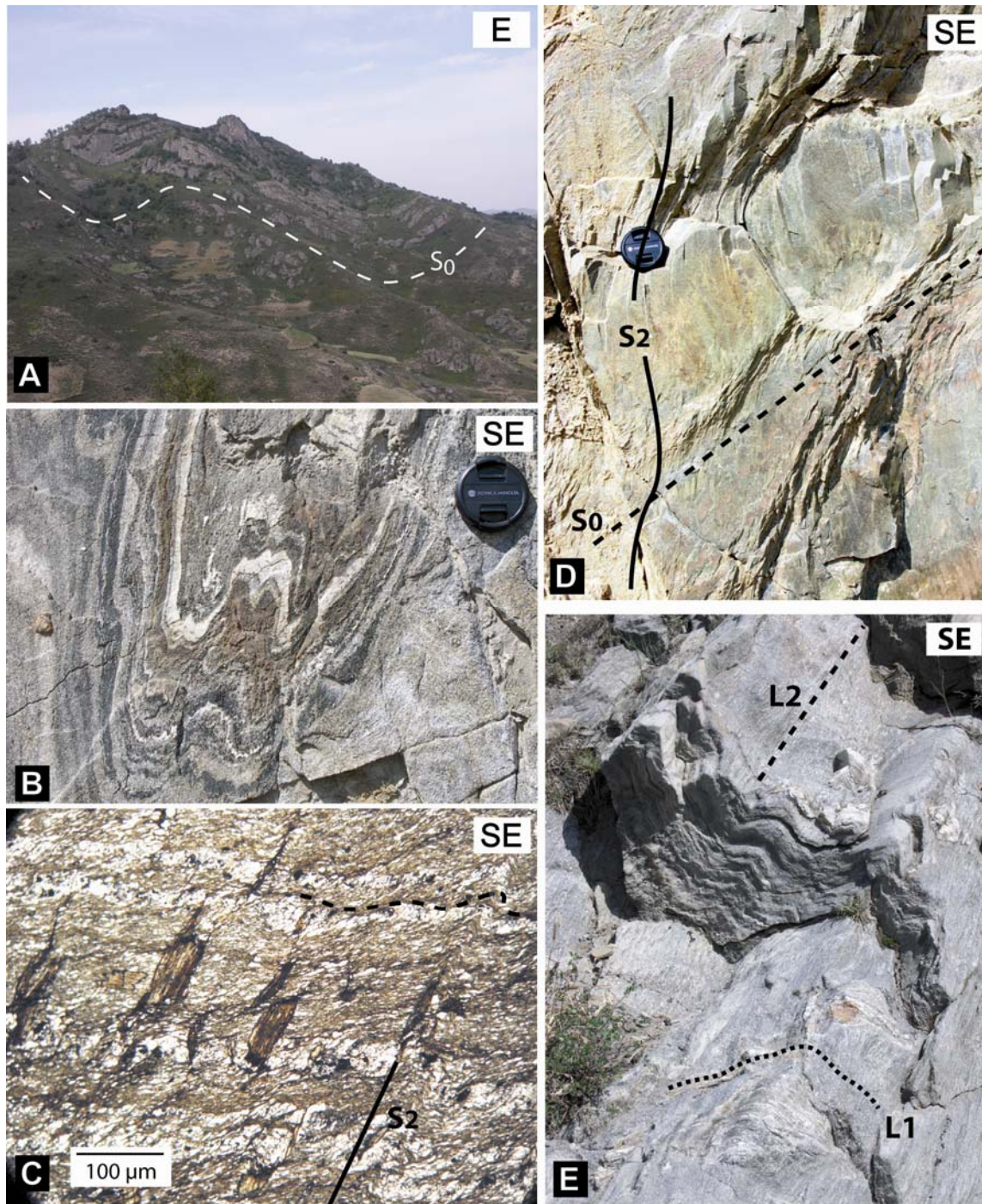


Fig. 5-9. A: Hectometric F2 folds within the Yejishan group, north of Chengdaogou village (N38°29.095'/E111°36.478'). B: F2 fold hinge showing subvertical S2 crenulation cleavage within metavolcanic rocks (OVU), F2 is overturned toward the SE, Yunzhongshan (N°38°45.465/E112°33.820). C: S2 crenulation cleavage overprinting the S1 foliation, note the preferred orientation of biotites that growth along the S2 planes, Lüliang Group (N38°00.286'/E111°35.463'). D: Refraction of S2 slaty cleavage at lithological boundaries (S0) within sandstones of the unmetamorphosed Yejishan terrigenous rocks, south of Chengdaogou village (N38°29.393'/E111°35.206'). E: L1 refolded by F2 folds marked by the L2 crenulation lineation, within metavolcanic rocks of the OVU, Yunzhongshan (N38°43.509'/E112°33.431').

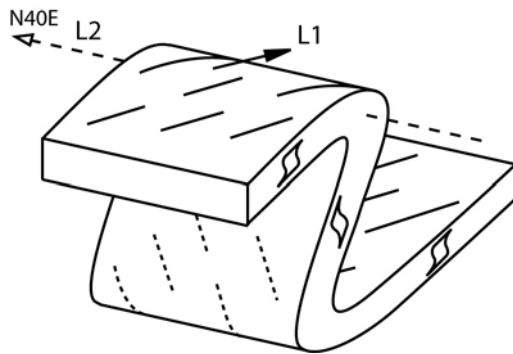


Fig. 5-10. Reorientation of the early stretching lineation (L1).

The D2 event can be interpreted in two ways. Firstly, it might represent the younger increment of the same deformation continuum, secondly, by comparison with the Wutaishan area (more to the east), D1 and D2 are separated by the deposition of the Yejishan Group. In this case the Lüliang Massif experienced two distinct tectonic phases, as shown in the Wutaishan Massif (Trap *et al.* 2007, Faure *et al.* 2007). The F2 folds are responsible for the final architecture of the Lüliang Massif; nevertheless, S1 remains the dominant fabric. This suggests that D2 was less intense than D1, since the syn-D1 kinematic criteria remain well preserved and representative of the evolution of the Lüliang Massif.

2.2.4.4. Relationship between polyphase deformation and metamorphism

As stated above, the Lüliang Massif is a stack of nappe thrust toward the SE. The main part of the transported material underwent a metamorphism under amphibolite facies conditions (e.g. Liu *et al.* 2006). Since the amphibolite facies metamorphic minerals are those who define the D1 planar and linear fabric, it is reasonable to consider that the D1 deformation is coeval with the amphibolite facies metamorphism. However, the Lüliang group rocks, which overthrust the amphibolite facies unit, only suffered a greenschist facies metamorphism. Similarly, since the greenschist facies metamorphic mineral also mark the D1 fabric of the mafic rocks, D1 is likely contemporaneous to the greenschist facies metamorphism that affect the rocks of the Lüliang group.

Within the greenschist facies Lüliang klippe, a second metamorphism is mainly characterized by the development of biotite, almandine and staurolite (Yu *et al.* 1999; Li et Zhai 1984; SGM 1989). According to Yu *et al.* (1999), these isogrades are at high angle to the S1 foliation. Since the minerals of this second metamorphism define the D2 fabric, as well exemplified by biotite crystallization along the S2 crenulation cleavage plane (Fig. 5-9C), we suggest that this metamorphism is coeval with the D2 deformation event. This second metamorphism is well recognized in the Lüliang klippe because there, the pre-D2 metamorphic grade was low, i.e. greenschist facies. In other place, such as OVU or TTG basement, the rocks already

experienced a syn-D1 amphibolite facies metamorphism and therefore the D2 metamorphic minerals develop rarely. Nevertheless, further studies are still needed in order to define accurately the P-T path followed by each unit.

2.2.5. Geochronological study

2.2.5.1. Previous studies

Figure 5-11 synthesizes the principal geochronological works performed in the Lüliang Massif. Conversely to other Trans-North China massifs, such as Hengshan, Wutaishan or Fuping Massif, ages reported within the Lüliang Massif range mostly within the 2.3–1.8 Ga period (Geng *et al.* 2000, 2003, 2004; Wan *et al.* 2000; Zhao *et al.* pers. comm.). Just a few Archaean components are reported there (Wan *et al.* 2000; Zhao *et al.* pers. comm.). The 2800 Ma age come from inherited zircons in the metasedimentary rocks of the Western Block (Wan *et al.* 2000). In the Yunzhongshan, a TTG gneiss yield an age at $\sim 2499 \pm 9$ Ma interpreted as that of the earliest arc-related magmatic event (Zhao pers. comm.).

Ages around ~ 2150 -2030 Ma reported in several granitoid rocks with a calc-alkaline geochemical signature are interpreted as igneous ages related to the most widespread arc-related magmatic event in the Lüliang Massif (Geng *et al.* 2000, 2004; Zhao *et al.* pers. comm.). In the Western Units, the same Palaeoproterozoic ages are interpreted to reflect an amphibolite facies metamorphism (Wan *et al.* 2000; Geng *et al.* 2000). Yu *et al.* (1997a) suggest that meta-basalt and meta-rhyolite of the Lüliang group erupted at about 2100 Ma.

Based on U-Pb zircon and U-Th/Pb monazites ages, the regional metamorphism of the Lüliang Massif is thought to occur in the period 1880-1820 Ma (Liu *et al.* 2006; Zhao *et al.* pers. comm.). However, Liu *et al.* (2006) performed a U-Th-Pb EPMA dating of two metapelite samples from the southeastern part of the Lüliang Massif (Fig. 5-11) that revealed an age group at ~ 1940 Ma interpreted as the crystallisation age of an igneous monazite resedimented in the protoliths of the metapelites. Thus, the age of the Syn-D1 amphibolite facies metamorphism is not clearly settled yet. Our results bring new insights that come in complement with those of Liu *et al.* (2006) and are discussed further. Finally, post-collisional granites, dated around 1800 Ma, are widespread across the whole area (Geng *et al.* 2004; Yu *et al.* 1997; Zhao pers. comm.).

2.2.5.2. U-Th/Pb EPMA

In the following, we present new U-Th/Pb datings of polygenetic monazite performed with an electron probe micro-analyser (EPMA). This method was intensely developed these ten last years and proved reliable application to distinguish metamorphic and deformation episodes within a single orogenic event. Detail of the U-Th/Pb EPMA dating on monazite is exposed in Cocherie *et al.* (1998) and Cocherie et Albaredo (2001) and is not repeated here. Monazite is a common mineral within metapelites and potentially grows over a large range of temperature from mid-amphibolite facies conditions (~ 525 -575°C; Pyle et Spear 2003;

Smith et Barreiro 1990; Kingsbury *et al.* 1993; Khon et Malloy 2004) to granulite facies conditions ($>700^{\circ}\text{C}$; Bingen *et al.* 1996; Pyle *et al.* 2001; Pyle et Spear 2003), depending on bulk compositions and mineral assemblage (Khon et Malloy 2004).

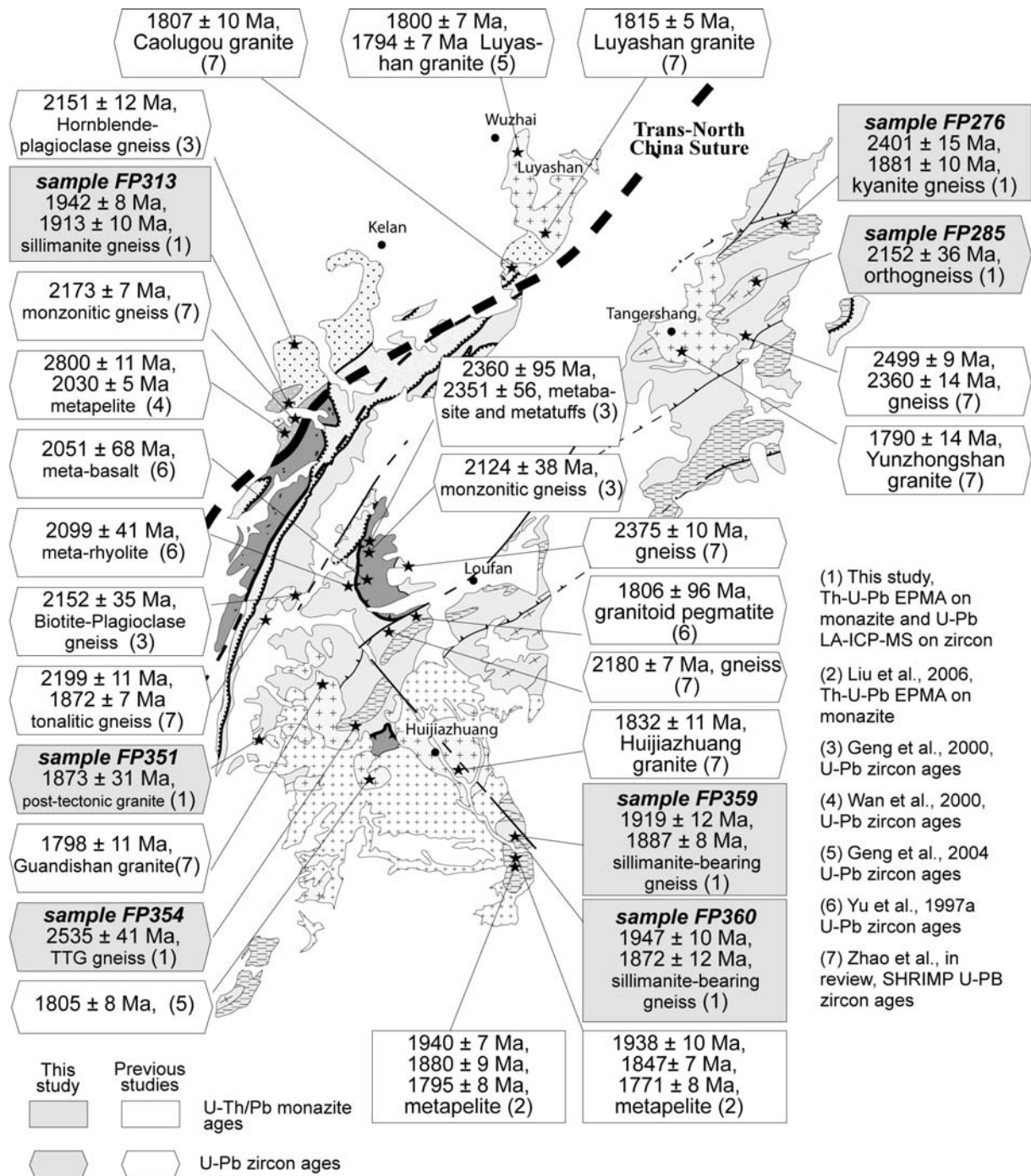


Fig. 5-11. Synthesis of the principal geochronological results obtained within the Lüliang Massif. Each sample is located by a black star. One box represents one sample that could have produced one, or several ages in a case of polygenetic grains.

Appearance and distribution of monazite is strongly controlled by metamorphic reactions among major silicates. In particular, monazite growth is

commonly linked to staurolite-in or aluminosilicate-in reactions because of allanite breakdown (Smith et Barreiro 1990; Kingsbury *et al.* 1993; Bingen *et al.* 1996; Ferry 2000; Wing *et al.* 2003; Khon et Malloy 2004). It is worth to note that monazite can also crystallise during retrograde processes and low-T hydrothermal environments (Rasmussen *et al.* 2001). While some monazite grains have withstood melting (Copeland *et al.* 1988; Harrison *et al.* 1995), monazite grains have been used to constrain anatectic events (Be Mézème *et al.* 2006). Taking into account these considerations, we choose to perform EPMA dating monazite grains from amphibolite facies Al-rich metapelites of the OVU and the Western Block Unit (see Fig. 5-11 for sample location).

Analytical procedure. U-Th/Pb monazite chemical dating of all samples was carried out directly on thin section. This *in situ* dating allowed us to apprehend textural relationship between monazite grains and other minerals of the rock assemblage. In addition, investigations about the zonation of monazite were performed using back-scattered electron images.

EPM analysis were performed using a Cameca SX 50 electron probe microanalyser equipped with five wave-length-dispersive spectrometres using an acceleration voltage of 20 kV and a beam current of 100 nA. Counting times (peak + background) were 240 s for Pb, 200 s for U, and 40 s for all other elements. For further information concerning the analytical and age calculation procedures, see Cocherie *et al.* (1998) and Cocherie et Albarede (2001).

EPMA Results. Back-scattered electron images of all analysed monazite grains reveal a well defined core and rim zonation. Therefore, for each rock, EPM analyses carried out on the totality of the monazite grains were separated in two data sets, one corresponding to the monazite core and one to the rim. Analytical data are summarized in Table 5-1. For each core and rim age calculation, analytical results show a large range in Th/U ratio and thus the chemical composition of the core and rims of monazite grains is favourable for using the Th/Pb vs. U/Pb diagram (Cocherie et Albarede 2001). A good data spread is obtained for every computed age. Details on geochronological results are given in the following.

Rock FP276 was sampled in Yunzhongshan, southwest of Taniudian. It consists of kyanite-rich gneiss from the OVU with a main assemblage of quartz + muscovite + kyanite + tourmaline. Monazite grains are located in the matrix of quartz + muscovite and range in size from 50 μm to 200 μm (Fig. 5-12A). Grains are prismatic shaped with a long axis parallel to the foliation marked by preferred orientation of muscovite and kyanite. Cores analyses (n=67) revealed a greater amount of Pb (2500 ppm) than in the rims (ca 2000 ppm, Table 5-1). The individual U-Pb and Th/Pb of 2360 \pm 109/-120 Ma and 2450 \pm 72/-68 Ma, respectively are concordant within error. The regression line, close to the theoretical isochron, suggests that the data set is in good agreement with a single age. A mean age of 2401 \pm 15 Ma was calculated at the centroid of the population (Fig. 5-12B).

For the rims age calculation, a total of 124 analyses was used. The variation of Th/U ratio is quite similar to that for the monazite cores, i.e., 9.9 \pm 3.5. The two intercepts ages are similar within error, i.e., U-Pb age: 1970 \pm 115/-129 Ma and Th/Pb

age: 1835 +67/-62 Ma. The regression line, within the errors envelope suggests that the data set is in good agreement with a single age. A mean age of 1881 ± 10 Ma was calculated at the centroid of the population (Fig. 5-12C).

Sample FP313 is a sillimanite-bearing gneiss sampled nearby the TNCS. It contains a quartz + biotite + sillimanite + muscovite + microcline main assemblage. The rock is intensely sheared with a mylonitic fabric marked by alignment of biotite and fibrolite aggregate and especially strongly elongated quartz grains with shape ratio up to 10:1 showing wide subgrain development. Monazite occurs in the matrix or as inclusion within biotite. Monazite grains are euhedral or subhedral with no shape orientation and range in size from 40 to 60 μm (Fig. 5-12D).

A total of 43 analyses was used for the core age calculation. The intercept ages are well defined and similar within error (U-Pb age: 1905 +47/-51 Ma and Th-Pb age: 1985 +57/-54 Ma). The regression line lies between the errors envelop and an isochron age of 1942 ± 8 Ma is calculated at the centroid of the population (Fig. 5-12B).

Rims analyses show a very different composition from the core, with a much lower U content 7300 vs 9600 ppm (Table 5-1). The two intercepts ages are similar within error, i.e., U-Pb age: 1895 +48/-46 Ma and Th/Pb age: 1935 +56/-60 Ma. The regression line is close to the theoretical isochron. The mean age calculated at the centroid of the population obtained on 6 grain rims is 1913 ± 10 Ma (Fig. 5-12E).

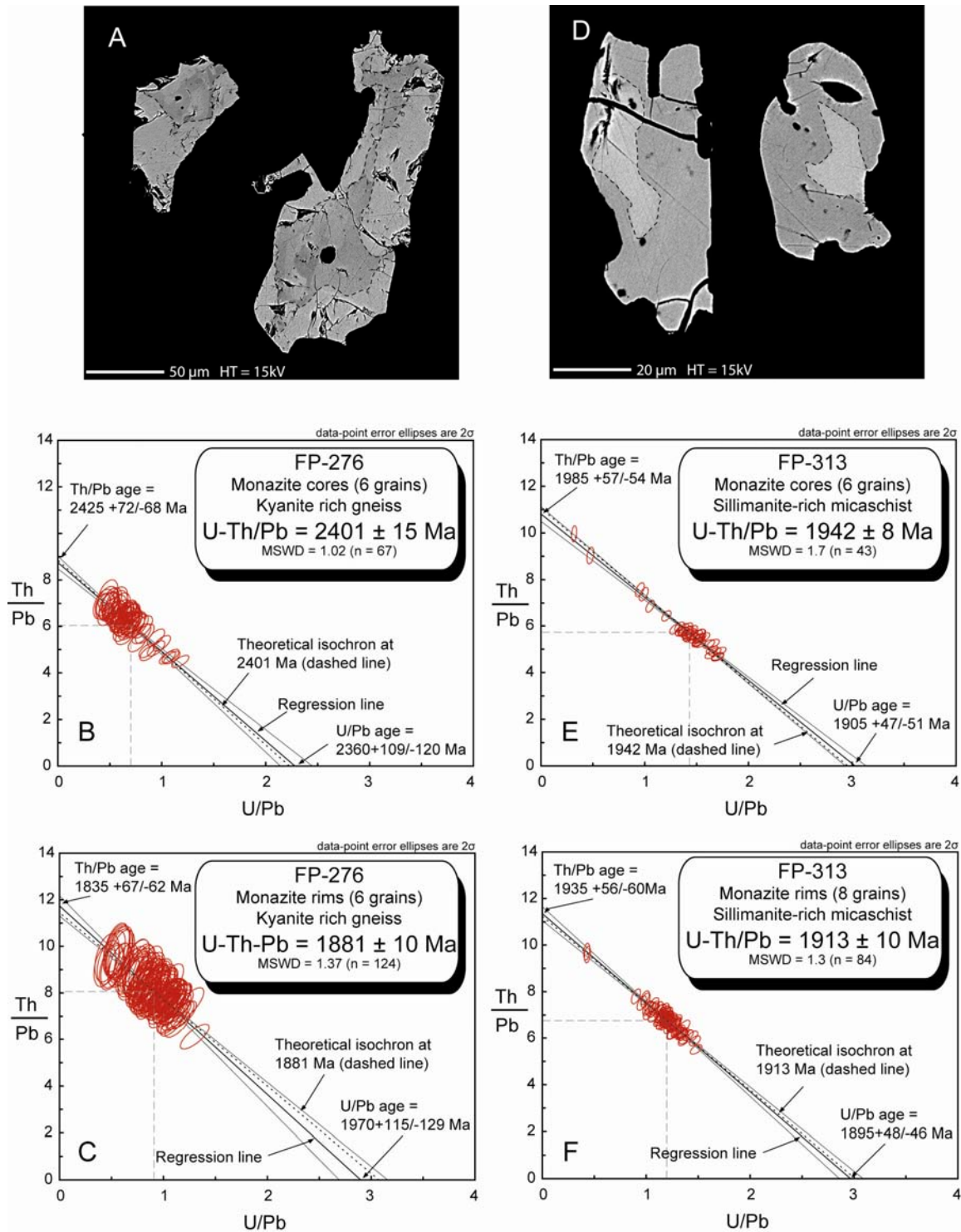


Fig. 5-12. Back-scattered electron pictures and Th/Pb vs. U/Pb diagrams for monazites from samples FP276 (a, b and c) and FP313 (d, e and f). All errors are quoted at 95% confidence level and error ellipses are plotted at 2σ . See text for explanations.

Sample FP359 is a biotite + plagioclase + sillimanite + garnet metapelite exposed in the southeastern most part of Lüliangshan, west of Lingshi village (Fig. 5-11). The foliation is marked by preferred orientation of biotite and sillimanite. Some

centimetre scale leucocratic pockets of undeformed quartz-feldspar assemblage and chlorite growth after biotite are evidence for fluid relocation. Monazite is homogeneously distributed in the rock but monazite grains within leucocratic pockets are much altered and EPM dating is therefore precluded. Age computations were performed only on clean monazite grains that occur within the biotite-sillimanite layers. Monazite grains range in size from 100 to 200 μm and lie at the interface between biotite and sillimanite or as inclusion within biotite. As for the two previous samples, monazite appears with a pronounced core-and-rim zonation on BSE images (Fig. 5-13A). This zonation is also well represented by the difference in Th/U ratio between core (6.3 ± 3.3) and rim (24.5 ± 11.1) (Table 5-1).

The two intercept ages computed from monazite cores are similar within error: 1890 ± 77 / -84 Ma and 1944 ± 63 / -58 Ma for U-Pb and Th-Pb ages, respectively. The regression line is close to the theoretical isochron and a mean age of 1919 ± 12 Ma was calculated at the centroid of the data population (Fig. 5-13B).

Considering rims, the two intercept ages are similar within error, i.e., U-Pb age: 1898 ± 70 / -72 Ma and Th/Pb age: 1884 ± 19 / -18 Ma. The regression is almost parallel to the theoretical isochron and yields a mean age of 1887 ± 8 Ma, calculated at the centroid of the data population (Fig. 5-13C).

Table 5-1. Summary of electron microprobe data for the polygenetic monazites.

U (ppm) $\pm \sigma$ S.D.	Th (ppm) \pm	Pb (ppm) \pm	Th/U \pm	Isochron age $\pm 2\sigma$ Ma	Nb. of data
<i>Kyanite-rich gneiss (FP276) of the OVU, Yunzhongshan massif (N38°43.879'/E112°33.203')</i>					
Cores of 9 monazite grains					
1733 ± 170	15243 ± 400	2534 ± 100	9.95 ± 0.72	2401 ± 15	67
Rims of 9 monazite grains					
1782 ± 86	15893 ± 190	1975 ± 34	9.69 ± 0.60	1881 ± 10	124
<i>Sillimanite-bearing micaschist (FP313) of the Western sedimentary cover, (N38°21,897'/E111°17,856')</i>					
Cores of 7 monazite grains					
9630 ± 950	42470 ± 1400	7479 ± 260	3.86 ± 0.57	1942 ± 8	43
Rims of 7 monazite grains					
7328 ± 290	41728 ± 980	6286 ± 120	5.64 ± 0.56	1913 ± 10	84
<i>Sillimanite-Garnet gneiss (FP359) of the OVU, Lüliang Massif (N37°34,335'/E111°53,165')</i>					
Cores of 5 monazite grains					
3903 ± 290	19144 ± 1500	3394 ± 240	5.42 ± 0.46	1919 ± 12	67
Rims of 6 monazite grains					
2295 ± 300	42449 ± 2000	4704 ± 130	21.6 ± 2.9	1887 ± 8	60
<i>Sillimanite-Garnet gneiss (FP360) of the OVU, Lüliang Massif (N37°34,335'/E111°53,165')</i>					
Cores of 3 monazite grains					
3066 ± 540	31640 ± 4200	4618 ± 330	12.0 ± 2.3	1941 ± 10	33
Rims of 3 monazite grains					
3184 ± 510	33527 ± 2900	4275 ± 270	11.6 ± 1.8	1872 ± 12	33

The sample FP360 was collected in the same outcrop as the previous sample (FP359). It consists of a paragneiss with a main assemblage of quartz + garnet +

biotite + sillimanite + plagioclase. Biotite and sillimanite are concentrated along millimetre thick shear bands that anastomose around 1-cm sized garnet porphyroblasts. Monazite grains (Fig. 5-13D) are rare and only three large grains (ca 60 μm) that occur in the matrix or around garnet porphyroblasts were analysed.

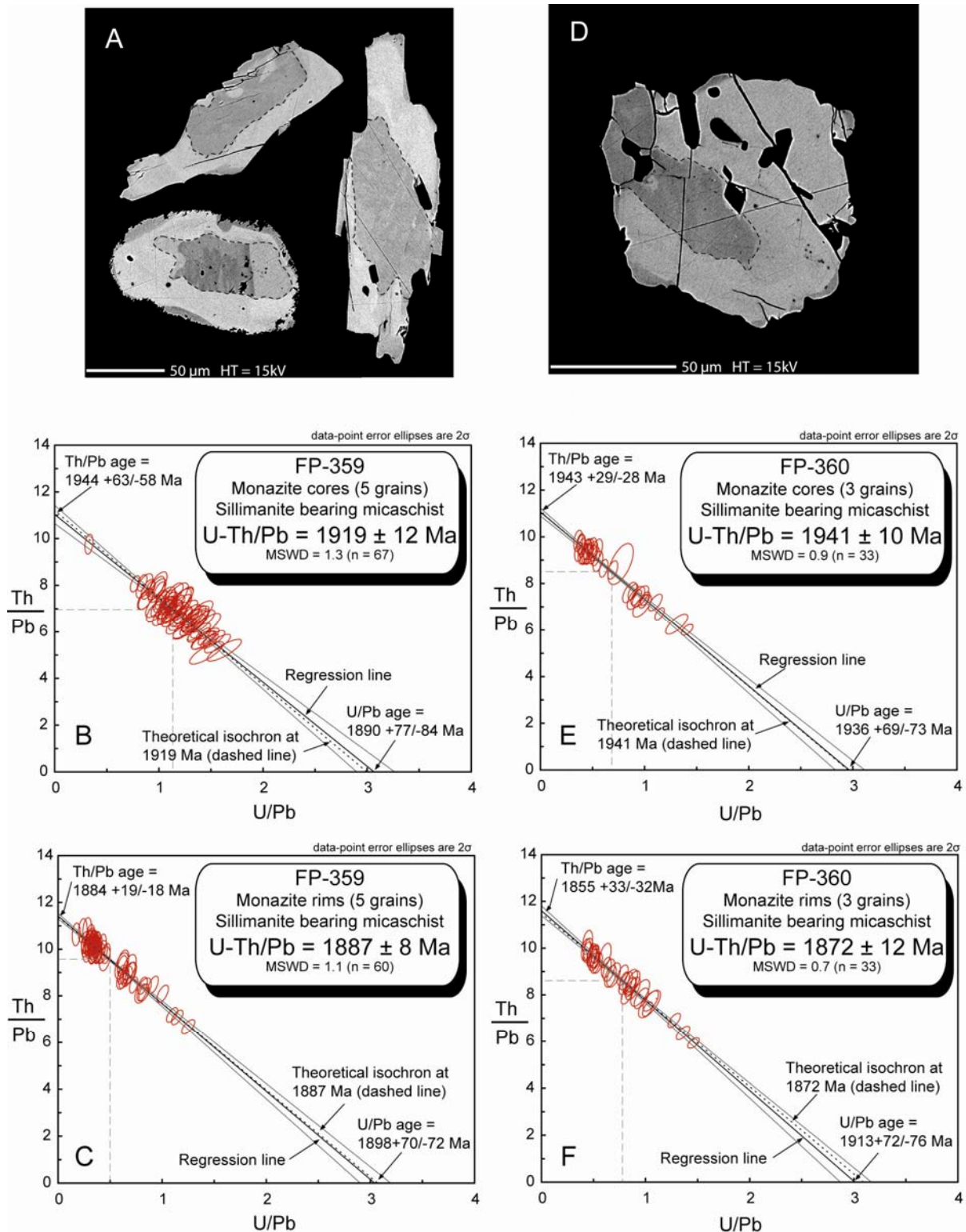


Fig. 5-13. Representative back-scattered electron pictures and Th/Pb vs. U/Pb diagrams for monazites from samples FP359 (A, B and C) and FP360 (D, E and F). All errors are quoted at 95% confidence level and error ellipses are plotted at 2σ . See text for explanations.

For monazite cores, the computed regression line fits perfectly the theoretical isochron and the two U-Pb and Th-Pb intercept ages of 1936 +69/-73 Ma and 1943 +29/-28 Ma, respectively, are similar within errors. The mean age calculated at the population centroid is 1941 ± 10 Ma (Fig. 5-13E).

Monazite rims show a slightly different Th/U ratio than monazite cores. The two intercepts ages computed from monazite rims are similar within error: 1895 +48/-46 Ma and 1935 +56/-60 Ma for U-Pb and Th-Pb ages, respectively. The regression line is close to the theoretical isochron and a mean age of 1872 ± 12 Ma has been calculated at the centroid of the population (n = 33) (Fig. 5-13F).

2.2.5.3. U-Pb zircon ages

As stated above in section 2.4, the significance of migmatite within the Lüliang Massif is not trivial. In order to assess the assumption made on the basis of the structural analysis, a radiometric constraint on the age of the migmatite is necessary. Conversely to metasedimentary rocks, these magmatic rocks contain a smaller amount of monazite grains. Therefore, LA-ICP-MS zircon analyses were performed on a leucosome of migmatite (FP354), an basement orthogneiss (FP285) and a Post-tectonic granite (FP351).

Method. The rocks were crushed in a ring mill and sieved (400 micron). Non magnetic and slightly magnetic heavy minerals were separated from the <400 micron fraction using a plastic gold pan and an iron-boron-rare earth magnet. Large clear crystals were then picked from the heavy mineral separate and mounted in epoxy. All three samples contained large zircon, monazite and apatite crystals.

The samples were then analysed using a Hewlet Packard 4500 quadrupole ICPMS and a New Wave UP 213 nm laser at university of Monash, Australia. Ablation was performed in a custom designed chamber in a He atmosphere using a laser pulse rate of 5Hz on a beam 30 micron in size delivering about 13 mJcm⁻². A total of 11 masses were analysed (Zr, Hf, Nd, Hg, Pb, Th, U) with longer counting time on the Pb and U isotopes. Each analysis began with a 30s gas blank followed by 30s with the laser switched on. Mass bias, down hole fractionation and instrumental drift was corrected by analysing 4 crystal of the Temora international zircon standard (Black *et al.* 2003; Black *et al.* 2004) for every 12 unknown zircons. The correction factors were then checked using 91500 international zircon standard (Wiedenbeck *et al.* 1995) analysed twice for every 12 unknown zircons. The weighted mean 206Pb/238U age all of the 91500 zircons analysed on the same day as sample FP285, 351 and 354 was 1064+/-16 Ma comparing favourably with the recommended age of 1065+/-0.4 Ma. Data reduction was performed using the methods outlined by Black *et al.* (2004). Weighted averages and Concordia plots were calculated using the isoplot software of Ludwig (2003).

U/Pb zircon results. U/Pb analytical results are summarize in the table 5-2. Most of the zircon analyses from leucosome of migmatite, sample FP354, plot along a tightly constrained isochron intersecting Concordia at 874±75 and 2535±41 Ma with analyses with the highest U contents having the lowest Pb/U and 207Pb/206Pb ratios (Fig. 5-14A). This suggests that the Archaean or earliest Proterozoic zircons within this

sample were extensively reset or overgrown in the Neoproterozoic. The analysis with the highest U content (0.3%) plots to the left of the isochron suggesting recent Pb loss associated with metamictisation.

Zircons analysed from orthogneiss, sample FP285, have medium to low U contents with simple U-Pb isotopic composition. The zircon data clusters tightly around Concordia at 2152 ± 36 Ma (Fig. 5-14B). The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age was chosen as the most reliable for this sample as it gives slightly better precision compared to the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (2150 ± 38 Ma). The zircon with the highest U content shows evidence of slight Pb loss which should not affect the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age.

Most of the zircons analysed from a Post-tectonic granite, sample FP351, show some evidence of recent Pb loss (low $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ but unaffected $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) within high U zones (Fig. 5-14C). These high U zones were omitted from the calculations. One of the zircons has high ^{204}Pb and anomalously young $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages indicating both radiogenic Pb loss and common Pb gain. This zircon was omitted from the calculations. To minimise problems associated with Pb loss only the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age was used to calculate a Palaeoproterozoic age of 1873 ± 31 Ma for the zircons.

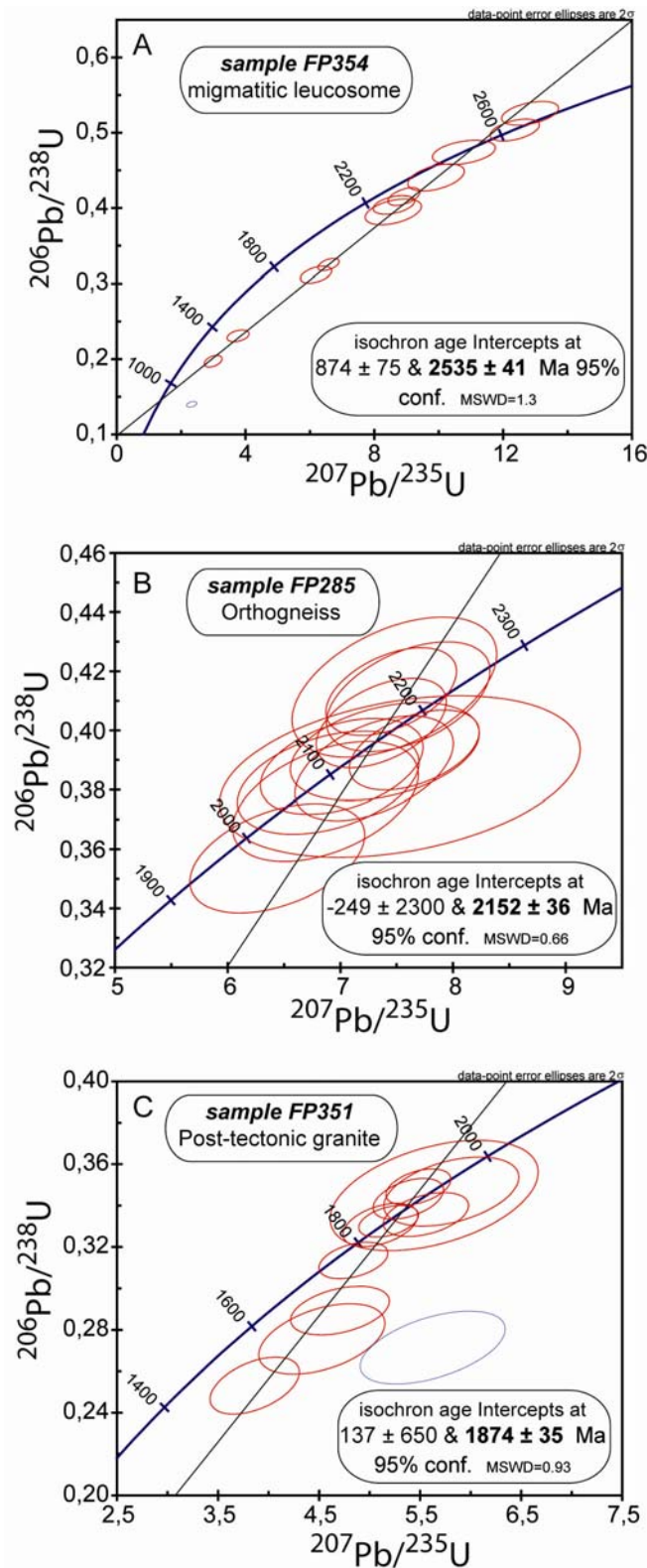


Fig. 5-14. Concordia plots for U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons extracted from (A) a leucosome within a basement migmatite, northwest of Huijiazhuang (N37°45.254'/111°26.342'), (B) an OVU augen orthogneiss, Yunzhongshan (N38°37.598'/E112°27.847'), (C) a biotite-bearing granite, Lüliangshan (N38°44.314'/E111°15.560'). All errors are quoted at 95% confidence level and error ellipses are plotted at 2σ . See text for explanations.

Table 5-2. LA-ICP-MS data for zircon from samples FP285, FP351 and FP354

	Pb	Th	U	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age (Ma)	1σ
<i>Basement migmatite leucosome (FP354), Lüliangshan Massif (N37°45.254'/E111°26.342')</i>												
H1	349	86	1669	0.05	3.78	0.22	0.231	0.003	0.118	0.004	1285	18.7
H2	207	50	715	0.07	6.18	0.28	0.312	0.005	0.144	0.004	1664	25.7
H3	43	47	87	0.54	10.42	0.48	0.474	0.007	0.165	0.006	2498	47.2
H4	48	39	87	0.45	12.58	0.46	0.526	0.006	0.177	0.004	2783	53.0
H5	177	193	429	0.45	8.47	0.38	0.404	0.005	0.154	0.004	2132	31.3
H6	270	30	756	0.04	8.77	0.54	0.395	0.007	0.158	0.006	2071	42.2
H7	173	113	543	0.21	6.42	0.20	0.325	0.003	0.147	0.003	1727	18.6
H8	116	65	280	0.23	10.14	0.52	0.441	0.007	0.163	0.005	2307	46.3
H9	62	49	119	0.41	12.09	0.41	0.504	0.006	0.178	0.004	2626	43.0
H10	154	97	393	0.25	8.63	0.27	0.415	0.005	0.156	0.003	2189	29.0
H11	358	42	2032	0.02	2.96	0.16	0.197	0.003	0.110	0.004	1115	18.2
H12	411	1102	2960	0.37	2.22	0.10	0.140	0.002	0.121	0.003	789	8.9
<i>OVU augen orthogneiss (FP285), Yunzhongshan Massif (N38°37'15.98"/E112°27.847')</i>												
F1	30	38	74	0.51	7.34	0.35	0.411	0.008	0.134	0.005	2240	47.1
F2	48	79	114	0.69	7.14	0.43	0.382	0.007	0.131	0.006	2083	43.8
F3	20	35	45	0.77	7.47	0.78	0.384	0.011	0.142	0.012	2061	71.0
F4	41	44	93	0.48	7.21	0.29	0.413	0.006	0.131	0.004	2261	38.1
F5	22	30	52	0.58	7.06	0.34	0.387	0.007	0.137	0.005	2092	43.1
F6	95	116	254	0.46	6.30	0.41	0.357	0.008	0.131	0.006	1940	44.6
F7	14	22	31	0.72	7.10	0.37	0.393	0.007	0.136	0.006	2125	42.4
F8	21	31	48	0.65	6.88	0.33	0.388	0.007	0.131	0.005	2113	40.6
F9	19	27	47	0.57	6.80	0.37	0.376	0.008	0.132	0.006	2042	49.3
F10	56	47	130	0.36	7.32	0.27	0.393	0.006	0.141	0.004	2113	33.3
F11	23	27	54	0.50	7.79	0.52	0.415	0.010	0.131	0.006	2269	60.7
F12	45	53	100	0.53	7.03	0.29	0.402	0.006	0.133	0.004	2192	37.8
<i>Biotite-bearing granite (FP351), Lüliangshan Massif (N38°44.314'/E111°15.560')</i>												
G1	126	450	285	1.58	5.06	0.16	0.332	0.003	0.113	0.002	1850	18.5
G2	97	91	347	0.26	4.76	0.37	0.276	0.007	0.119	0.006	1524	39.6
G3	72	287	153	1.87	5.71	0.55	0.345	0.011	0.119	0.008	1906	64.5
G4	145	534	361	1.48	4.41	0.24	0.289	0.005	0.118	0.005	1601	27.9
G5	180	352	621	0.57	3.81	0.24	0.253	0.006	0.111	0.005	1418	31.9
G6	80	122	212	0.58	5.39	0.39	0.271	0.007	0.150	0.007	1440	39.7
G7	97	366	207	1.76	4.85	0.19	0.331	0.004	0.112	0.003	1843	25.0
G8	88	266	193	1.38	5.46	0.34	0.347	0.007	0.122	0.005	1909	40.3
G9	154	405	364	1.11	5.32	0.18	0.349	0.004	0.114	0.002	1941	21.2
G10	104	406	235	1.73	4.63	0.18	0.314	0.004	0.112	0.003	1748	21.1
G11	125	368	292	1.26	5.29	0.19	0.343	0.004	0.114	0.003	1910	23.7
G12	86	339	188	1.80	5.34	0.23	0.336	0.004	0.120	0.003	1851	25.5

2.2.5.4. Interpretation of EPMA monazite and LA-ICP-MS zircon ages

The eleven new monazite and zircon ages presented in this study are plotted together with the most recent and reliable datings performed in the Lüliang Massif and the Hengshan-Wutaishan-Fuping ones. Four main geochronological trends are revealed (Fig. 5-15).

The older ages of 2401 ± 15 and 2535 ± 41 Ma recorded in a Kyanite-bearing gneiss (sample FP276, core of monazite grains) and a migmatite (sample FP354 zircon), respectively, are within the range of most of zircon ages reported from the

adjacent Hengshan-Wutaishan-Fuping Massifs (Fig. 5-15). These Late Archaean to Early Palaeoproterozoic ages preserved in relic grains represent the time of formation of an early volcanic arc of the Trans-North China Belt. The migmatite (sample FP354) belongs to the basement upon which the metavolcanic rocks and metasedimentary rocks (sample FP276) deposited.

The age of 2152 ± 36 Ma obtained on zircon from an orthogneiss (sample FP285) that intrudes the TTG basement corresponds to the crystallization age of the porphyric granite before its deformation. This age is consistent with numerous ages at ~ 2100 Ma obtained from similar intrusive plutonic bodies within the meta-volcano-sedimentary series and its TTG gneissic and migmatitic basement in the Hengshan, Wutaishan and Fuping Massifs (Fig. 5-15) (Wilde *et al.* 1998, 2004a, 2005; Zhao *et al.* 2002b).

Several geochronological results provides ages around 1880 Ma (1887 ± 8 Ma, 1881 ± 10 , Ma 1872 ± 12 and 1873 ± 31 Ma). Since these ages are reported from metamorphic overgrowths within rocks that experienced the high-grade metamorphism over the whole Lüliang Massif, we suggest that they correspond to the time of the main metamorphic event that is coeval with to the nappe stacking and thickening during the D1 event. Our results are consistent with metamorphic zircon overgrowth rims from a tonalitic gneiss that yield a weighted mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1872 ± 7 Ma and is interpreted as the approximate time of peak metamorphism in the Lüliang Complex (Zhao *et al.* pers. comm.). Similarly, the U-Th-Pb EPMA monazite age of 1880 ± 9 Ma reported by Liu *et al.* (2006) (Fig. 5-11) is in agreement with our data. The amphibolite facies metamorphism has also been dated at 1880-1890 Ma in the adjacent Hengshan and Wutaishan massifs (Trap *et al.* 2007). As a further example, along the Longquanguan Thrust, a strongly sheared orthogneiss yield a U-Th-Pb EPMA dating monazite age of 1877 ± 11 Ma interpreted as the age of the ductile shearing (Zhao *et al.* 2006b). Therefore, the LA-ICP-MS zircon age of 1873 ± 31 Ma reported for a post tectonic granite (sample FP351) does not represent the age of crystallisation of the post tectonic granite but more likely an inherited age of the main metamorphic event. It is worth to note that ca 1880 Ma ages are not reported from rocks located west of the TNCS but only east of the boundary interpreted here as the Trans-North China Suture Zone. Our results do not allow us to constrain the age of the D2 deformation. However, it is likely that D2 occurred between 1873 Ma and 1815 Ma that are the youngest D1 estimate and the older post tectonic granite, respectively.

In the sample FP313 monazite cores dated at 1942 ± 8 Ma. Similare ages, around 1940 Ma, are reported in the Khondalite Belt that represents an important tectonic feature within the Western Block of the NCC (Zhao *et al.* 2005; Santosh *et al.* 2007b). It is thus likely that the ages of ~ 1940 Ma recorded by the monazite cores are that of igneous grains reworked as detrital minerals in the protoliths of the khondalites. This result is consistent with those of Wan *et al.* (2006) who identified SHRIMP U-Pb ages of 1940-1930 Ma in detrital zircon grains from the Khondalite Belt located ~ 150 km north of the Lüliang Massif. An age of 1913 ± 10 Ma has been calculated from monazite rims of the sample FP313. It can be interpreted as that of a metamorphic event since it was calculated on overgrowths. Santosh *et al.* (2007b) also

reported a SHRIMP U-Pb zircon age at 1919 ± 10 Ma from a sapphirine-bearing Mg-Al granulite in the Khondalite Belt near the Northern margin of the NCC and assigned it as the time of an UHT metamorphism.

The sample FP359 yield an age of 1919 ± 12 Ma calculated for monazites cores. Similarly, a high thermal event is associated with the widespread emplacement of mafic dykes at ~ 1915 Ma within the Hengshan Massif (Peng *et al.* 2005; Kroner *et al.* 2006). Due to the scarcity of such ages within the Trans-North China Belt (Fig. 5-15), they are difficult to interpret in term of tectono-metamorphic event. Nevertheless, the ~ 1915 Ma ages reported in two metapelites of the Lüliang Massif represent a thermal or tectonic-metamorphic event older than the main regional metamorphism dated at 1880 Ma.

In sample FP360, monazite cores yield an U-Th/Pb age of 1947 ± 10 Ma (Figs 5-11 et 5-15). Liu *et al.* (2006) reported U-Th/Pb monazite ages of 1942 ± 8 Ma and 1945 ± 6 Ma, from metapelites of the same locality in the southeastern part of the Lüliang Massif and interpreted these ages as recording the crystallisation of igneous monazite. It is worth to note that such ages at ca 1945 Ma are still not documented in the Hengshan-Wutaishan-Fuping area. Therefore, in the present knowledge, the ca 1940 Ma grains probably come from the Khondalite belt, and were incorporated in the sedimentary protoliths of the metapelites before the development of the Trans-North China orogeny.

2.2.6. Discussion

2.2.6.1. Correlation between the Lüliang Massif and the Hengshan-Wutaishan and Fuping Massifs

Although the Lüliang Massif is considered to belong to the TNCB, the recent models that try to explain the tectonic evolution of the TNCB are based only on the results obtained in the Hengshan-Wutaishan-Fuping Massifs, ignoring the Lüliang Massif (Zhao *et al.* 2001a, 2004b; Kusky *et al.* 2003). However, many of the pending problems obscuring the understanding of the TNCB might be partly solved by the study of the Lüliang Massif. In particular, the comparison of lithologies, deformation sequence and age constraints between the Lüliang Massif and the Hengshan-Wutaishan-Fuping Massifs presents numerous similarities (Fig. 5-16).

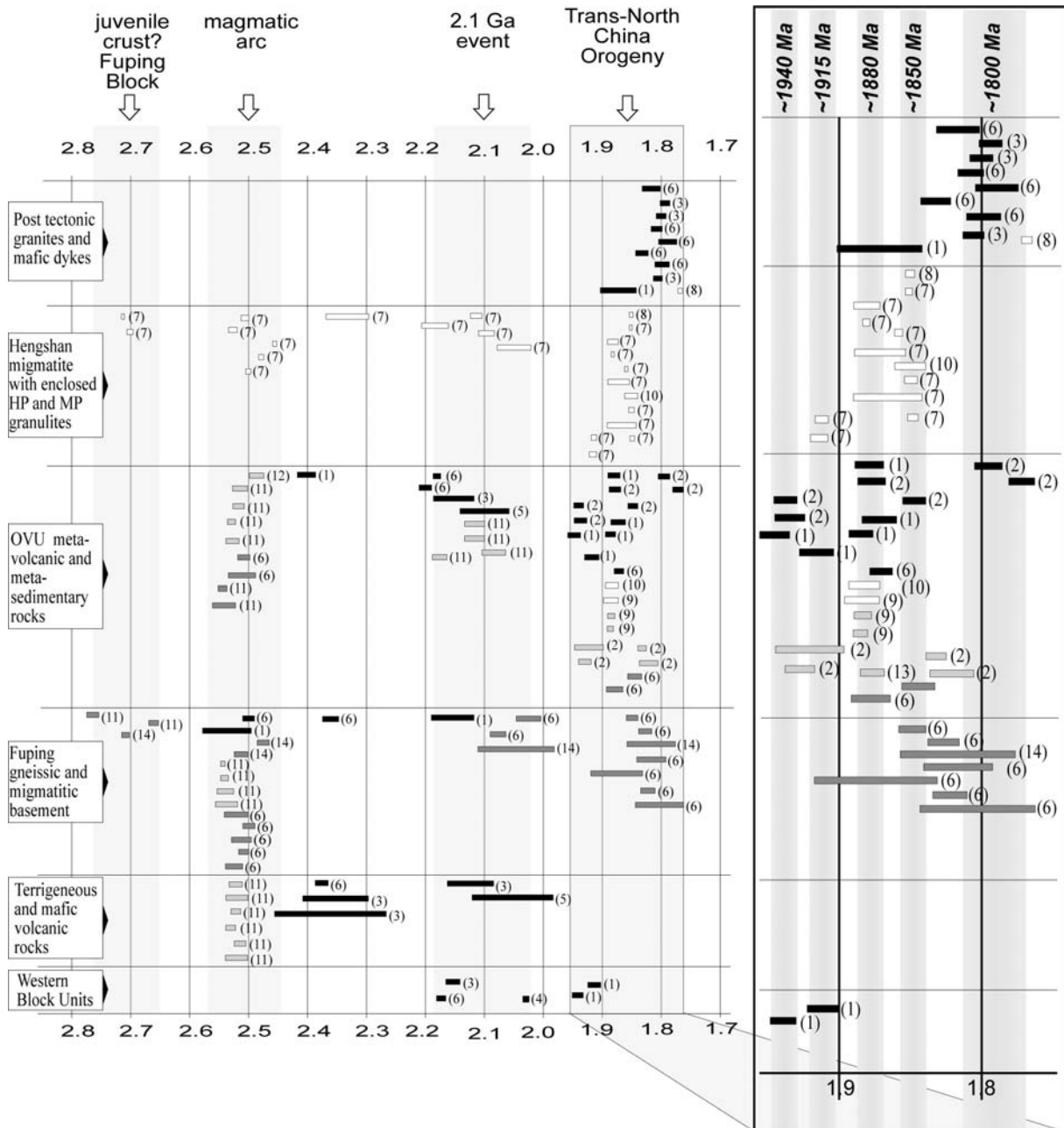


Fig. 5-15. Geochronological data set of the Lüliang massif (black boxes), Hengshan (white boxes), Wutaishan (pale grey boxes), Fuping Massif (dark grey boxes). (1): This study; (2) Liu *et al.* 2006; (3) Geng *et al.* 2003, 2004; (4) Wan *et al.* 2000; (5) Yu *et al.* 1997a; (6) Zhao *et al.* 2002, 2006a, pers. comm.; (7) Kröner *et al.* 2005, 2006; (8) Chang *et al.* 1999; (9) Trap *et al.* 2007; (10) Faure *et al.* 2007; (11) Wilde *et al.* 1997, 1998, 2004a, b, 2005; (12) Cawood *et al.* 1998; (13) Zhao *et al.* 2006b; (14) Guan *et al.* 2002.

The Lüliang Massif exhibits the same stack of nappes, as previously recognized in the Hengshan-Wutaishan domain (Trap *et al.* 2007). The greenschist facies Lüliang klippe has its counterpart within the Wutaishan, represented by the Low Grade Mafic Unit that also contains mafic magmatic, volcanic-clastic,

serpentinites and sedimentary rocks (Faure *et al.* 2007; Trap *et al.* 2007) (Fig. 5-16). These klippe are the remnants of a larger greenschist facies nappe that roots along the Trans-North China Suture where the same lithologies crop out. The MORB like geochemical signature of some metabasalts of the LGMU, within the Wutai klippe, is considered as an evidence for oceanic crust (Wang *et al.* 2004; Polat *et al.* 2005, in press). This oceanic area that separated the Western Block from the Fuping Block has been called the Lüliang Ocean (Faure *et al.* 2007, Trap *et al.* 2006, 2007). Our structural analysis document the southeastward thrust of the LGMU along a syn-metamorphic shear zone represented by the Upper Lüliang Thrust (ULT) and the Upper Wutai Thrust (UWT) in the Lüliang Massif and Wutaishan, respectively (Trap *et al.* 2007).

The underlying para-autochthonous domain overthrust by the LGMU thrust is represented by the OVU and its underlying basement interpreted as the westward extension of the Fuping massif, called the Fuping Block. This domain can be subdivided into several crustal slices separated by low angle ductile shear zones with a top-to-the SE kinematics. The extension of these tectonic contacts at depth is speculative, they are thus represented as dotted-line in the general cross-sections (Fig. 5-16). The Fuping Block appears as deformed by several crustal slices. However, we propose that the thrust faults observed within the Lüliang and Wutaishan Massifs may branch into a single basal thrust fault, that crops out to the East as the Longquanguan Thrust (LQGT, Fig. 5-16).

It is worth to note that Al-rich metapelites located at the southeastern edge of Lüliangshan, near Lingshi, do not belong to the western block as commonly documented in the literature (Zhao *et al.* pers. comm.; Liu *et al.* 2006; Xia *et al.* 2006) but they belong to the OVU. According to the general NW-SE trend of structures, we can easily correlate the metapelite and marble that crop out in the southeastern part of the Lüliang massif, near Lingshi, with the same rocks that crop out in the southern most part of the Wutaishan massif (Fig. 5-16). In this view, the Longquanguan Thrust might extend southwestward East of Lingshi. Zhao *et al.* (2006a, pers. comm.) consider that the Yunzhongshan is made only of granitic gneiss, named the Yunzhongshan TTG gneiss, intruded by the post tectonic Tangershang granite. On the contrary, our study demonstrates that the Yunzhongshan exhibits the same lithologies and structural pattern as those viewed in the Lüliangshan but also in the Wutaishan.

The OVU is thrust over the Fuping massif through a main thrust named the Longquanguan thrust, that represent the frontal thrust of the Trans-North China Belt in the study area. By comparison with the Lüliang, Hengshan and Wutaishan Massifs, the Fuping Massif displays a very different architecture made of E-W trending dome and basins developed during an earlier event at ca 2100 Ma (Faure *et al.* 2007; Trap *et al.* 2006, 2007), however the detail structure of the Fuping Massif is beyond the scope of this paper.

Migmatites are widespread in the Trans-North China belt but its genetic significance differs depending on its age and location. Within the Lüliang Massif, migmatites are older than 2.1 Ga since they are intruded by the 2150 ± 34 Ma orthogneiss, in agreement with the migmatitic leucosome dated at 2535 ± 41 Ma, and are thus considered to represent the basement upon which the OVU volcano-sedimentary rocks deposited, before both were subsequently thrust and folded

southeastward, during the collision at 1890-1870 Ma. Conversely, in the Hengshan, migmatites are widespread but as they are dated around 1850 Ma (Faure *et al.* 2007; Trap *et al.* 2007), they are coeval with a thermal doming only visible in this massif, responsible for the exhumation of the HP granulites (O'Brien *et al.* 2005; Zhao *et al.* 2001b). It is worth to note that HP granulites are not observed in the Lüliang Massif. However, such the existence of such migmatite due to a late-orogenic thermal event should not be ruled out in the Lüliang Massif and a more detail field is needed.

In agreement with previous work (SBGMR 1989), we correlate the Late Palaeoproterozoic Yejishan group of the Lüliang massif with the Hutuo Group of the Wutaishan Massif. They both consist of siliciclastic sedimentary rocks derived from the erosion of the early Trans-North China Belt tectonic phase accumulated in a series of sedimentary basins. In the Wutaishan domain, the sediments are interpreted as foreland basins (Bai *et al.* 1992; Wu et Zhong 1998; Wilde *et al.* 2004b) In the Lüliang Massif, the Yejishan group is preserved in isolated and often faulted stripes that could be interpreted as intramontane basins. Both in Lüliang and Wutaishan massifs, the Hutuo sediments were subsequently deformed by folds associated with an axial planar cleavage and thrust during D2 (Trap *et al.* 2007; this study). The age of the Hutuo Supergroup is presently unknown but since it unconformably covers the amphibolite facies OVU rocks which metamorphism is dated at 1880 Ma and because it is intruded by the Luchaogou pluton dated at 1807 ± 10 Ma, the age of the Hutuo Supergroup must be bracketed between these two dates.

2.2.6.2. Tectonic evolution

The ~2500 Ma ages represent the first and most widely developed arc magmatism in the North China Craton that resulted in large TTG intrusion within the Fuping Block and the deposition of the OVU. This Neo-Archaean-Early-Palaeoproterozoic period might correspond to the opening of the Lüliang Ocean that separated the Western Block from the Fuping Block.

The ~2100 Ma event is largely reported within the Lüliang massif and within the other massifs of the North China Craton as well. These ages reflect a second arc-related magmatism represented by the granitoids that intrudes both the OVU and its underlying TTG and gneissic migmatite basement (Faure *et al.* 2007, Zhao *et al.* pers. comm.; this study). It is worth to note that within the Lüliang Massif, some inherited ages are related also to the 2.1 khondalite belt of the Western Block. The formation of the Khondalite belt, the second-arc magmatism, and the intense partial melting in the Fuping Massif are certainly linked but not understood yet.

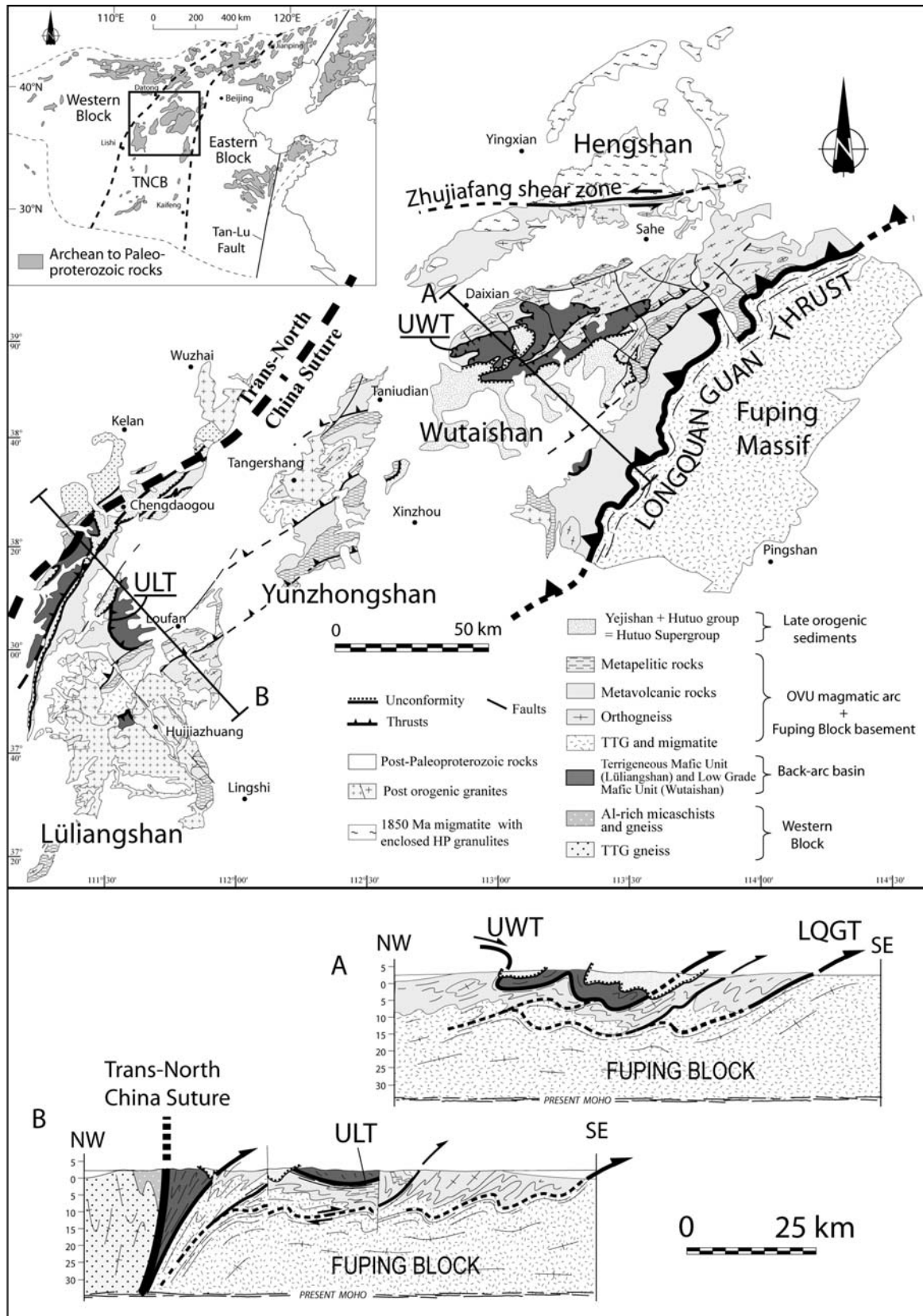


Fig. 5-16. Structural map showing the correlation between the Lüliang, Yunzhongshan, Hengshan, Wutaishan and Fuping Massifs. Crustal-scale interpretative cross sections of the Trans-North China Belt showing its bulk architecture and the dominant flat-lying structures. Note that the structure of the Fuping Massif is not represented here.

The significance of the 2.1 Ga event in the Trans-North China Belt is still speculative. Faure *et al.* (2007) propose that the 2.1 event recorded in the Fuping-Wutaishan-Hengshan Massifs could be interpreted as an older west-directed subduction of the Eastern Block below the Fuping Block.

Around 1890-1870 Ma, the regional amphibolite facies metamorphism developed during the D1 event. The nappe stacking associated with eastward or southeastward displacement is the consequence of the Western and Fuping Block collision after the westward subduction and subsequent closure of the Lüliang Ocean.

2.2.7. Concluding remarks

Our structural investigations of the Lüliang Massif documents polyphase, SE-directed synmetamorphic thrust tectonics, and the geochronological results, in agreement with previous ones, support a Palaeoproterozoic age, not a Neo-Archaeon one for the formation of the TNCB. The Lüliang Massif exhibits a peculiar Terrigenous-Mafic Unit that can be compared with the Low Grade mafic Unit defined to the NE in Wutaishan (Faure *et al.* 2007; Trap *et al.* 2007). These rocks, presently preserved as thrust sheets in the Wutai Klippe and Lüliang Klippe, can be compared with the ophiolitic nappes that characterize the modern collisional orogens. The Trans-North China Suture, located in the Western part of the Lüliang Massif, exposes the root zone of the Terrigenous-Mafic Unit and corresponds to the remnant of an oceanic basin called the Lüliang Ocean. However, the width of the Lüliang Ocean is unknown but the mixing of deep-sea sedimentary rocks (e.g. chert, siliceous shale and mudstone) and clastic sedimentary rocks argue for a rather small basin such as oceanic rift or marginal sea.

The Trans-North China Suture is major plate boundary that separates highly deformed and metamorphosed gneiss dated at ca. 1990 Ma to the East from less deformed TTG and paragneiss dated at ca. 1950 Ma to the West. In agreement with previous works (e. g. Trap *et al.* 2007; Faure *et al.* 2007), the underlying eastern continental rocks are attributed to the Fuping Block, which crops out more to the east in the Fuping Massif. Thus a west-directed oceanic subduction of the Lüliang Ocean, followed by the continental subduction of the Fuping Block and finally its collision with the Western (or Ordos) Block accounts well for the bulk architecture and the structural and metamorphic evolution of the Lüliang Massif which appears to represent the innermost massif of the TNCB. In such a model, the origin of the ca 2100 Ma OVU magmatic arc must be related to another, more easterly, subduction that might also account for the formation of the Lüliang oceanic basin. A complete discussion of the entire TNCB is beyond the scope of this paper, some preliminary elements can be found in Faure *et al.* (2007).

2.2.8. Acknowledgement

This work was supported by National Science Foundation of China grant n°40472116 and the contribution of the UMR 6113 (CNRS). Dr. Guochun Zhao is thanked for allowing us to use his unpublished geochronological work, presently in review.

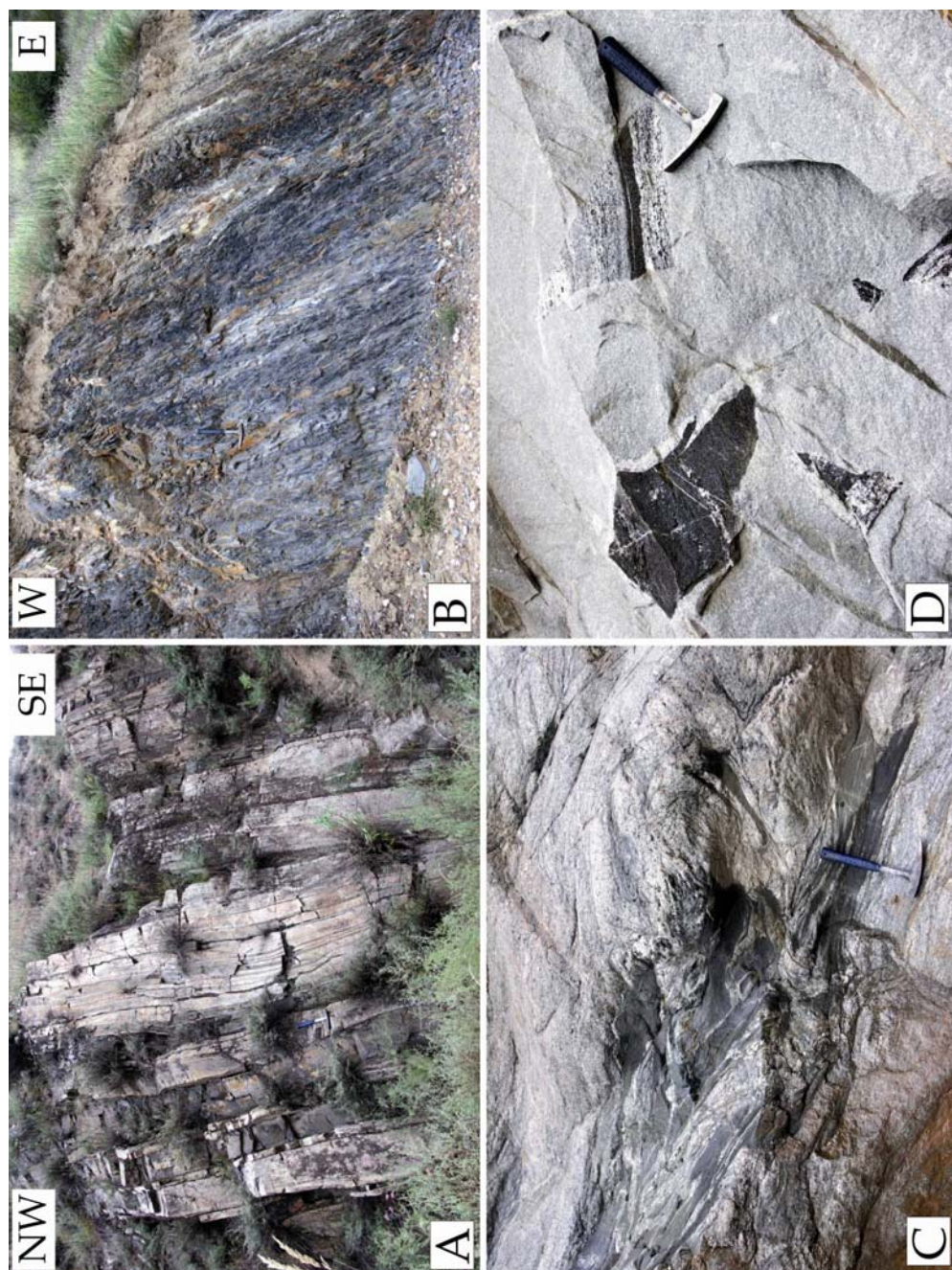
2.2.8. References (Voir en fin de manuscrit)

3. Bilan

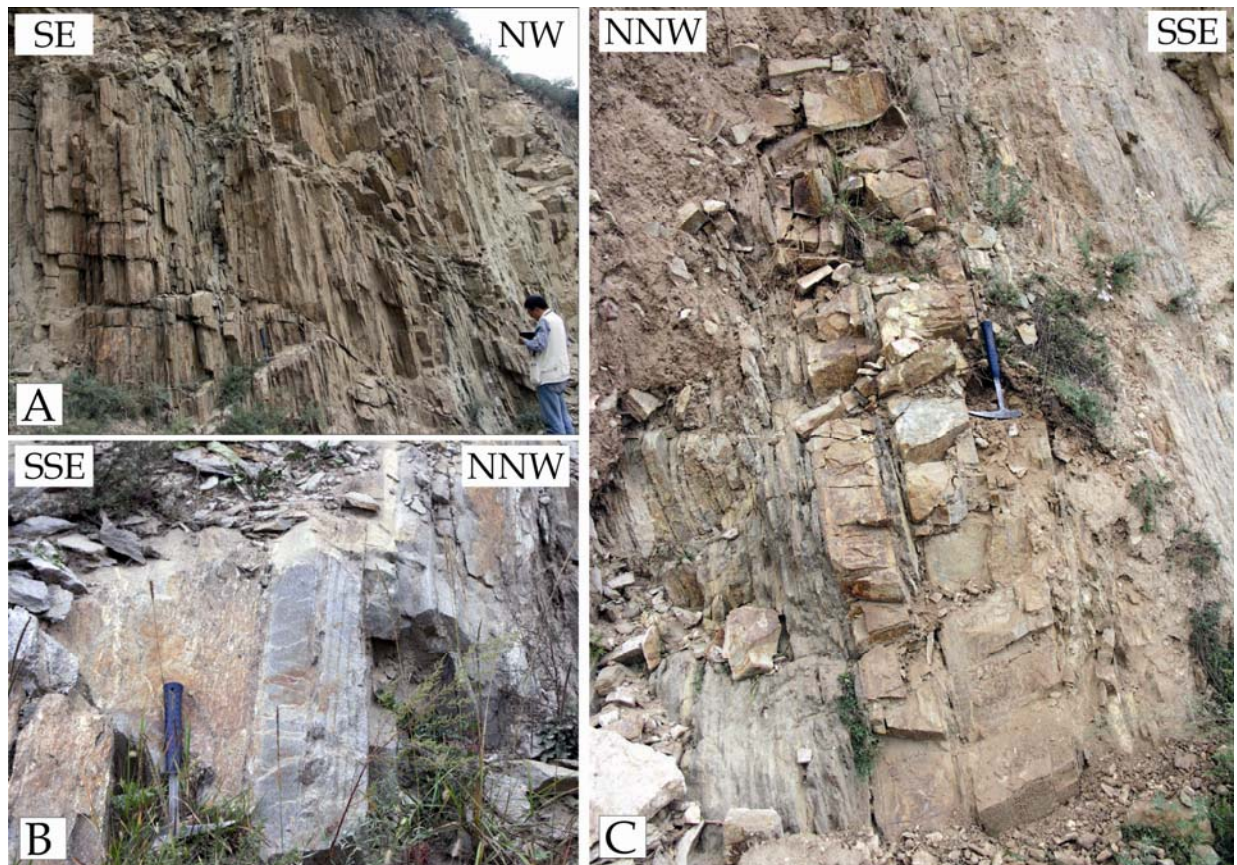
Dans le massif de Lüliangshan nous avons observé les mêmes unités et la même déformation que celles décrites dans le massif de Wutaishan. En particulier, la klippe du Lüliang est l'homologue de la klippe du Wutaishan qui toutes deux représentent l'unité "LGMU". En outre, cette dernière est observée dans la partie ouest du massif de Lüliangshan où la "Trans-North China Suture" a été définie. Ainsi le segment de la "Trans-North China Belt" affleurant dans les massifs de Lüliangshan, Hengshan, Wutaishan est un empilement de nappes à vergence SE, formé en réponse à une subduction continentale à vergence opposée.

Les résultats géochronologiques obtenus pour le massif de Lüliangshan s'accordent aussi avec ceux obtenus dans les massifs de Wutaishan, Hengshan et Fuping. Les trois familles d'âges, à ~2.5 Ga, ~2.1 Ga et ~1.9-1.8 Ga sont documentées. En particulier, les âges à 1887 ± 10 , 1887 ± 8 et 1872 ± 12 dans les gneiss à disthène ou sillimanite confirmant l'âge du métamorphisme lié à l'épaississement à 1880 ± 10 Ma.

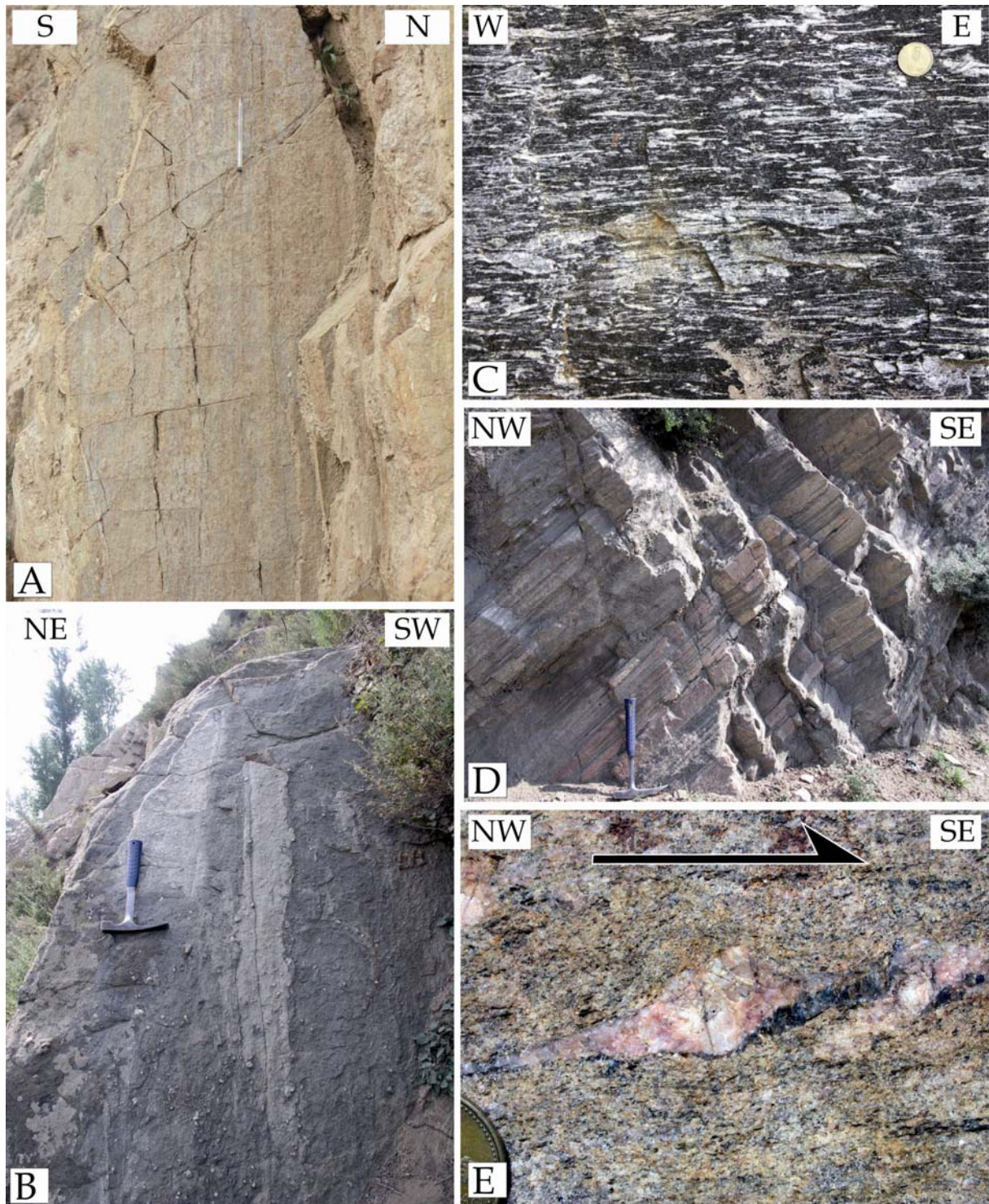
4. Annexes



Annexe 5-1. Lithologie de quelques segments des unités décrites dans le massif de Lüliangshan. A : Alternance acide-basique typique de l'OVU. B : Siltites noir-bleuté rubanées au sommet de la klippe de Lulaiing, à l'ouest de Loufan. C : Migmatite dans l'OVU. D : Enclave de socle TTG dans les granites



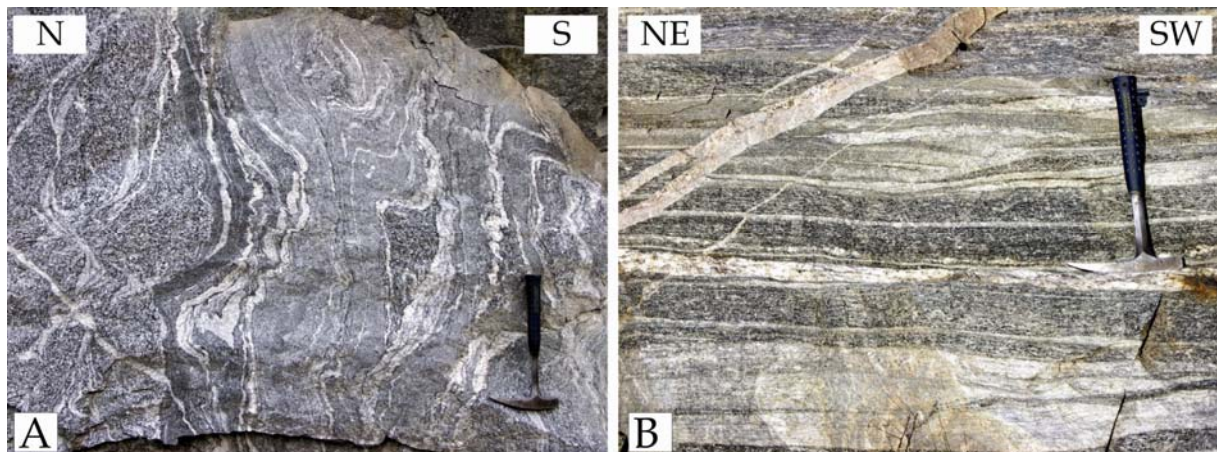
Annexe 5-2. Photos d'affleurements dans les flyschs de l'unité LGMU. Ce sont essentiellement des métasédiments quartzo-feldspathiques à biotite et grenat. A: A l'est de Hejiawan, alternance régulière de B et C : A l'ouest de Hejiawan, la série montre une alternance de bancs parfois pluri-décimétriques quartzo-feldspathiques compacts et de niveaux plus pélitiques.



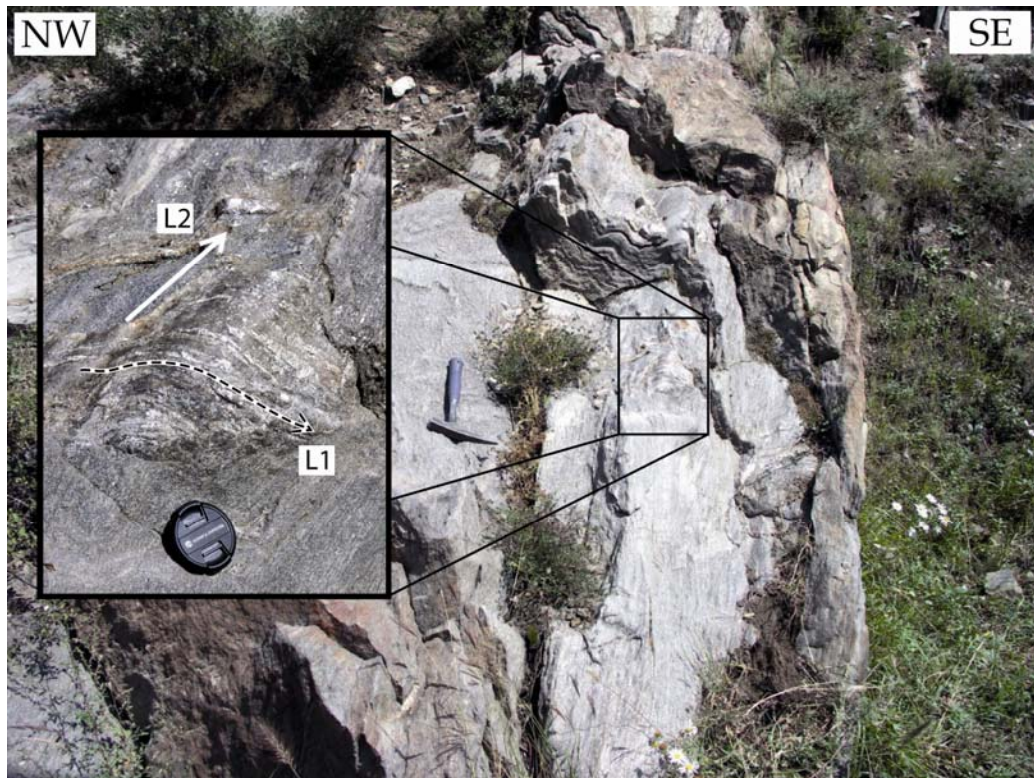
Annexe 5-3. Quelques exemples d'évidences de la déformation D1 dans le massif de Lüliangshan. A : Linéation L1 verticale marquée par l'alignement des agrégats de biotite dans les flyschs, à l'ouest de Hejiawan. B : Linéation L1 verticale dans des gneiss à porphyroclastes de feldspath ($N38^{\circ}30.100'/E111^{\circ}24.424'$). C. Mylonite d'amphibolite à plagioclase, sous la klippe du Lüliang ($N38^{\circ}00.286'/E111^{\circ}35.463'$). D : Zone mylonitique dans la série bimodale définissant en partie le chevauchement dupliquant l'unité de l'OVU dans le massif de Yunzhongshan, au sud-est du granite de Tangershan ($N38^{\circ}31.944'/E112^{\circ}28.323'$). E : Exemple d'un critère de cisaillement observé dans un orthogneiss oeillé. L'asymétrie des ombres de pression indique un sens de cisaillement vers le SE, massif de Yunzhongshan ($N38^{\circ}35.140'/E112^{\circ}31,579'$).



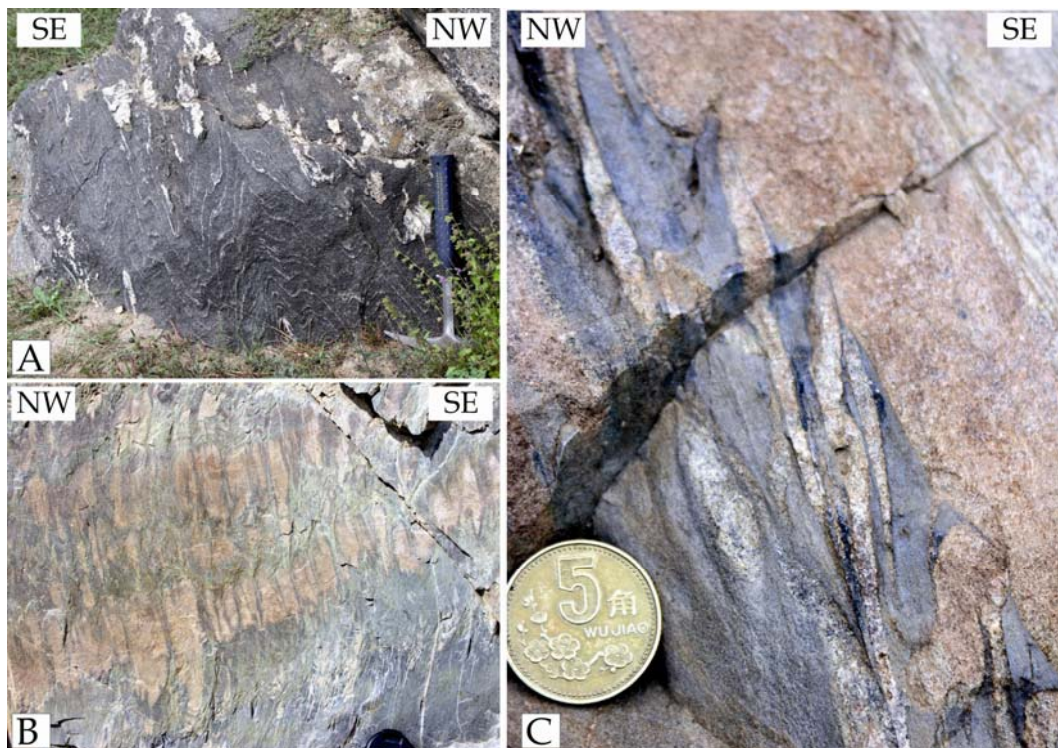
Annexe 5-4. Paragneiss et micaschiste à sillimanite et grenat dont certains niveaux leucocrates sont boudinés et déformés selon un cisaillement vers le SE, extrémité SE du massif de Lüliangshan, à l'ouest de Lingshi (N37°34.335'/E111°53.165').



Annexe 5-5. Photos de la migmatite du socle affleurant dans le massif du Yunzhongshan. Sur le cliché (A), la migmatite est faiblement déformée, au sud-est du granite de Tangershang (N38°36.497'/E112°30.705'). Sur le cliché (B) la même migmatite est mylonitique, le long du chevauchement au sud-est du granite (N38°37.530'/E112°29,243').



Annexe 5-6. Linéation L1 replissée par des plis F2 orientés N40E, marqués par la crénulation L2 associée, micaschiste à grain fin, massif de Yunzhongshan (N38°43.509'/112°33.436').



Annexe 5-7. Déformation D2. A : Plis F2 déversés vers le SE affectant un gneiss à amphibole à grain fin. B : Schistosité S2, verticale, se développant au détriment de la stratification S0 marquée par des bancs de grès fin à patine beige. Ces derniers se transposent dans la schistosité, groupe de Hutuo (N38°29.393'/E112°35.206'). C : transposition des niveaux gréseux dans la schistosité. La succession de niveaux argileux (bleus) et gréseux (roses) n'est plus due à la stratification d'origine mais à la déformation.

Chapitre 6

Le massif de Zanhuang et les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Chapitre 6

Le massif de Zanhuang et les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Ce chapitre s'organise en deux parties. Dans la première partie, nous présentons les résultats de l'étude structurale du massif de Zanhuang qui est situé à l'extrémité est de la chaîne et qui, comme le massif du Lüliangshan avec le bloc de l'ouest, permet d'appréhender la relation entre la "Trans-North China Belt" et le bloc de l'Est.

La seconde partie de ce chapitre présente les résultats issus de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, qui apporte des informations importantes dans l'interprétation de l'évolution de la chaîne.

1. Le massif de Zhanhuang

1.1. Présentation de l'article

L'article suivant présente la structure du massif de Zhanhuang et les principales phases de déformation ayant affecté les roches qui le constituent. En outre, deux âges U-Pb sur zircon et deux âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole sont présentés.

Pour l'instant ces résultats ne sont que préliminaires, néanmoins la nouvelle interprétation de la structure du massif de Zhanhuang, présentée ci-dessous, tient une place très importante dans la compréhension de l'histoire tectonique de la partie centrale du Craton de Chine du Nord.

1.2. Article 4: The Zhanhuang Massif, the eastern suture zone of the Paleoproterozoic Trans-North China Belt.

Version préliminaire

Pierre Trap

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, CNRS – Université d'Orléans (UMR 6113),
45067 Orléans Cedex 2, France

Michel Faure

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, CNRS – Université d'Orléans (UMR 6113),
45067 Orléans Cedex 2, France

Wei Lin

State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics,
Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Patrick Monié

Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère UMR CNRS 5573, INSU Université
Montpellier II, 34095 Montpellier Cedex 5, France

Sébastien Meffre

School of Earth Sciences, University of Tasmania University of Tasmania School of
Earth Sciences, University of Tasmania, Hobart, Tasmania, Australia

1.2.1. Abstract

This paper presents a reappraisal of the main structural features of the Zhanhuang Massif, in the Paleoproterozoic Trans-North China Belt and lead to the proposal of a new tectonic interpretation of this part of the North China Craton. The Zhanhuang Massif lies at the eastern margin of the Trans-North China Belt. It consists of a NW-SE trending stack of supracrustal and infracrustal slices that thrust over the southeast. This stripe is interpreted as an old oceanic basin that closed during the Tran-North China orogeny. Therefore, within the Zhanhuang massif we document the eastern suture zone of the Trans North China Belt.

1.2.2. Introduction

The Zhanhuang Massif is the easternmost outcropping part of the Trans-North China Belt and therefore is the most promising area to investigate the geological relationships between the collisional orogenic belt and the Eastern Bloc. The Trans-North China Belt is a Paleoproterozoic Orogen formed in response to the collision of the Eastern and Western Block leading to the amalgamation of the North China Craton (Zhao et al., 2001). Recent studies proposed an intervening block between the two Archean ones (Faure et al., 2007; Trap et al., 2007). Curiously, a very few paper propose a structural view of the Zhanhuang massif and its relationship with the Trans-North China Belt. Kusky and Li (2003) suggest that the Zhanhuang Massif represents a passive continental margin thrust to the east upon the Eastern Block during the Archean at ~2.5 Ga. However these authors never document a precise structural maps of the Zhanhuang massif but present a broad interpretative model of the whole NCC (Kusky and Li, 2003; Li and Kusky, 2007; Kusky et al., 2007), without any crustal or lithospheric scale cross-section. The Zhanhuang massif is still poorly documented and thus rarely considered within tectonic model for the Trans-North China Belt. Nevertheless, in a recent paper, Wang et al., (2003) brought important new structural and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronological insight for the Zhanhuang Massif. Wang et al. (2003) suggest that the massif was subjected to four deformational events (D1-D4). The early D1 event is recorded as rootless folds occurred at 1870 Ma. The D2 event corresponds to a top-to the E-SE thrusting in a collisional environment at 1870-1826 Ma. These two events, D1 and D2, are relative to compression. A post collisional divergent extensional event D3 occurred at 1826-1793 Ma (Wang et al., 2003). The last event D4, is marked by localized extension along three main normal ductile shear zones developed at 1689-1633 Ma. Wang et al. (2003) mainly documented and discussed the post collisional tectonic history of the Zhanhuang Massif. In addition they did not discuss the relationships between the other massifs and the tectonic significance of the Zhanhuang Massif within the Trans-North China Belt and the NCC.

In this contribution, we reappraise the lithological and structural elements of the Zhanhuang massif. Some new geochronological constraints are further presented, that confirm geochronological results obtained by Wang et al. (2003). In comparison with our previous investigations within the others massifs constitutive of the TNCB (Faure et al., 2007, trap et al., 2006, 2007, Trap et al., in review-a, b) we first document that the Zhanhuang Massif presents the suture zone between the Eastern Block and the Fuping Block, an intervening block between the Eastern and Western Block. This result is corroborated by recent geochemical and geophysical seismic investigation available in the literature. The conclusion presented in this paper is a great step forward in the understanding of the tectonic setting of the Trans-North China Belt and the North China Craton.

1.2.3. Geological setting

The Zhanhuang massif crops out as a NNE trending, 40-60 km wide and ~140 km long Archean-Paleoproterozoic metamorphic domain (Fig. 6-1). In its western and northern margins, it is unconformably covered by the unmetamorphosed Paleomesoproterozoic Changcheng group deposited at ~1700 Ma (Lu and Li, 1991). Elsewhere, Archean to Paleoproterozoic rocks lies beneath the Paleo-Mesozoic sedimentary cover (Fig. 6-1). We describe the architecture of the Zhanhuang massif as three-fold: i) the Western Zhanhuang Domain (WZD), ii) the Eastern Zhanhuang Domain (EZD) and iii) the Central Zhanhuang Domain (CZD). The three domains are separated by important ductile shear zones among which the Podi-Haozhuang shear zone (Niu et al., 1994a,b; Wang et al., 2003), that separates the WZD and the CZD, is the most significant tectonic contact over the whole massif (Fig. 6-1).

1.2.3.1. Western Zhanhuang Domain (WZD)

The WZD is mainly composed of trondhjemitic, tonalitic and granodioritic (TTG) rocks that suffer partial melting since migmatite is widespread. Within the migmatite, some anatectic granites form N-S trending, 2-10 km wide and 10-15 km long, elongated plutonic bodies (Fig. 6-1). These anatectic granites consist mainly of pink monzogranitic gneisses and granodioritic gneisses. The migmatite and anatectic granites are restricted to the Northern area of the WZD. Rocks of the WZD suffered an amphibolite facies to granulite facies metamorphism but might have suffered a polymetamorphic evolution. These rocks have been attributed to the Archean, around 2500-2600 Ma (HBGMR, 1989). Indeed, numerous Neorchean ages have been reported in the other massifs of the TNCB and reflect a period of large TTG magmatism within the NCC (e.g. Zhao et al., 2002).

1.2.3.2. Eastern Zhanhuang Domain (EZD)

The EZD is a 15 km wide and 70 km long area that form the south-easternmost part of the Zhanhuang Massif. Lithologies within the EZD are quite similar to those of the WZD leading previous authors to consider that the EZD and WZD both formed a same high grade Archean basement (Niu et al., 1994; Wang et al., 2003). Indeed, the EZD is composed of TTG gneiss and migmatites. Migmatite commonly hold stretched amphibolitic lenses, as well as preserved coarse grained orthogneiss and garnet bearing tonalitic gneiss. Rocks of the EZD also suffered an amphibolite to granulite facies metamorphism. Protolith ages are estimated around 2400-2600 Ma (Wang et al., 2003). Unlike the WZD, we do not observe any pink anatectic granite. In addition, the structural features are very different between the two parts (see section 1.2.4).

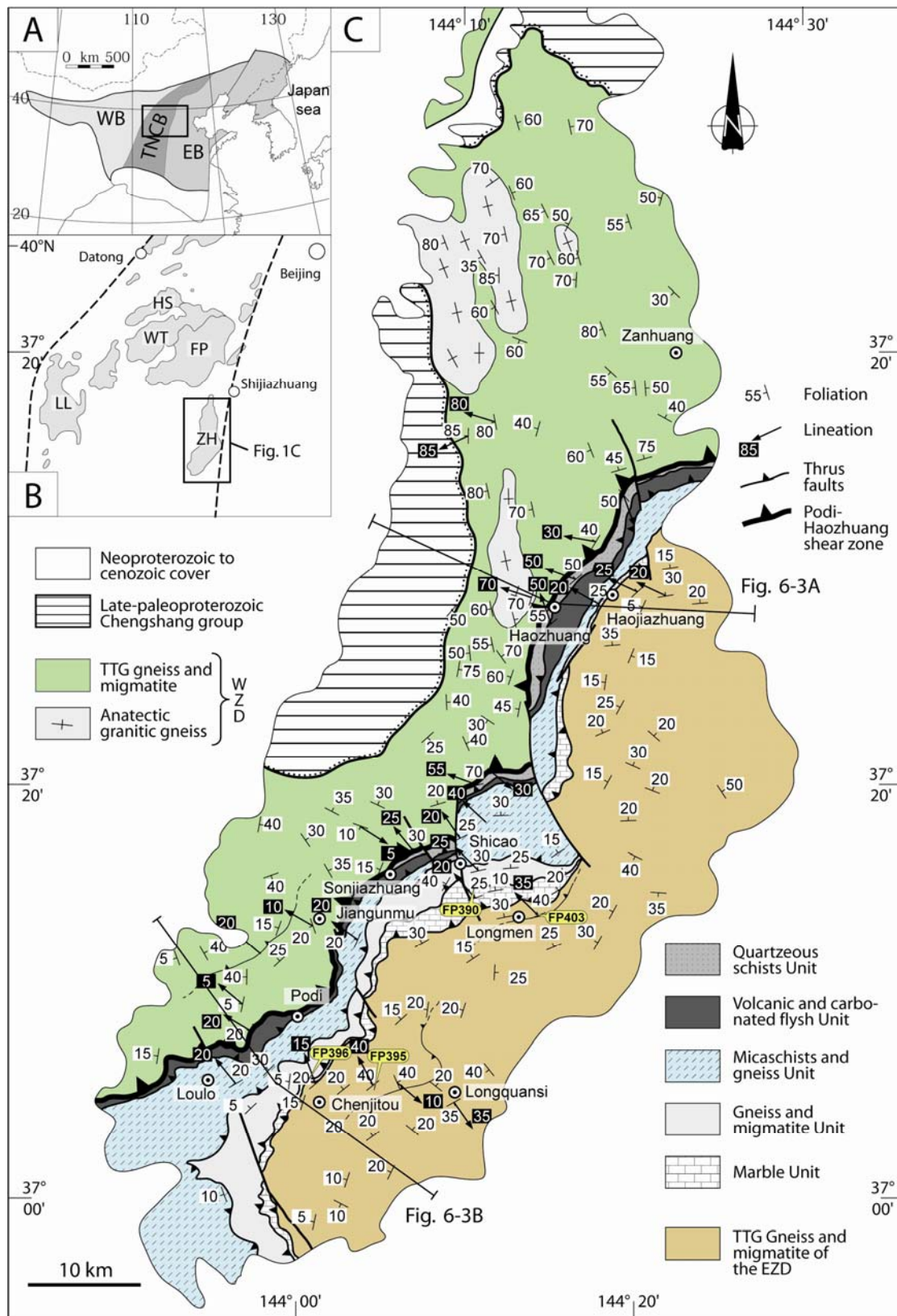


Fig. 6-1. A: Simplified map of the North China Craton showing the three-fold subdivision of Zhao et al. (2001). B: Location of the Zhanhuang massif within the Trans-North China Belt. C: Map of the Zhanhuang massif.

1.2.3.3. Central Zhanhuang Domain

The CZD form a 120 km long and 5-10 km wide stripe where most of metasedimentary and metavolcanic rocks of the Zhanhuang Massif crops out (Fig. 6-1). The volcani-sedimentary pile is not continue but highly disrupted by several shear zones and interleaved with kilometre scale orthogneissic and migmatitic thrust slices. Several field cross sections performed through the CZD allow us to recognize, from west to east, five units: i) a quartzeous schists unit, ii) a volcanic rocks and carbonated flysch unit, iii) a micaschists and paragneiss unit, iv) an orthogneiss and migmatite unit and v) a marble unit:

i) The quartzeous schists unit crops out mainly in the northern part of the central zone (Fig. 6-1). It consists of weakly metamorphosed clastic quartzeous chloritoschist, muscovite bearing middle to coarse grained sandstone, medium grained chlorite bearing sandstone, chlorite and muscovite bearing schist, biotite and muscovite bearing quartzite, biotite-muscovite-chlorite bearing schist. In spite of tectonic contact between each unit, some calcareous levels within the lower part of the series define a transition zone with the underlying flysch unit (Fig. 6-2A).

ii) The volcanic rocks and carbonated flysch unit can be defined as two-fold. The western and upper part is composed of a turbiditic type alternation of carbonateous and quartzeous schist layer making a flysch like series. The thickness of carbonateous and schist layers varies from few centimeters to few meters (Fig. 6-2B). This flysch overlies a volcanic series made of an alternation of amphibolite and felsic gneiss (Fig. 6-2C). In the northern central zone, the volcanic rocks consist dominantly of deformed pillow basalts. The pillows are decimetre to meter size epidosite lenses lying within an amphibolite matrix (Fig. 6-2D). The proportion of epidosite decrease to the south and the best outcrops are located in the northern part of the CZD near Haojiashuang. Also, some lava is intercalated within carbonateous flysch. This two units, lying at the western margin of the Central Zhanhuang Domain (CZD), were both metamorphosed under greenschist to lower amphibolite facies conditions that range around 350-500°C and 3-7 kbar (HBGMR, 1989).

iii) The micaschists and gneiss unit is composed of garnet bearing and garnet free biotite micaschist, biotite bearing gneisses, muscovite and biotite bearing quartzite. In addition some centimetre to decimetre thick layers of quartzite and carbonate appear in the series. The mineralogical assemblage within these rocks suggests that the micaschists and gneiss unit suffered amphibolite facies metamorphism.

iv) The gneiss and migmatites unit is composed of biotite bearing orthogneiss, diorite, TTG, foliated migmatite. Within migmatite, metre scale enclaves of garnet bearing amphibolite and granulites occur.

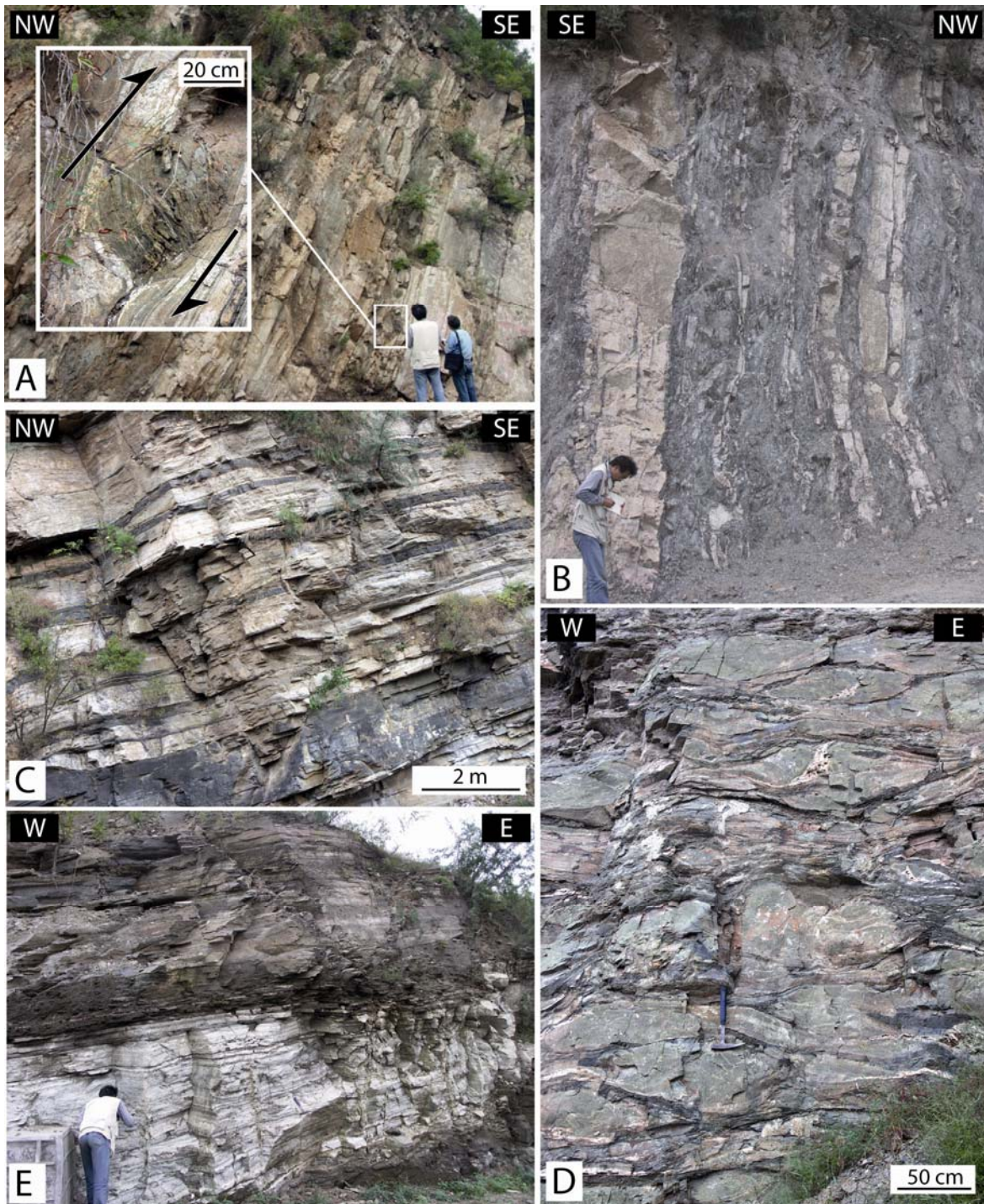


Fig. 6-2. Lithological types within the Metavolcanosedimentary Central zone. A. Micaceous quartzite forming decimetric layers sometimes intercalated with carbonate or volcanic layers, north of Shicao. Insert: lens of metavolcanite showing a clear top-to-the E kinematics (N37°19.907'/E114°11.436'). B: Carbonate and carbonate schist alternation, north of Shicao (N37°19.006'/E114°10.231'). C: Typical volcanic series made of an amphibolite and felsic gneiss layering, east of Sonjiazhuang (N37°16.633'/E114°08.101'). D: Deformed epidosite lenses within an amphibolite matrix interpreted as a pillow basalt formation, east of Haozhuang (N37°28.942'/E114°17.520'). E: Fine layered coarse grained marble overlain by an amphibolite rich formation, near Longmen (N37°15.030'/E114°10.768).

v) Finally the marble unit is mainly composed of coarse grained and fine layered marbles up to 1 km in width. At the outcrop scale it formed meters thick competent layers intercalated with garnet bearing amphibolite, quartzite, schists and volcanic rocks (Fig. 6-2E).

Within the Central Zanhuang Domain, the metamorphic grade rise from the western part to the eastern part of the belt, i.e., from the weakly metamorphosed muscovite quartzite and chloritoschist to the highly metamorphosed marble and garnet bearing amphibolite. The age of metamorphic events are not yet constrained.

1.2.4. Structural analysis

Two main deformation events are responsible for the bulk architecture of the Zanhuang massif that we describe as a stack of metavolcanosedimentary rocks and infracrustal rocks pinched between the WZD and the EZD and thrust over the latter toward the SE (Figs. 6-1 and 6-3). The first deformation, referred as D1, is related to an early deformation prior to the syncollisional one. The main event is a compression related deformation referred as D2, in response to crustal thickening. D2 is penetrative and ubiquitous over the whole massif. In addition an extension related deformation (D3) developed in a more localized way in response to orogenic collapse and crustal thinning. Finally, some deformation within the Chancheng Group argues for a late deformation event, after 1700 Ma.

1.2.4.1. Early deformation (D1)

The early deformation D1 is recorded only in the Western Zanhuang. It is defined by a S1 foliation that strikes consistently N160-180E (Figs. 6-1 and 6-4). S1 is steeply dipping or vertical in the northern part of the WZD whereas shallowly dipping in its southern counterpart. In addition, strain intensity is not homogeneous in space. Some meter scale mylonitic zones parallel to S1 have been observed within TTG gneisses. Despite the fact that the anatectic granite is steady state deformed mainly along its margins with the surrounding rocks, it commonly shows isotropic fabric or a weak magmatic layering in its core, suggesting a syntectonic origin. A steeply dipping to vertical stretching lineation L1 is sometime observed. L1 developed along the limbs of the anatectic granite or within TTG gneiss. A more small scale field work is needed to precise the structural feature of this part of the Zanhuang Massif. However these preliminary results are in agreement with that one can observe more to the northwest in the Fuping Massif where a dome-and-basin structure with anatectic granitoid lying in the core of the dome is described (Trap et al., in review-a). West of the podi-Haozhang shear zone, TTG gneiss and migmatite of the WZD are reworked as protomylonites and mylonites that defined the S2 foliation that totally erased the S1 one.

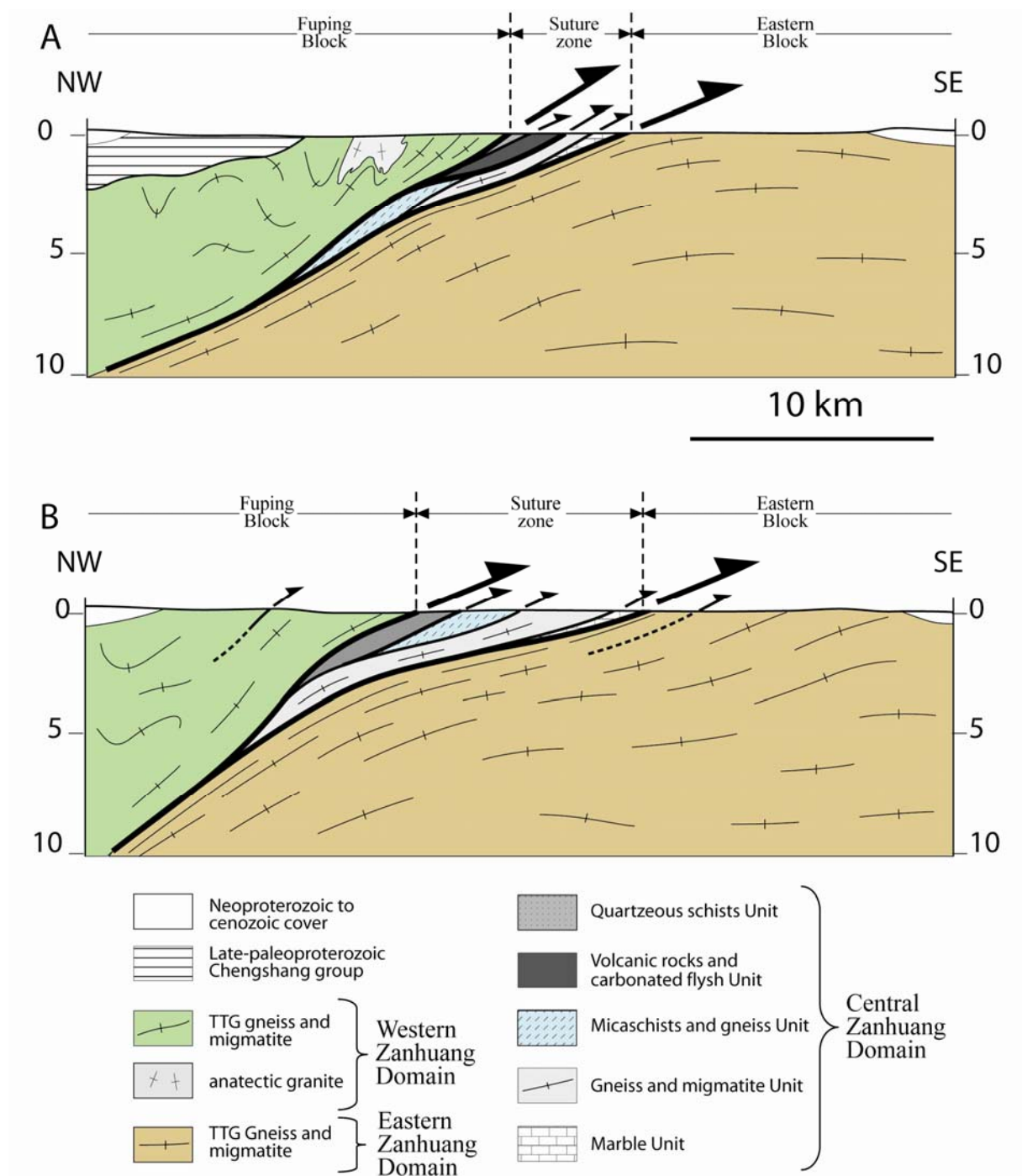


Fig. 6-3. Crustal cross sections through the Zhanhuang Massif. The area is composed of two high grade crystalline block between which metavolcanosedimentary and crystalline slices were thrust toward the SE. See figure 6-1 for locations of cross sections A and B..

1.2.4.2. Syn-collisionnal deformation (D2)

The deformation D2 is defined by a pervasive S2 foliation and a L2 lineation that both constitute the main fabrics in the Zhanhuang Massif, in particular within the CZD and the EZD. S2 is marked by the preferential orientation of metamorphic minerals such as biotite or amphibole. Within the volcanosedimentary unit, S2 warps around epidosite lenses. Within the greenschist facies quartzeous chloritoschists unit, S2 is commonly marked by chlorite preferred orientation or appears as a S0-2.

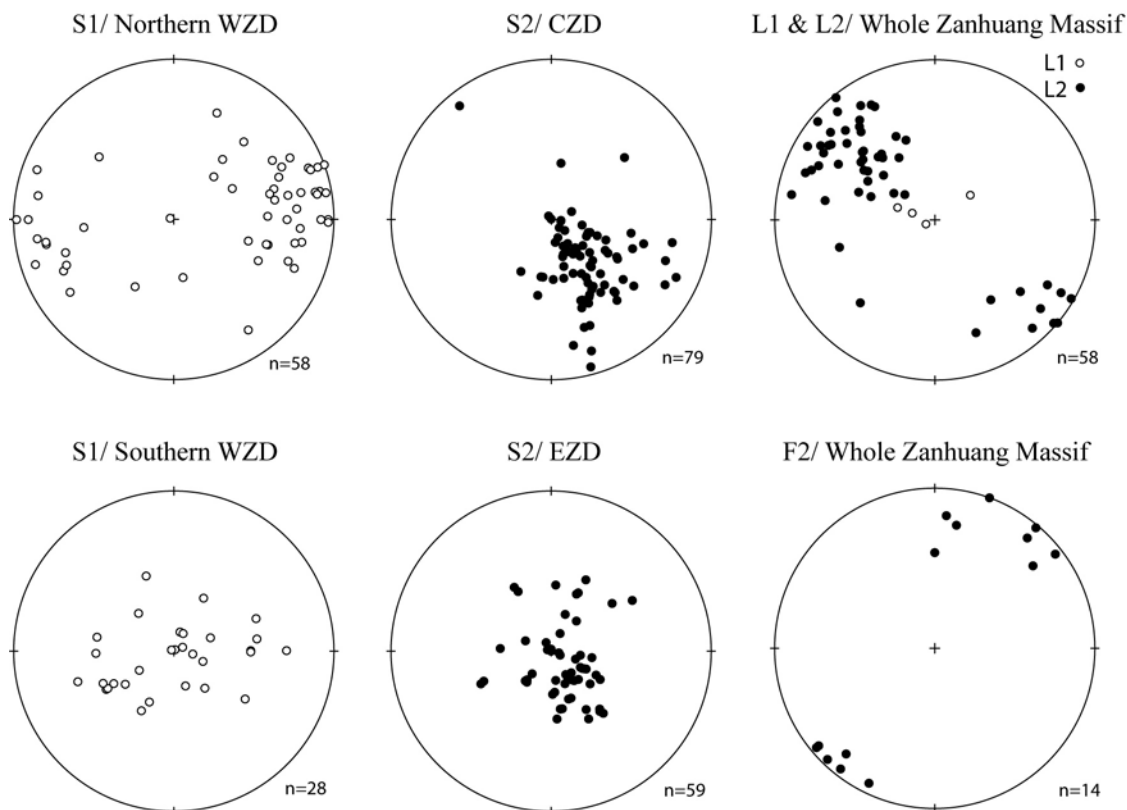


Fig. 6-4. Equal area, lower hemisphere Schmidt diagrams of D1 and D2 fabrics, in the Zhanhuang Massif.

S2 strikes consistently N40-60E and is softly dipping toward the NW or even flat lying, in particular in the EZ and the southern CZ (Figs. 6-1 and 6-4). S2 becomes steeper in the western part of the northern CZ (Figs. 6-1 and 6-3).

The L2 lineation is marked by the preferred orientation of amphibole, pressure shadows around garnet porphyroblasts and elongated biotite aggregates (Fig. 6-5A). Along the L2 lineation several top-to-the SE shearing criteria are observed. For instance, they consist of asymmetrical pressure shadows around meter scale granulitic lenses, which represent boudinages mafic dykes (Fig. 6-5B). Some sigmoidal shaped competent quartzeous layers within marbles or drag folds around shear zones are further top-to-the SE shear criteria (Fig. 6-5C). Some syn-D2 folds are characterized by fold axes parallel to L2 (Fig. 6-5D).

Deformation intensified along mylonitic shear zones that show the same D2 fabrics characterized by a NW-SE trending lineation and a top-to the SE kinematics (Fig. 6.5E). Between each unit the shear zones are interpreted as thrust faults responsible for the tectonic slicing of the different units describe within the CZD (Fig. 6-3). In particular, the Podi-Haozhuang shear zone, that separates the WZD and the CZD, is the most important thrust fault of the massif and places highly metamorphosed migmatite and gneiss upon weakly metamorphosed sediments of the quartzeous schist unit.

S2 and L2 are folded by meter-scale F2 folds with an N50E trending fold axis. These folds are commonly overturned to the SE. Sometime a crenulation lineation with the same direction develops. In addition a crenulation cleavage sometimes developed within fold hinges.

Within the volcanosedimentary rocks, centimetre scale folds around epidosite lenses have a fold axis that trend N140-130E, parallel to the L2 marked by preferred orientation of amphibole, whereas epidosite lenses show a pronounced prolate shape. L-type deformation is also observed within the WZ orthogneiss.

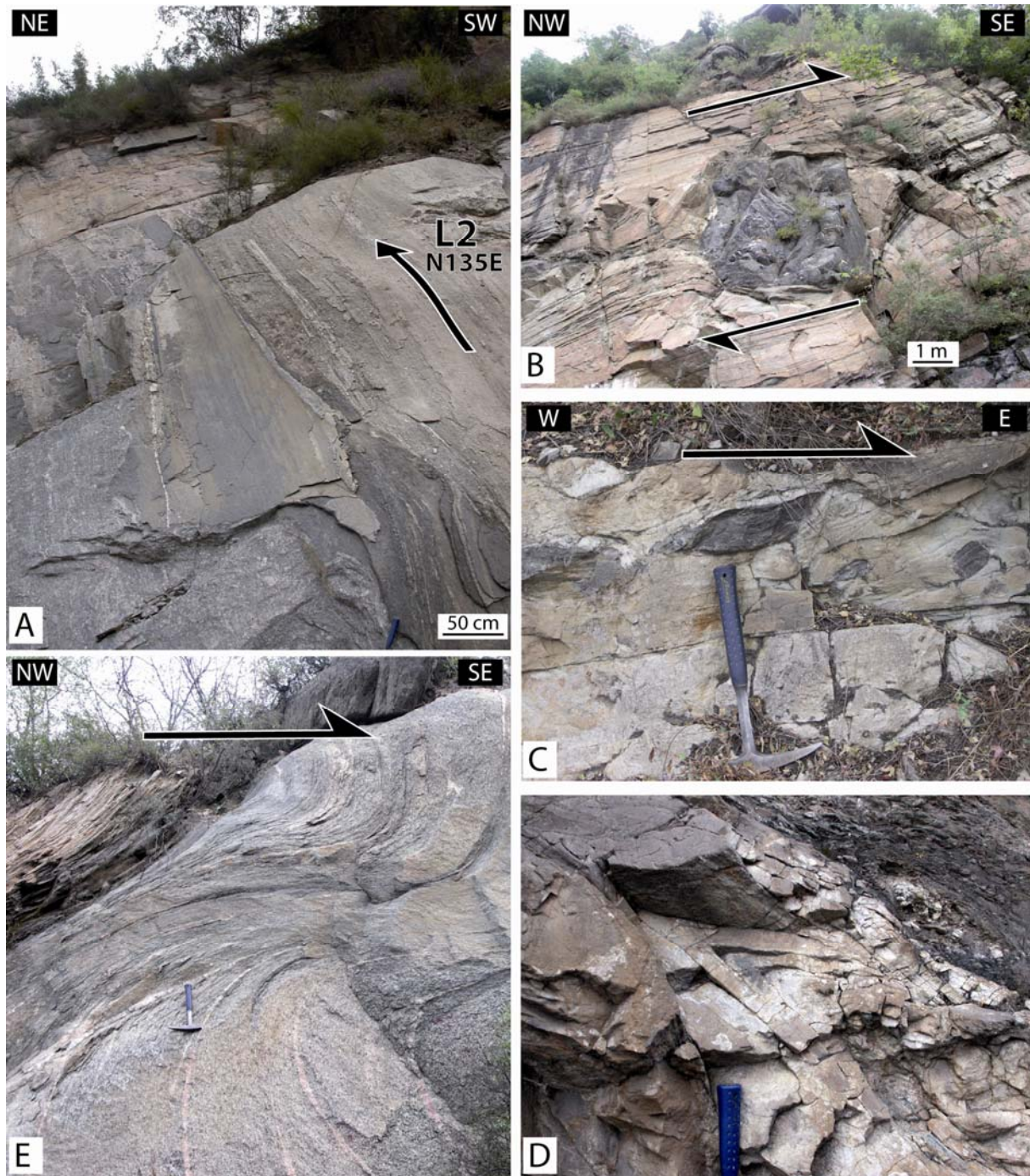


Fig. 6-5. Structural features of the D2 deformation. A: S2 mylonitic to ultramylonitic surface holding a well pronounced L2 lineation that trends N135E and along which top-to-the SE shear criteria developed, within the EZ gneiss southeast of Chicai (N37°13.829'/E114°14.765'). B: Four meters size mafic enclave within gneissic migmatite from the Gneiss and Migmatite Unit, showing a top-to-the SE shearing, west of Chenjitou (N37°05.818'/E114°00.093'). C: Sigmoidal shaped centimetric boudinages siliceous layer within marble that indicate a top-to-the SE kinematics, east of Sonjiazhuang (N37°16.755'/E114°09.220'). D: Syn-D2 fold within micaceous quartzite, fold axis is parallel to L2, north of Shicao. (N37°19.907'/E114°11.436'). E. Flat lying ductile shear zone within a tonalitic gneiss from the EZ, shearing is top-to-the SE, east of Chenjitou (N37°05.151'/E114°06.930).

1.2.4.3. Extension related deformation (D3)

The D3 deformation is characterized by a top-to-the W normal shearing (Figs. 6-6A-B). Centimeter spaced shear bands within the quartzeous schist indicate a top-to-the W normal shearing. This normal kinematic is also observed within micaschist in the middle part of the Central zone and develops in weaker lithologies. In addition D3 deformation is responsible for metric scale folds overturned toward the west. Commonly, thrust faults developed during the D2 event are reworked as normal ones.

1.2.4.4. Late normal faulting

Within the Late Paleoproterozoic (~1700 Ma) Changcheng group, some collapse folds together with crenulation cleavage indicate a normal shearing (Fig. 6-6C). This deformation could correspond to the detachment of the sedimentary series.

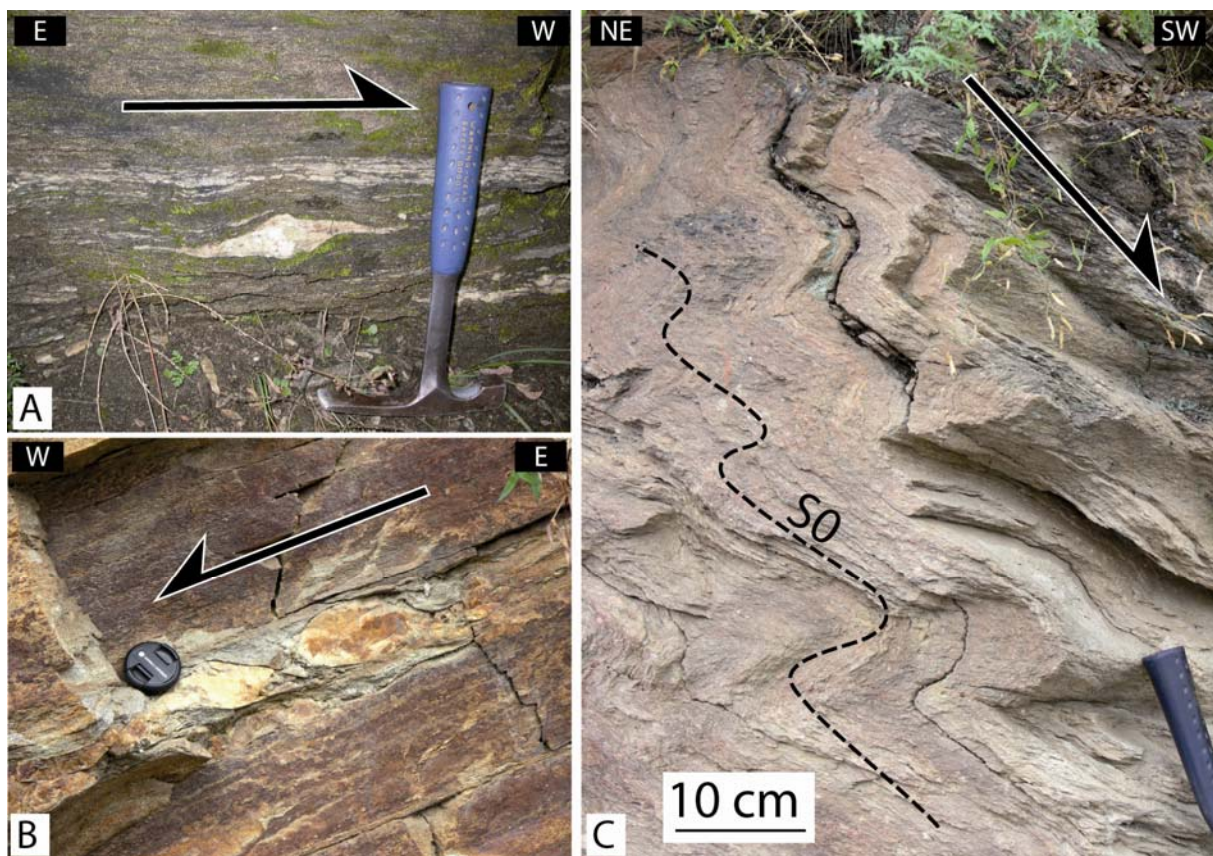


Fig. 6-6. Structural features of the D3 deformation. A: Milonitic gneiss with leucocratic layer showing a top-to-the W shearing, in the southern Podi-haozuang shear zone, west of Podi (N37°08.552'/E113°57.541'). B: Sigmoidal quartz lenses showing top-to-the NW shearing during normal D3 event, from the Micaschiste and Gneiss Unit (N37°16.726'/E114°09.370'). C: Drag folds and associated crenulation cleavage within weakly metamorphosed coarsed grained sandstone, western edge of southern ZH (N37°12.037'/E113°54.077')

1.2.5. Geochronological constrains

1.2.5.1. LA-ICP-MS on zircon

Method.

The rocks were crushed in a ring mill and sieved (400 micron). Non magnetic and slightly magnetic heavy minerals were separated from the <400 micron fraction. Large zircon grains were then picked from the heavy mineral separate and mounted in epoxy. The samples were analysed using a Hewlet Packard 4500 quadrupole ICPMS and a New Wave UP 213 nm laser at university of Monash, Australia. Ablation was performed in a custom designed chamber in a He atmosphere using a laser pulse rate of 5Hz on a beam 30 micron in size delivering about 13 mJcm⁻². A total of 11 masses were analysed (Zr, Hf, Nd, Hg, Pb, Th, U) with longer counting time on the Pb and U isotopes. Each analysis began with a 30s gas blank followed by 30s with the laser switched on. Mass bias, down hole fractionation and instrumental drift was corrected by analysing 4 crystal of the Temora international zircon standard (Black *et al.* 2003; Black *et al.* 2004) for every 12 unknown zircons. The correction factors were then checked using 91500 international zircon standard (Wiedenbeck *et al.* 1995) analysed twice for every 12 unknown zircons. Data reduction was performed using the methods outlined by Black *et al.* (2004). Weighted averages and Concordia plots were calculated using the isoplot software of Ludwig (2003).

U/Pb zircon results.

U/Pb analytical results are summarized in the table 2. Isochron diagrams are shown in figure 6-7.

Sample FP390 is a biotite and amphibole bearing gneiss sampled in the gneiss and migmatite unit, SE of Shicao (Fig. 6-1). On the outcrop, S2 trends N30E and dips 40° toward the west. L2 is pronounced and trends N135E and top-to the SE shearing is observed. Ten zircon analyses from sample FP390, plot along a well constrained isochron intersecting Concordia at 626±45 and 2606±60 Ma. This age is interpreted as the crystallization age of the granitic protolithe.

Sample FP395 is a leucosome of a migmatite sampled in the EZD, east of Chenjitou (Fig. 6-1). At the outcrop, S2 trends N50E and dips 40° toward the NW, L2 trends N130E. From zircons analyses, two isochron can be distinguished. The first one defines two Concordia intercepts at 207 ± 240 and 2509 ± 80 Ma. The age of 2509 ± 80 is interpreted an inherited crystallisation age of the protolithe of the migmatite. The second isochron, made of four analyses, show a lower intercept at 187 ± 34 Ma and an upper intercept at 2175 ± 32 Ma. This last age could be interpreted as the age of the crystallisation of the anatectic melt associated with migmatization.

Table 6-1. LA-ICP-MS data for zircon from samples FP390 and FP395

	Pb	Th	U	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (Ma)	1σ
<i>Biotite-amphibole bearing gneiss (FP390), CZD (N37°15.558'/E114°10.093')</i>												
jl04k7	155	117	610	0.19	5.51	0.20	0.008	0.003	0.144	0.002	1615	38
jl04k4	253	276	1645	0.17	2.40	0.02	0.001	0.005	0.121	0.001	909	6
jl04k6	316	409	1997	0.21	2.36	0.02	0.001	0.007	0.116	0.001	928	6
jl04k2	312	454	1997	0.23	2.20	0.02	0.001	0.006	0.108	0.001	923	7
jl04k8	195	262	913	0.29	3.72	0.05	0.002	0.005	0.136	0.002	1220	10
jl04k5	226	144	1101	0.13	4.04	0.15	0.005	0.007	0.139	0.002	1258	28
jl04k10	222	135	914	0.15	4.39	0.05	0.002	0.003	0.141	0.001	1373	11
jl04k1	179	90	632	0.14	5.64	0.08	0.003	0.007	0.155	0.002	1572	13
jl04k3	215	136	675	0.20	6.49	0.08	0.003	0.006	0.164	0.002	1696	13
jl04k12	157	140	350	0.40	9.84	0.17	0.005	0.005	0.180	0.002	2248	25
jl04k11	107	79	219	0.36	10.92	0.13	0.004	0.003	0.183	0.002	2431	17
jl04k9	123	59	226	0.26	12.31	0.13	0.004	0.002	0.186	0.002	2638	17
<i>Leucosome of migmatite (FP395), EZD (N37°05.254'/E114°04.822')</i>												
F1	494	440	1819	0.24	5.39	0.06	0.250	0.002	0.168	0.001	1440	13
F2	203	176	584	0.30	6.92	0.07	0.316	0.002	0.170	0.002	1772	12
F3	270	320	811	0.39	6.06	0.06	0.310	0.003	0.153	0.001	1741	13
F4	352	328	903	0.36	7.59	0.07	0.355	0.002	0.167	0.002	1958	12
F5	346	277	880	0.31	7.92	0.11	0.362	0.004	0.170	0.001	1992	20
F6	428	455	1031	0.44	8.26	0.11	0.370	0.004	0.174	0.002	2031	18
F7	346	286	861	0.33	7.84	0.07	0.376	0.003	0.163	0.001	2058	13
F8	550	307	1396	0.22	8.16	0.09	0.382	0.003	0.167	0.001	2086	16
F9	481	278	811	0.34	11.66	0.15	0.520	0.006	0.174	0.003	2698	26
F10	1219	409	2577	0.16	9.58	0.08	0.458	0.003	0.163	0.001	2430	14
F11	494	431	992	0.43	9.61	0.09	0.459	0.004	0.163	0.001	2434	16
F12	483	324	958	0.34	9.91	0.11	0.474	0.005	0.163	0.001	2499	21

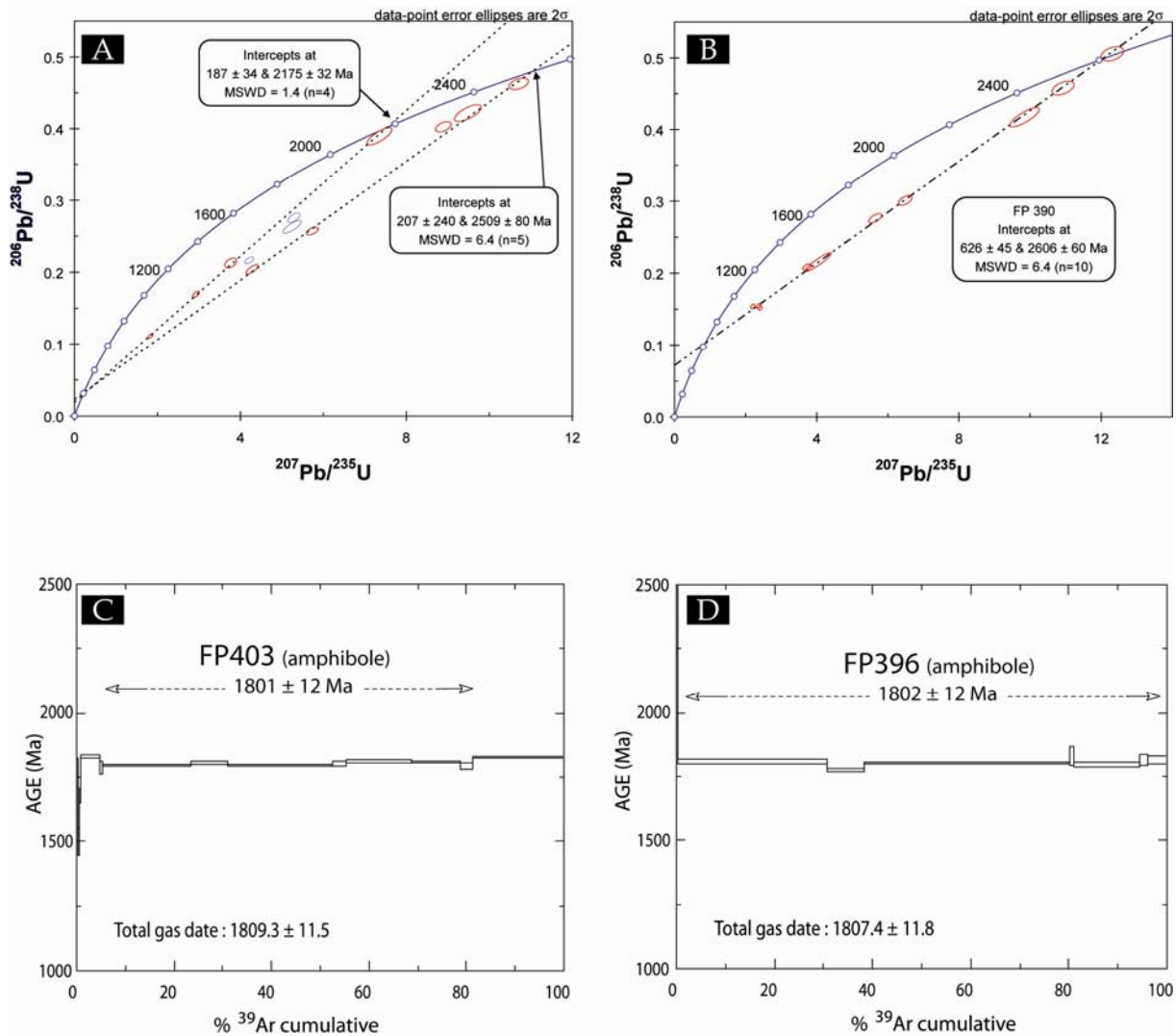


Fig. 6-7. A-B: Isochron diagrams for LA-ICP-MS zircon analyses from samples FP390 and FP395. C-D: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ amphibole age spectra for samples FP396 and FP403.

1.2.5.2. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating on amphiboles

Method

The analytical procedure for laser probe dating is similar to that fully described by Dalrymple (1989). It consists of a continuous 6W argon-ion laser connected to a MAP 215-50 mass spectrometer. Details concerning our experimental procedure are given in Monié et al. (1994, 1997).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating results

Analytical results are listed in the annexe 6-1 and age diagrams are presented in the figure 6-7.

The Sample FP396 is a garnet bearing amphibolite that crop out as a meter thick layer within the marble unit (Fig. 6-1). S2 trends N50E and dips shallowly

toward the NW. An amphibole grain (0.5 mm in diameter) yields a plateau age of 1802 ± 12 Ma for almost all of the ^{39}Ar released (Fig. 6-7C).

The Sample FP403 is a migmatitic orthogneiss with a mylonitic fabrics, that crops out SE of the CZD near Longmen village (Fig. 6-1). S2 trends N80E and dips 40° toward the north. Sigmoid shaped amphibole and biotite aggregates mark the top-to-the SE shearing. An amphibole gives a plateau age of 1801 ± 12 Ma for more than for 70% of ^{39}Ar released (Fig. 6-7D).

In agreement with Wang et al (2003), we interpret the ages of 1801 ± 12 Ma and 1802 ± 12 Ma as the age of the exhumation of the thickened crust, during post-collisional collapse. Therefore the amphibole did not constrained the of the D2 event responsible for the top-to-the SE kinematics.

1.2.6. Discussion

1.2.6.1. Structure of the Zhanhuang massif

The Zhanhuang massif was first considered as a Mesozoic metamorphic core complex (Ma and He, 1989; Niu et al., 1994a,b; Lei and Hu, 1994). Then, Wang et al. (2003) argue that the dominant structures of the Zhanhuang massif are related to compression. Moreover, Wang et al. (2006) suggest that post-collisional collapse and exhumation of the thickened crust was responsible for a divergent extensional ductile shearing defined by westward dipping and eastward dipping normal faulting along the western and eastern edge of the Zhanhuang massif. The western extensional shearing affects the Chenchang group and could be viewed as a detachment of the Late Paleoproterozoic sediment from their Archean to Paleoproterozoic basement. The eastward normal ductile faulting in the eastern block are not in agreement with the foliation trajectories that are always flat lying or shallowly dipping toward the west. We did not observe such fault. In addition, Wang et al. (2003) suggest that the main tectonic contact, the Haozhuang shear zone, represents a normal fault developed at ductile-brittle transition, lately in the tectonic evolution due to extension tectonics driven by post-collision extensional collapse at around 1689–1633 Ma. We suggest that the normal shearing is not the original one but only a reworking during post-collisional extension. Indeed, the Haozhuang shear zone dips toward the W and delimitates the high grade eastern block made of amphibolite to granulite facies rocks and migmatite from the greenschist facies quartzeous schist unit. Only a major thrust fault can account for such geometry, with high grade metamorphic rocks overlying low grade ones.

We argue that the post collisional events here described as D3 and D4 are only localized within the Zhanhuang massif and that the present-day architecture of the massif is relative to syn-collisional tectonics. We agree with Wang et al. (2003) that the fabric characterized by a NW-SE trending lineation and a top-to-the SE shearing represents synmetamorphic crustal thickening and subsequent thrusting, driven by collision. According to the same authors, the top-to-the SE thrusting developed around 1870–1826 Ma. Unfortunately our geochronological results do not allow us to confirm the metamorphic age coeval with the thrusting and nappe stacking. In the

present state of knowledge, and in agreement with Wang et al. (2003), we suggest that nappe stacking occur within the 1870–1826 Ma period.

We propose a new model in which the Central Zanhuang Domain represents the root zone of metamorphic nappes that thrust toward the SE. In this consideration the Eastern Zanhuang Domain that shows a flat lying foliation, shallowly dipping to the W, represents the underlying basement upon which nappes were displaced. The latter now only crop out in the narrow stripe of the CZD due to erosion. This is in agreement with the metamorphic gradient that increases from east to west, i.e., from bottom to top, with the less metamorphosed rocks, the greenschist facies chloritochists, lying at the top of the series.

1.2.6.2. Lithological significance of the Central Zanhuang.

Here we argue that the middle positioned stripe of supracrustal rocks, the CZD, is unique and could not be compared with sedimentary rocks that crop out in the margin (Wang et al., 2003), that differs in lithological, metamorphic and structural features. In particular, the rocks of the Mesoproterozoic Chancheng group that unconformably cover the Archean basement of the Western Zanhuang Domain, is considered as equivalent to the rocks of the Central Zanhuang Domain (Wang et al., 2003).

First, the CZD suffered the D2 deformation (at around 1870–1826 Ma) whereas the Changcheng do not. Also, among the sedimentary and volcanic rocks that compose the western part of the Central Zanhuang Domain (the quartzeous schists unit and the volcanic and carbonated flysch unit) there is clear evidence that they can be considered as an ophiolitic mélangé and shallow marine sediments (Kusky et Li, 2003). In particular, epidiosites are highly altered epidote and quartz bearing rocks that result from seafloor hydrothermal alteration of basalt in a mid-oceanic ridge spreading environment. Indeed similar rocks are commonly identified within ophiolitic complexes (e.g., Polat et al., 2007). Amphibolite around epidiosite lenses represent metamorphic mineral grown during thrusting since their statistical orientation defines L2. The eastern most part of the central Zanhuang stripe is made of marble that we interpret as the platform sediment deposited on the western margin of the eastern block. This interpretation is in agreement with Kusky and Li (2003) who first suggest that rocks within the Zanhuang Massif represent platform sediments. Therefore, we propose that the Central Zanhuang Domain is a stack of metasedimentary and volcanic rocks that represent an oceanic basin and a carbonate shelf environment. We called this basin the Taihangshan Ocean (Faure et al., 2007). Before its closure, this oceanic basin lied between two continental domains, i.e., the Western and Eastern Zanhuang domains. The eastern Zanhuang domain is considered as the western part of the Eastern Block that also crops out more the east in the western Shandong massifs. The western domain represents the eastern edge of the Fuping Block that also crops out in the Fuping massif (Trap et al., in review-a). At the scale of the whole North China Craton, the Fuping Block is a microcontinent located between the Western Block and the Eastern Block (Faure et al., 2007; Trap et al., 2007, in review-a). Therefore the Central Zanhuang domain is a suture zone between the Fuping block and the Eastern block.

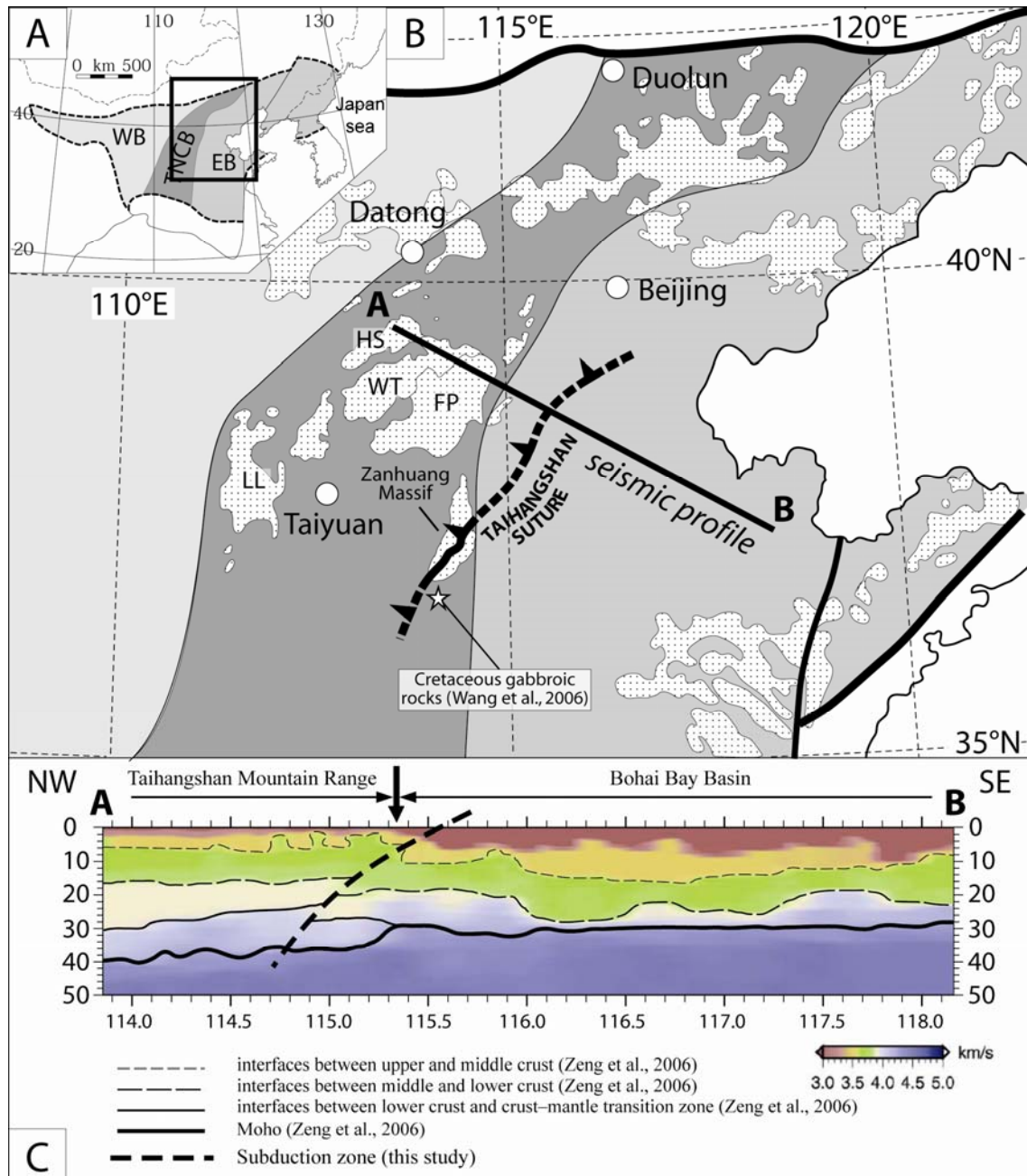


Fig. 6-8. Simplified map of the North China Craton showing the three-fold subdivision of Zhao et al. (2001). B: Location of i) the seismic profile of Wang et al. (2006), ii) the cretaceous gabbroic rocks studied by Wang et al. (2006) and the Taihangshan Suture (This study). B. Common conversion point profile from Zheng et al., 2006.

The Fuping block and the Eastern block may represent the fragments of a same Archean continent that rifted apart resulting in the opening of an oceanic basin. The age of the oceanic opening is still undefined. During, subsequent collision, the oceanic series have been subsequently deformed and imbricated as kilometre scale slices bounded by main shear zones. The basement upon which metavolcanic and sedimentary rock deposited was also involve in the peel thrusting since kilometre slices of Archean gneiss and migmatite in intercalated within the sedimentary series.

1.2.6.3. Further evidences for the Paleoproterozoic suture

Wang et al. (2006) documented geochemical data from gabbroic rocks emplaced at 125 Ma that lies about 70 km south of the Zhanhuang massif (Fig. 6-8). Their geochemical results show that these early Cretaceous gabbroic rocks were originated from a refractory pyroxenitic veined-plus-peridotite source previously modified by an SiO₂-rich melt that may have been derived from Paleoproterozoic subducted crustal materials (Wang et al., 2006). Here, Wang et al. (2006) clearly suppose a paleosubduction-related lithospheric mantle beneath the central North China Craton, but never situated any suture.

In addition, Zheng et al. (2006) performed on-shore seismic investigations on the Eastern part of the North China Craton. They obtained a lithospheric scale profile that goes from the eastern Bohai Bay basin in the SE to the northern Hengshan Massif in the NW (Fig. 6-8). On the figure 6-8, one can clearly appreciate the shift in the lithospheric interfaces such as interfaces between upper and middle crust or the interfaces between middle and lower crust. In addition, the geometry of the shift clearly shows a north western vergency of the subduction. It is worth to note that this profile show the present-day lithospheric structure beneath this segment of the NCC. Consequently, on the contrary to these Paleoproterozoic discontinuities that are Paleoproterozoic, the Moho is no more Paleoproterozoic. Indeed, the Archean and Paleoproterozoic lithospheric mantle beneath the North China Craton have been partially reworked since the Ordovician due to tectonic and thermal mechanisms. The several collisional event responsible for orogenies around could account for lithospheric delamination (Li, 1994 ; gao et al., 2002). The subduction of the pacific plate could also account for thermal erosion of the lithosphere (Griffin et al., 1998; Wu et al., 2003; Xu, 2007). Effect of mantle plume (e.g. Flower et al., 1998) or extensional tectonics (e.g., Zheng et al., 2001) is also invoked, in particular, the post-collisional India-Asia rifting responsible for asthenospheric mantle upwelling and subsequent thermal erosion of the lithosphere (Liu et al., 2004b; Zhang et al., 1998). Zheng et al. (2006) suggest the existence of a deep intra-continental boundary but never clearly identified it in depth in their profile.

The seismic profile did not cross through the Zhanhuang massif but more to the north (Fig. 6-8). However, we can easily correlate the profile data with the geological observations made for the Zhanhuang massif.

Theses geochemical and geophysical results in the recent literature go to corroborate that the narrow stack of SE- verging nappes situated in the central part of the Zhanhuang massif represents without any doubt a main suture between the eastern bloc and the Fuping block. Vergency of nappes and geometry of the subduction zone are in agreement with a NW subduction of the Eastern Block beneath the Fuping Block.

1.2.7. Conclusion

The Zanhuang Massif is a key area of the North China Craton. Its central zone is composed of meta-sedimentary rocks that represent an ophiolitic mélange imbricated in a stack of nappes that represents the suture zone that marks the collision between the Fuping Block and the Eastern Block. The nappe overthrust toward the SE over the Eastern Block. These considerations are further arguments for the existence of the microcontinental Fuping block between the Western and the Eastern Block. However, more geological investigation of the Zanhuang massif are needed and further works are beyond the scope of this paper in particular metamorphic and geochronological studies.

1.2.8. Acknowledgements

The field work for this research was financially supported by a National Science Foundation of China grant n°40472116.

1.2.9. References (voir en fin de manuscrit)

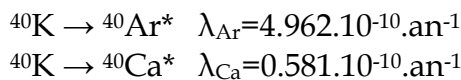
2. Apport de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans l'étude de l'évolution orogénique

2.1. Objectif

La datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apporte des contraintes géochronologiques et thermochronologiques en complément des résultats obtenus via les méthodes de datation U-Th-Pb sur monazite et U-Pb sur zircon. Les échantillons ont été prélevés dans les massifs du Hengshan, Wutaishan, Fuping et Zhanhuang avec comme cibles privilégiées les contacts majeurs mis en évidence dans les études précédentes. Les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 15 au total, ont été réalisées au laboratoire de Géochronologie de Montpellier (Géosciences Montpellier) en collaboration avec Patrick Monié. Une brève description du principe de la méthode et du dispositif employé est d'abord présentée, puis les résultats obtenus et enfin leur implication dans la compréhension de l'évolution de la chaîne.

2.2. Principe de la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

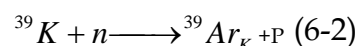
La méthode datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dérive de la méthode Potassium-Argon (K-Ar). Elle est donc basée sur les réactions de désintégration du ^{40}K en isotope fils ^{40}Ar et ^{40}Ca radiogénique (Dalrymple et Lamphere, 1969). Les constantes de désintégration λ_{Ar} et λ_{Ca} sont données par Steiger et Jäger (1977):



Selon les lois de désintégration radioactive, l'âge t d'un minéral ou d'une roche est calculé selon l'équation :

$$t = \frac{1}{\lambda_{\text{Ar}} + \lambda_{\text{Ca}}} \times \ln \left(1 + \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} \times \frac{\lambda_{\text{Ar}} + \lambda_{\text{Ca}}}{\lambda_{\text{Ar}}} \right) \quad (6-1)$$

Le potassium possède 3 isotopes : ^{39}K , ^{40}K et ^{41}K dans des proportions respectives de 93,2581%, 0,01167% et 6,73% (Steiger et Jäger, 1977). Le principe de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ consiste à irradier la phase minérale potassique que l'on veut dater dans un flux de neutrons rapides de manière à transformer une partie du ^{39}K en ^{39}Ar , selon la réaction :



Le ^{39}Ar issu de cette transformation est ici noté $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$.

Le rapport naturel $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ est connu et constant. Ainsi, comme la teneur en $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est proportionnelle à la teneur en ^{39}K , alors le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ calculé au cours de l'analyse de l'échantillon est proportionnel au rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ de ce

dernier. Aussi, il est nécessaire de connaître le rendement de la transformation (6-2). Ce rendement J est donné par Crasty et Mitchell (1966) :

$$J = \frac{{}^{39}\text{K}}{{}^{40}\text{K}} \times \left(\frac{\lambda_{\text{Ar}} + \lambda_{\text{Ca}}}{\lambda_{\text{Ar}}} \right) \times \Delta \int \Phi(E) \cdot \sigma(E) \cdot dE \quad (6-3)$$

où ${}^{39}\text{K}$ et ${}^{40}\text{K}$ sont les teneurs initiales dans l'échantillon et Δ est le temps d'irradiation. L'intégrale représente l'efficacité de l'irradiation qui est fonction du flux de neutron (Φ) et de (σ), la section efficace de capture des neutrons d'énergie E. Le paramètre J est estimé pour chaque lot d'échantillons à partir de standards, dont l'âge est connu, irradiés dans les mêmes conditions que l'échantillon à analyser. Le standard utilisé dans notre étude est l'amphibole MMhb1 datée à 520.4 ± 1.7 Ma (Renne et al., 1998 ; Samson et Alexander, 1987).

Au cours de l'irradiation, des interférences isotopiques à partir des isotopes du potassium, du calcium et du chlore viennent s'ajouter à la production de ${}^{39}\text{Ar}$ à partir du potassium. Le calcul du rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K$ utilisé pour la détermination de l'âge et tenant compte de ces interférences s'écrit alors :

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{Ar}_K} = \frac{\left({}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar} \right)_{\text{mesuré}} - 295,5 \left({}^{36}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar} \right)_{\text{mesuré}} + 295,5 \left({}^{36}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar} \right)_{\text{Ca}} \left({}^{37}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar} \right)_{\text{mesuré}}}{1 - \left({}^{39}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar} \right)_{\text{Ca}} \left({}^{37}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar} \right)_{\text{mesuré}}} - \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_K \quad (6-4)$$

Dans cette formule, les rapports $({}^{36}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$, $({}^{39}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$ et $({}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_K$ sont obtenus en irradiant des sels purs de calcium (CaF_2) et de potassium ((K_2SO_4)) dans les mêmes conditions d'irradiation que celles des échantillons à analyser. Tous les autres termes de l'équation sont mesurés au spectromètre de masse.

En outre, on définit un facteur J d'irradiation tel que :

$$J = \frac{e^{\lambda t_s} - 1}{\left({}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K \right)_s} \quad (6-5)$$

Avec, t_s l'âge du standard (connu) et ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K$ le rapport calculé après l'analyse du standard.

Finalement, l'âge de l'échantillon analysé s'écrit :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \times J + 1 \right) \quad (6-6)$$

Pour une description, précise et plus détaillée de la méthode se référer à McDougall et Harrison (1999).

2.3. Diffusion de l'argon et température de fermeture

Une fois produit par la désintégration du potassium, l'argon peut diffuser dans la structure des minéraux. Parmi plusieurs paramètres, c'est la température qui contrôle principalement cette diffusion. Plus la température est élevée, plus la diffusion est importante. Ainsi, au cours du refroidissement d'une roche, il existe un temps t_1 auquel correspond une température T_1 , à partir duquel le volume d'argon produit est supérieur au volume d'argon diffusé, et un temps t_2 , auquel correspond une température T_2 , à partir duquel la diffusion devient négligeable et le système est considéré comme clos (Dodson, 1973). T_2 correspond à la température de fermeture, notée T_f , qui s'exprime selon (Dodson, 1973) :

$$T_f = \frac{E/R}{\ln\left(\frac{ART_f^2 \cdot D_0 / a^2}{E \cdot dT/dt}\right)} \quad (6-7)$$

Avec : E, l'énergie d'activation de la diffusion

R, la constante des gaz parfaits

A, paramètre dépendant de la géométrie du domaine de diffusion

a, le rayon du domaine de diffusion, souvent assimilé à la taille du grain

dT/dt , la vitesse de refroidissement

D_0 , le coefficient de diffusion exprimé selon : $D = D_0 \cdot e^{-\frac{E}{RT}}$

Les températures de fermeture de l'amphibole, de la muscovite et de la biotite, minéraux datés dans cette étude, sont de $550 \pm 50^\circ\text{C}$ pour la hornblende, $400 \pm 50^\circ\text{C}$ pour la muscovite et $325 \pm 30^\circ\text{C}$ pour la biotite (Spear, 1993 ; Dahl, 1996 ; Villa, 1998). Ces températures de fermeture restent relativement imprécises et font l'objet de nombreuses discussions dans la communauté géochronologique.

2.4. Protocole analytique

Chaque analyse est réalisée sur un monograin (amphibole, biotite ou muscovite) selon la technique de chauffage par paliers de température croissante, jusqu'à la fusion totale du grain. Après broyage des roches, séparation des grains (env. 0,5mm en diamètre) et irradiation, les monograins sont disposés dans les alvéoles d'un porte-échantillon en cuivre, lui-même disposé dans une chambre d'extraction, en acier inoxydable, équipée d'un hublot laissant passer le faisceau du laser sous lequel le grain à analysé est chauffé (Fig. 6-9). Le gaz extrait passe dans une ligne de purification munie d'un piège froid à l'azote et de getters SAES avant d'être analysé au spectromètre de masse (Fig. 6-9). Chaque analyse se déroule en 5 étapes :

i) *L'extraction* : la surface du grain est chauffée pendant 40 secondes par un laser continu CO_2 dont le diamètre du faisceau est de 2 mm environ après focalisation par

un jeu de lentilles. L'homogénéité de chauffage de cette surface qui émet un rayonnement infra-rouge est contrôlée via une caméra placée au dessus du porte-échantillons. Les gaz libérés sont purifiés pendant 5mn dans la ligne en maintenant les vannes V1 et V4 fermées et les vannes V2 et V3 ouvertes (Fig. 6-9). Les pièges chauds (Getter chauffant à 400°C) et froids permettent d'éliminer l'eau, le dioxyde de carbone, l'azote et autres gaz actifs libérés lors du chauffage de l'échantillon.

ii) *Le piégeage sur charbon actif* : Sans toucher aux vannes, l'argon est piégé pendant 2 mn sur un charbon actif maintenu à la température de l'azote liquide.

iii) *La purification* : L'ouverture de la vanne V1 permet d'éliminer tous les gaz encore présents dans la ligne à l'exception de l'argon qui reste prisonnier du charbon actif.

iv) *La désorption* : Après fermeture de la vanne V2, l'argon est libéré dans la ligne en chauffant le charbon actif.

v) *Analyse* : L'ouverture de la vanne V4 permet une mise à l'équilibre en pression de la ligne et du spectromètre de masse (V5 restant fermée). Après une détente des gaz pendant environ 40 secondes, la partie ligne est alors isolée du spectromètre et mise en pompage. L'analyse des isotopes est effectuée par le spectromètre équipé d'un multiplicateur d'électrons. Les isotopes analysés sont ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{38}Ar , ^{39}Ar et ^{40}Ar et cela pendant douze cycles successifs incluant également la mesure du bruit de fond électronique du multiplicateur. Les valeurs des différents isotopes sont obtenus par régression des pics de chaque masse à l'origine des temps (ouverture vanne V4 et mise à l'équilibre du signal). La quantité de ^{40}Ar mesuré est en faite la somme de $^{40}\text{Ar}^*$ (père) et $^{40}\text{Ar}_{(\text{atm})}$. Il faut donc soustraire la quantité de $^{40}\text{Ar}_{(\text{atm})}$ afin d'obtenir la quantité de $^{40}\text{Ar}^*$ nécessaire au calcul de l'âge. Pour cela, on utilise la mesure de ^{36}Ar et la rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de l'air atmosphérique qui est constant [$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{Atm}} = 295,5$]. Pendant l'analyse, une mesure du bruit de fond de la ligne et spectromètre (blanc analytique) est réalisée tout les trois paliers. Les valeurs de ces blancs analytiques sont ensuite soustraites aux analyses des échantillons.

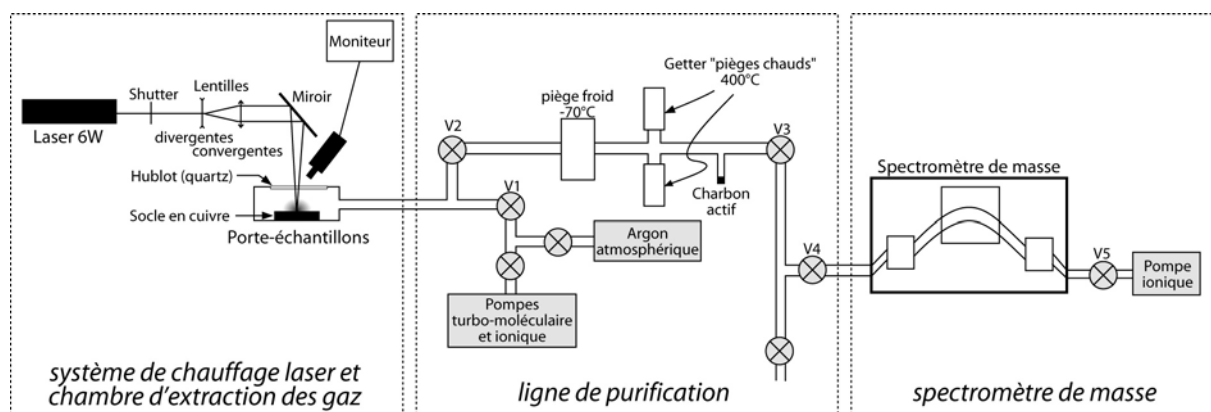


Fig. 6-9 : Schéma du dispositif analytique utilisé dans cette étude (Géosciences, Montpellier). Il est constitué de trois parties : i) le système de chauffage et d'extraction des gaz, ii) la ligne de purification des gaz et iii) le système d'analyse par spectrométrie de masse. Modifié d'après Bertrand (1999) dans Augier, 2004.

2.5. Représentation graphique des résultats

La technique de chauffage par palier successifs, utilisée dans cette étude, permet d'analyser le gaz libéré et d'obtenir un âge pour chaque incrément de température. Les résultats sont présentés dans un diagramme dont l'abscisse donne le pourcentage d'argon libéré et l'ordonnée donne l'âge apparent. Selon la distribution de l'argon dans l'échantillon, en fonction des différents paliers de température, on distingue plusieurs types de spectres dont les principaux sont brièvement décrits ci-après (Fig. 6-10):

i) *Spectre d'âge plateau* (Fig. 6-10A) : l'âge plateau est défini par la succession d'au minimum 3 âges apparents successifs concordants à 2 sigma et constituant plus de 50% de la totalité d'argon libéré.

ii) *Spectre d'âge avec perte d'argon* (Fig. 6-10B) : Il se caractérise par une perte d'argon radiogénique par diffusion volumique lors d'une perturbation thermique ou en raison d'une altération. Les âges produits sont plus bas que l'âge initial de fermeture isotopique (Turner, 1968) et apparaissent en début de dégazage.

iii) *Spectre témoignant d'une incorporation d'argon en excès* (Fig. 6-10C) : il s'agit d'un type de spectre ayant des géométries complexes, souvent concave (en « selle »). Il se caractérise par des âges trop hauts à basses et/ou hautes températures par rapport à l'âge de fermeture isotopique (Dalrymple et Lamphere, 1969).

iv) *Spectre avec mélange de deux phases minérales* (Fig. 6-10C et 6-10D) : Dans le cas d'un mélange de deux phases minérales, le spectre peut montrer une géométrie en « selle » ou en « bosse » (Alexandrov et al., 2002 ; Wijbrans et McDougall, 1986). Dans le cas d'un spectre en bosse les âges apparents en début et fin d'extraction sont plus bas que l'âge vrai, âge de fermeture isotopique.

v) *Spectre avec perte et/ou altération et excès d'argon* (Fig. 6-10E) : Ce spectre est obtenu en raison d'un effet antithétique, de l'excès d'argon radiogénique et de l'altération, sur l'âge de l'échantillon.

vi) *Spectre caractérisant une chloritisation des biotites* (Fig. 6-10F) : Les spectres peuvent être perturbés en raison de la présence de chlorite dans la biotite. Le spectre montre des âges anormalement hauts aux étapes de basse température et des âges anormalement bas dans les étapes intermédiaires. Cette géométrie du spectre est due à un recul de l'argon de masse 39 durant l'irradiation depuis les feuillets de biotite vers les feuillets de chlorite, lesquels dégazent à des températures différentes (Ruffet et al., 1991).

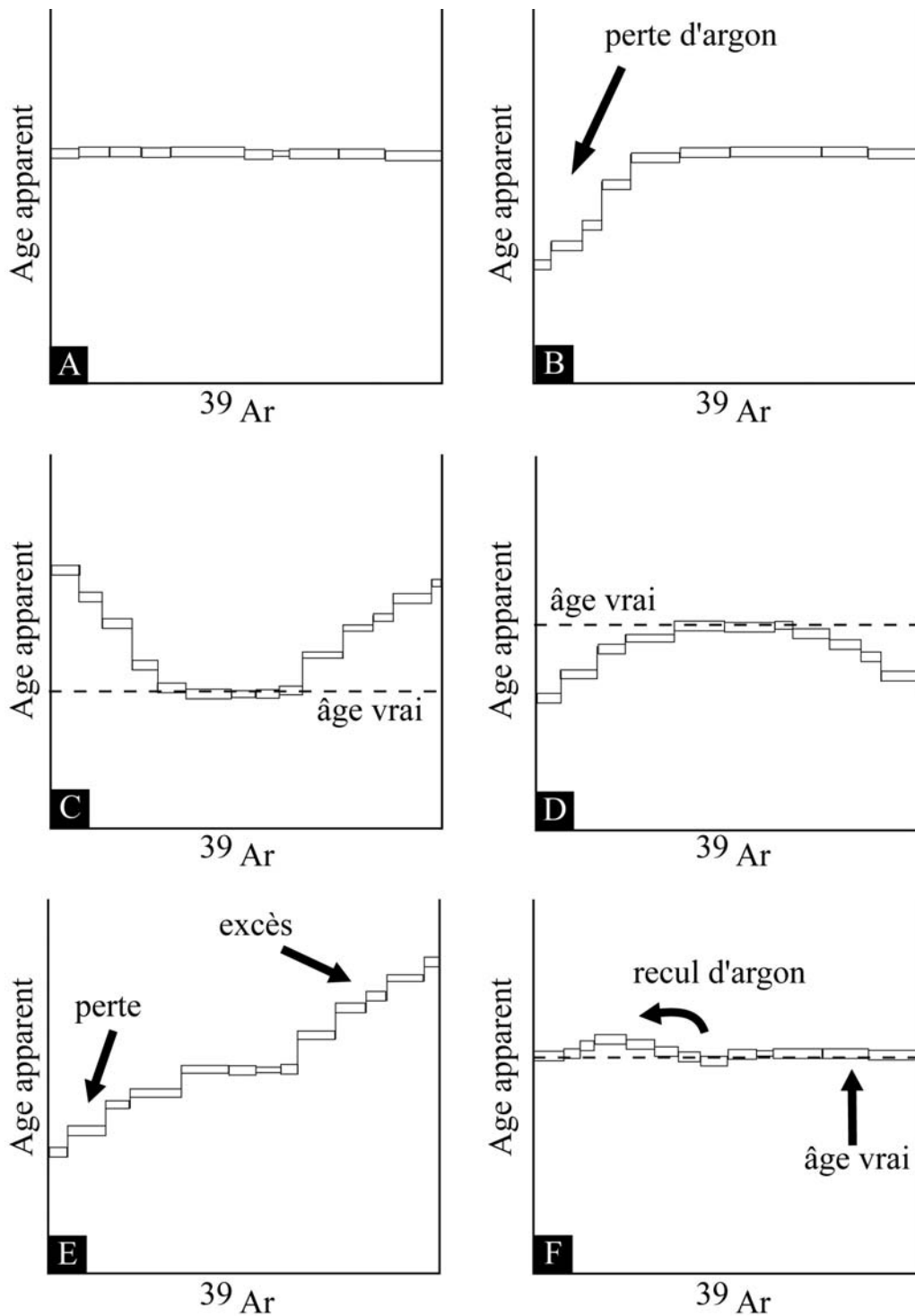


Fig. 6-10 : Spèctres d'âges caractéristiques obtenus par chauffage par incrément successifs. A : âge plateau ; B : perte et/ou altération du minéral ; C : spectre en « selle » dû à un excès d'argon radiogénique ; D : spectre en « bosse » dû à une altération et perte d'argon ; E : perte et/ou altération et excès d'argon ; F : spectre témoignant d'une chloritisation de la biotite.

2.6. Résultats

Nous présentons les spectres argon obtenus sur 15 échantillons prélevés dans les massifs de Hengshan, Wutaishan, Fuping et Zanzhuang (Fig. 6-11). Les tableaux d'analyses et âges apparents correspondant sont donnés en annexe de ce chapitre.

2.6.1. Massif de Hengshan

Diorite FP33. La diorite de Yixingzhai (FP33) montre une paragenèse principale à quartz, plagioclase, amphibole et biotite. Elle affleure au sud ouest du massif de Hengshan ((N39°22.351'/E113°35.748') ; Fig. 6-11). Une amphibole provenant de cette diorite permet de calculer, aux températures intermédiaires, un âge à 1855 ± 10 Ma qui ne répond pas strictement à la définition d'un plateau, avec des âges apparents compris entre 1846 et 1872 Ma à partir du septième palier de dégazage (**spectre n°1**; Fig. 6-12). Le spectre montre une forme en selle qui pourrait s'expliquer par un mélange de deux domaines dont un néoformé et/ou par la présence d'argon en excès. Les rapports homogènes $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et discordants $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (annexe 6-1) sont plutôt en faveur de la seconde alternative. Nous avons montré que la diorite de Yixingzhai avait été migmatisée, comme une grande partie du massif de Hengshan (Trap et al., 2007). La migmatisation a été datée à 1850 ± 10 Ma par U-Pb LA-ICP-MS sur zircon provenant d'un leucosome de migmatite (Faure et al., 2007). En outre, la texture de l'échantillon FP33 montre des joints de grain lobés, en particulier entre le quartz et le feldspath, témoignant d'une déformation à haute température. Par conséquent, l'âge à 1855 ± 10 Ma, qui est celui du refroidissement à 550°C , est également relatif à la migmatisation et à la déformation du même âge ayant affectée une grande partie du massif de Hengshan, après la mise en place des nappes (Faure et al., 2007 ; Trap et al., 2007).

Métopélite FP35. L'échantillon FP35 est un gneiss à quartz, plagioclase, biotite, grenat, kyanite et staurotide, échantillonné dans le décrochement senestre de Zhujiafang ((N39°23.743'/E113°35.831') ; Fig. 6-11). Une biotite de cet échantillon permet de calculer un âge plateau à 1812 ± 10 Ma (**spectre n°2**, Fig. 6-12). Le début du spectre suggère une perte en argon lors d'une perturbation thermique (Turner, 1968). Cette biotite n'a pas préservé l'enregistrement de l'âge de la migmatisation (~1850 Ma) mais un refroidissement à 325°C quelque 40 Ma après le pic du métamorphisme. La fabrication de l'échantillon FP35 est celle caractérisant le décrochement de Zhujiafang dont la déformation dans le faciès des schistes verts est clairement postérieure à la migmatite (Trap et al., 2007). On pourrait donc suggérer que l'âge à 1812 ± 10 Ma représente l'âge du décrochement de Zujiafang alors que le bâti se trouvait entre les isothermes 300 et 400°C .

Dyke granitique FP40. L'échantillon FP40 a été prélevé dans un dyke de granite à quartz, plagioclase et muscovite à texture grenue ou pegmatitique. Ce dyke affleure sur la bordure nord du décrochement de Zujiafang ((N39°24.478'/E113°35.834') ; Fig. 6-11). Il n'est pas déformé par le décrochement et sécant sur la foliation. L'analyse d'une muscovite donne un âge plateau de 1804 ± 13 Ma (**spectre n°3**, Fig. 6-12). Cet

âge est interprété comme l'âge de la mise en place de ce dyke granitique et scelle donc la déformation décrochante.

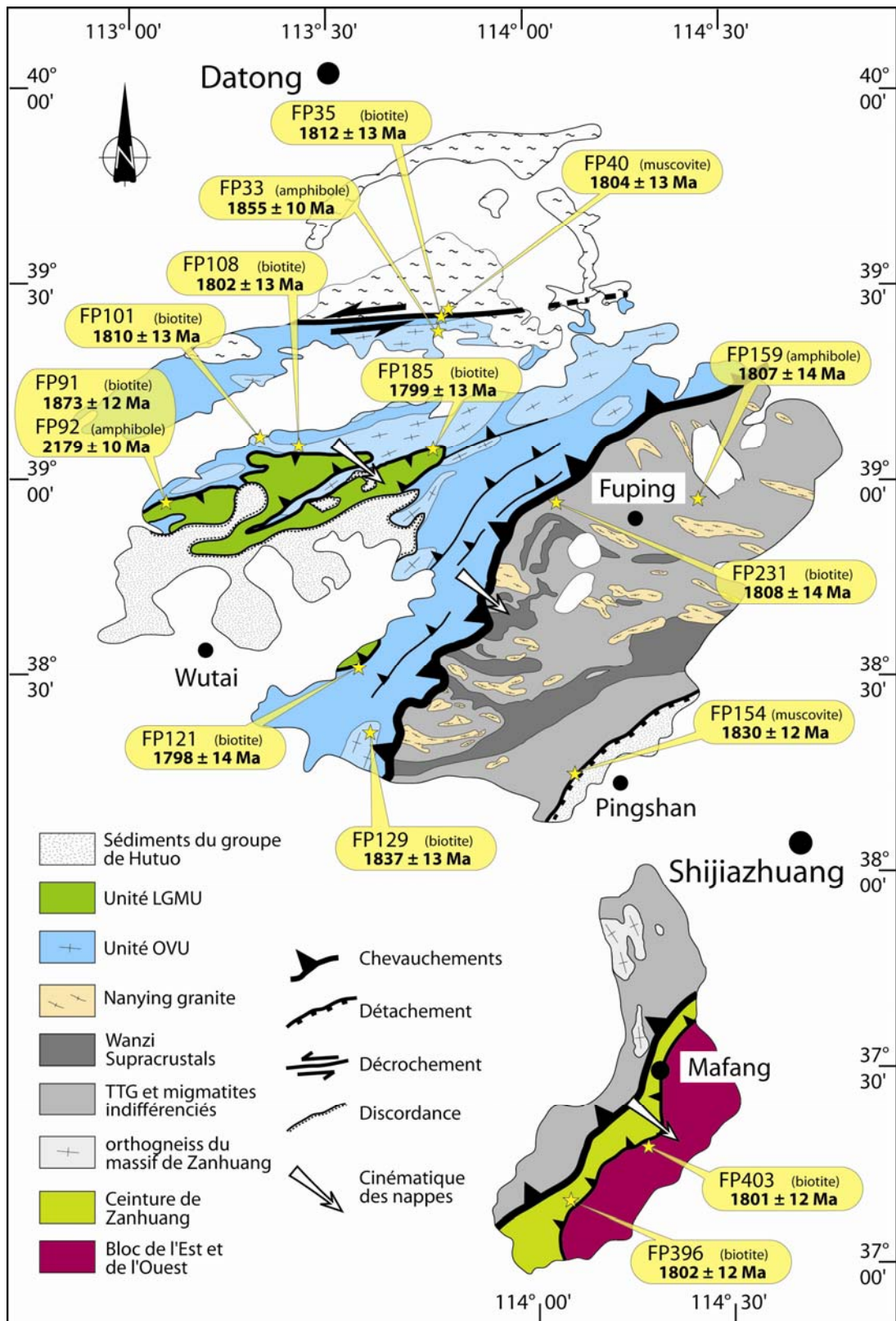


Fig. 6- 11. Localisation des échantillons datés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Les coordonnées GPS de chaque échantillon sont données dans le texte.

2.6.2. Massif de Wutaishan

Micaschiste à grenat FP91. L'échantillon FP91 est un micaschiste à biotite, grenat, chlorite, \pm plagioclase et \pm épidote, intercalé dans la série des schistes verts et métagabbros de l'unité "LGMU" ((N38°57.398'/E112°59.172') ; Fig. 6-11). Le site se trouve dans le contact de base de la nappe (Upper Wutai Thrust). Une biotite donne un âge plateau de 1873 ± 13 Ma (**spectre n°4**, Fig. 6-12). Cet âge est légèrement plus jeune que les âges U-Th-Pb sur monazite et U-Pb sur zircon témoignant de la mise en place des nappes et du métamorphisme prograde largement documenté vers $\sim 1880 \pm 10$ Ma (Trap et al., 2007, in review ; Wilde et al., 2002 ; Zhao et al., 2002, 2006b). Cette quasi similitude des âges U-Th-Pb et U-Pb et Ar/Ar sur biotite peut suggérer un refroidissement rapide après la mise en place de la nappe de l'unité "LGMU".

Métagabbro FP92. L'échantillon FP92 est un métagabbro de l'unité "LGMU" échantillonné à une dizaine de mètres de l'échantillon précédent ((N39°23.743'/E112°35.831') ; Fig. 6-11). La paragenèse principale comprend de l'amphibole (90%), du plagioclase, du quartz et de l'épidote. Une amphibole (hornblende) fournit un spectre d'âges très discordant avec une valeur intermédiaire à 2179 ± 10 Ma. Ces variations d'âge sont corrélées à d'importantes variations des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, suggérant que la complexité du spectre d'âges est liée à une hétérogénéité chimique de l'amphibole et à la présence d'argon en excès libéré lors des premiers incréments de dégazage (**spectre n°5**, Fig. 6-12). Ces données suggèrent que l'amphibole primaire, partiellement recristallisée lors du métamorphisme, s'est comporté en système ouvert. L'âge de 2179 ± 10 Ma, défini par la grande majorité du dégazage (palier central), pourrait alors être considéré comme l'âge minimum de mise en place du métagabbro associé aux sédiments océaniques de l'unité "LGMU". Cela demande à être confirmé par de nouvelles analyses.

Orthogneiss d'Ekou FP101. L'échantillon FP101 provient de l'orthogneiss de Ekou au nord du massif de Wutaishan ((N39°07.611'/E113°12.165') ; Fig. 6-11). Il s'agit d'un gneiss à biotite, quartz et plagioclase. La fabrique est définie par une foliation orientée N80E avec un pendage subvertical (70°S). La linéation est très marquée et quasiment horizontale (plongement de 10° vers l'E) conférant à la roche une fabrique en crayon. Ce gneiss a donc été déformé en décrochement mais aucun critère cinématique univoque n'a pu être déterminé. Une biotite fournit un spectre légèrement discordant avec un âge plateau à 1810 ± 13 Ma (**spectre n°6**, Fig. 6-12). Cet âge est très proche de l'âge obtenu pour la biotite FP35 du décrochement de Zhujiafang daté à 1812 ± 13 Ma (**spectre n°2**, Fig 6-12). Par analogie, l'âge à 1810 ± 13 Ma de l'échantillon FP101 pourrait être interprété comme l'âge de la déformation en décrochement ayant affecté cette partie du gneiss de Ekou.

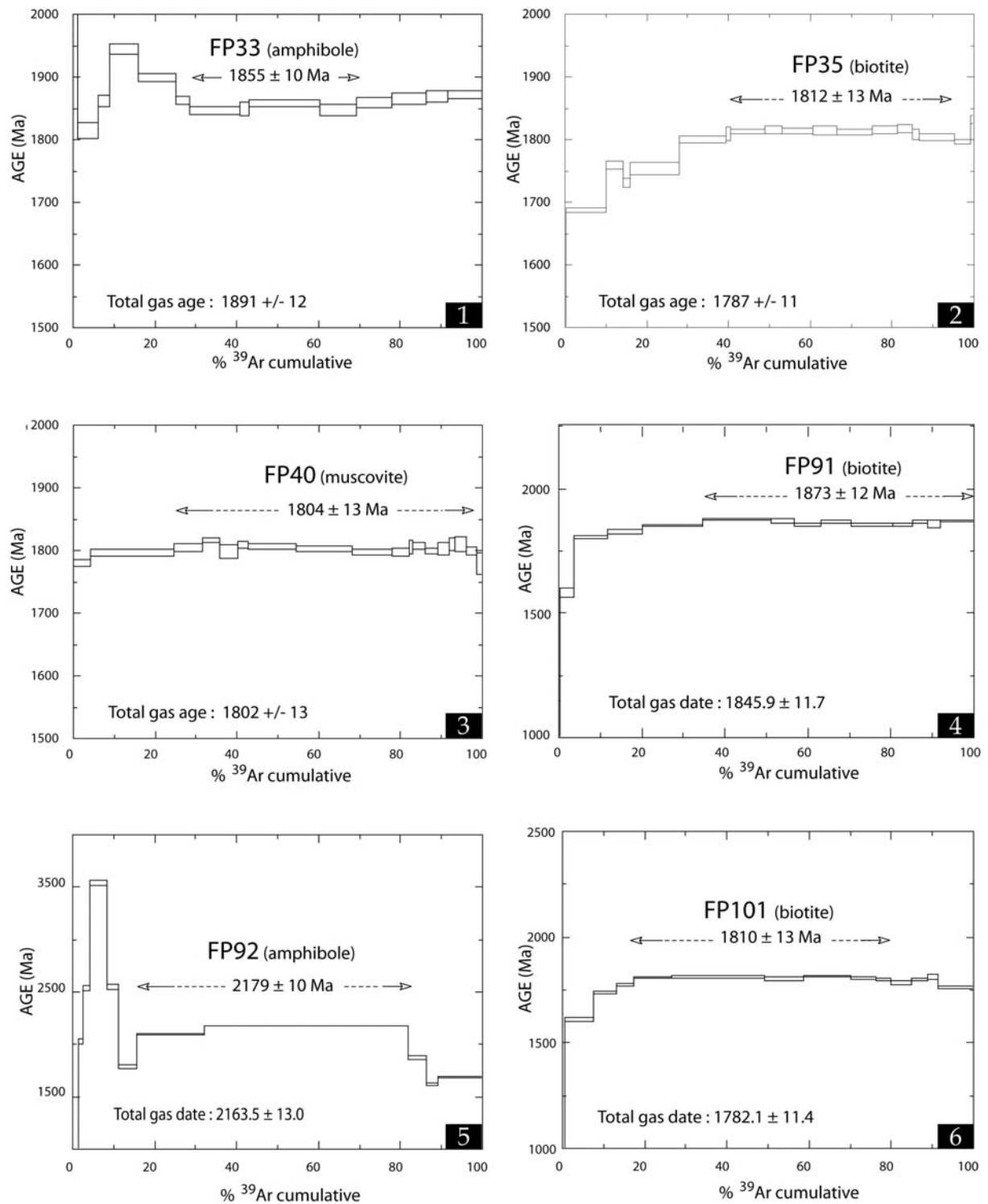


Fig. 6-12. Spectres d'âges obtenu après analyses des échantillons FP33, FP35 et FP40 du massif de Hengshan et FP91, FP92 et FP101 du massif de Wutaishan. Les âges plateau sont calculés à 2σ . Les tableaux d'analyses sont fournis en annexe de ce chapitre.

Gneiss à biotite-grenat FP108. L'échantillon FP108 est un gneiss à biotite grenat échantillonné quelques kilomètres au sud-est, sous le contact de la base de la klippe du Wutaishan ((N39°06.679' / E113°14.419') ; Fig. 6-11) au même affleurement que l'échantillon FP109 étudié dans le chapitre 4. Une biotite donne un âge plateau à 1802 ± 13 Ma pour plus de 60% de l'argon libéré (**spectre n°7** ; Fig. 6-13), avec des évidences d'une perte partielle d'argon pour les premiers paliers de température. L'interprétation de cet âge est discutée à la fin de ce chapitre (section 2-6).

Mylonite FP121. L'échantillon FP121 est une mylonite à grain fin dont la paragenèse principale se compose de quartz, plagioclase et biotite. Cette roche est interprétée comme définissant le "Upper Wutai Thrust" ((N38°31.081' / E113°28.799') ; Fig. 6-11). La fabrique mylonitique est très marquée avec une linéation prononcée orientée N150E, portée par une foliation orientée N45E pendant au NW de 30°. Une biotite permet de calculer un pseudo-plateau à 1798 ± 14 Ma pour 45 % de l'argon libéré, (**spectre n°8** ; Fig. 6-13), avec des évidences plus marquées de pertes récentes d'argon radiogénique. L'interprétation de cet âge est également discutée à la fin de ce chapitre (section 2-6).

Orthogneiss oeilé FP129. L'échantillon FP129 est un orthogneiss oeilé à biotite, feldspath et quartz, typique de l'unité "OVU". Il affleure dans la partie supérieure du chevauchement de Longquanguan ((N38°20.471' / E113°23.058') ; Fig. 6-11). La foliation, orientée N10E, est assez plate (30°W), la linéation est moyennement marquée N120E et les grains de quartz sont très étirés, témoignant de la fabrique mylonitique. Une biotite fournit un pseudo-plateau à 1837 ± 13 Ma (**spectre n°9** ; Fig. 6-13). Ici, les variations d'âges ne sont corrélables à aucune variation des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Méta-rhyolite FP185. L'échantillon FP185 est une méta-rhyolite échantillonnée dans le contact de base de la nappe de LGMU ((N39°04.060' / E113°39.679') ; Fig. 6-11). La roche se compose de phénocristaux pluri-millimétriques de plagioclase et de biotite noyés dans une matrice fine de quartz, muscovite et plagioclase. Une biotite donne un âge plateau de 1799 ± 13 Ma pour environ 80 % de l'argon libéré (**spectre n°10** ; Fig. 6-13). Comme pour les échantillons FP108 et FP121 ainsi que la plupart des échantillons présentés ci-après, la signification de l'âge à ~1800 Ma est discutée plus loin.

2.6.3. Massif de Fuping

Mylonite FP154. Cet échantillon a déjà été présenté dans l'article 2 (Chapitre 3). Il s'agit d'un gneiss à muscovite, mylonitique, prélevée dans la faille de Pingshan (Fig. 6-11). Une muscovite a donné un âge de 1830 ± 12 Ma pour la quasi-totalité du dégazage. Etant données les conditions relativement froides de cette mylonitisation, l'âge à 1830 Ma est interprété comme un âge de cristallisation de la muscovite et comme celui du jeu de la faille normale de Pingshan (**spectre n°11**, Fig. 6-13; Trap et al., in review).

Amphibolite FP159. L'échantillon FP159 est une amphibolite affleurant en enclave dans les migmatites de Fuping ((N38°56.177'/E114°19.193') ; Fig. 6-11). L'enclave a une géométrie prolate définissant l'étirement ~N110 spécifique au champ de déformation associé à la structuration en "dôme-et-bassin" caractérisant le massif de Fuping (Trap et al., in review). Le spectre définit un âge plateau à 1807 ± 14 Ma pour plus de 80% de l'argon libéré, avec des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constants (**spectre n°12** ; Fig. 6-13).

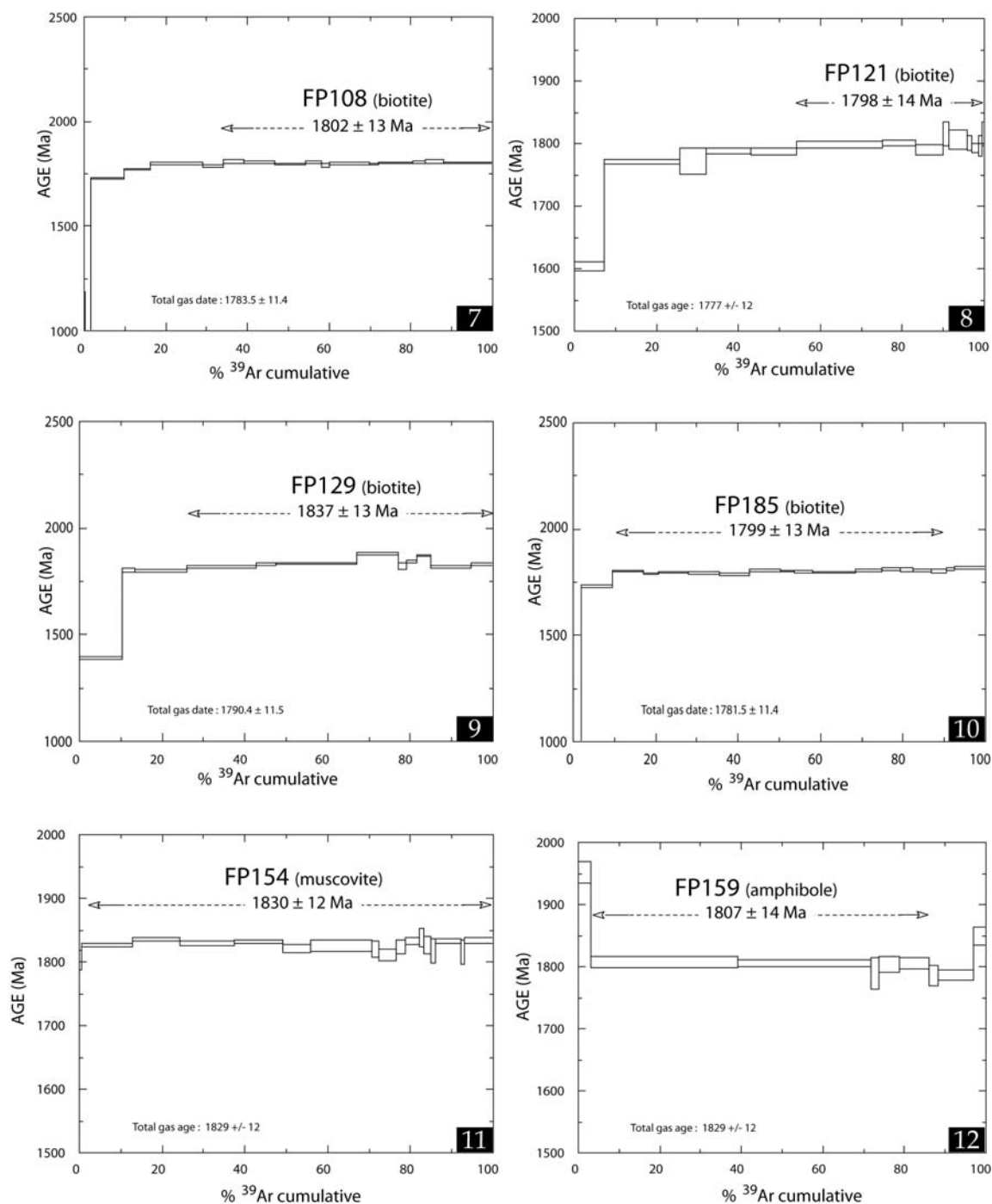


Fig. 6-13. Spectres d'âges obtenu après analyses des échantillons FP108, FP121, FP129 et FP185 du massif de Wutaishan et FP154 et FP159 du massif de Fuping. Les âges plateau sont calculés à 2σ . Les tableaux d'analyses sont fournis en annexe de ce chapitre.

Gneiss mylonitique FP231. L'échantillon FP231 est un gneiss mylonitique de la série volcano-sédimentaire bimodale de l'unité "OVU". La roche se compose principalement de quartz, microcline, plagioclase, biotite \pm muscovite. Cet échantillon affleure à la base du chevauchement de Longquanguan au NW du massif de Fuping ((N38°34.787'/E112°31.712'); Fig. 6-11). La foliation est orientée N60E et pend de 50° vers le NW, elle porte une linéation de direction N120E. Une biotite de cet échantillon donne un âge plateau de 1808 ± 14 Ma pour 50% du dégazage de l'argon (spectre n°13 ; Fig. 6-14).

2.6.4. Massif de Zanzhuang

Les résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des deux échantillons du massif du Zanzhuang apparaissent précédemment dans l'article 5 et sont rappelés ici.

Amphibolite à grenat FP396. L'échantillon FP396 est une amphibolite à grenat affleurant sous forme d'un niveau métrique intercalé dans une série de marbre et de micaschistes ((N37°05.628'/E114°00.842') ; Fig. 6-11). La foliation orientée N50E pend légèrement vers le nord-ouest (20°NW). Une amphibole donne un âge plateau à 1802 ± 12 Ma pour des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constants sur la quasi-totalité du dégazage (spectre n°14 ; Fig. 6-14).

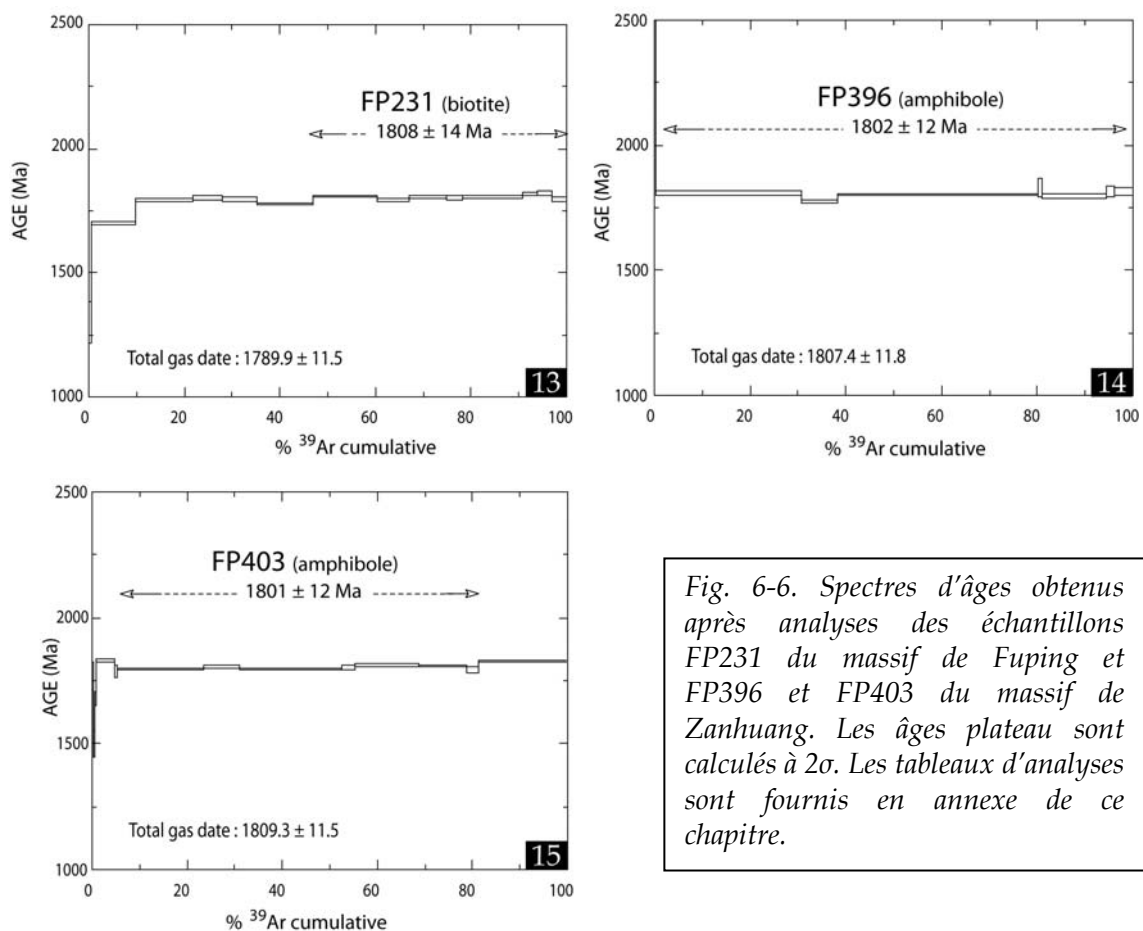


Fig. 6-6. Spectres d'âges obtenus après analyses des échantillons FP231 du massif de Fuping et FP396 et FP403 du massif de Zanzhuang. Les âges plateau sont calculés à 2σ . Les tableaux d'analyses sont fournis en annexe de ce chapitre.

Mylonite de migmatite FP403. L'échantillon FP403 est un orthogneiss migmatitique montrant une fabrique mylonitique bien marquée. La roche, appartient au bloc de l'Est et affleure sous la ceinture volcanosédimentaire de Zanzhuang ((N37°13.829'/E114°14.765') ; Fig. 6-11). Elle se compose de quartz, microcline, plagioclase, biotite, amphibole, grenat et épidotes. La foliation pend modérément vers le nord (N80E, 40°N) et la linéation, très prononcée, montre une direction N135E. L'amphibole et la biotite forment des agrégats sigmoïdes illustrant la cinématique vers le SE. L'analyse d'une amphibole révèle un âge plateau bien défini à 1801 ± 12 Ma pour plus de 70% de l'argon libéré (**spectre n°15** ; Fig. 6-14). Des âges légèrement plus anciens apparaissent en début et fin de dégazage.

2.7. Synthèse des résultats de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

L'ensemble des résultats est synthétisé dans la figure 6-15 ci-après. Plusieurs âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont cohérents avec ceux obtenus grâce aux méthodes de datation U-Th-Pb et U-Pb. En outre, cette étude apporte des informations nouvelles parmi lesquelles certaines sont cruciales pour l'interprétation géodynamique qui sera présentée dans le chapitre suivant. Bien que les barres d'erreurs se recoupent parfois, il est possible de distinguer 6 groupes d'âges qui sont décrits ci-après, du plus ancien au plus jeune :

i) Ouverture de l'océan de Lüliang, à ~2180 Ma

L'analyse de l'amphibole du métagabbro FP92 suggère un âge minimum de mise en place pour ce gabbro de 2179 ± 12 Ma. L'unité "LGMU", contenant ce métagabbro, est interprétée comme constituée en grande partie de roches déposées dans un bassin océanique, nommé l'océan de Lüliang (Faure et al., 2007 ; Trap et al., 2007, in review). Par conséquent, l'âge à 2179 ± 10 Ma, est interprété comme l'âge minimum de mise en place du métagabbro associé aux sédiments océaniques de l'unité "LGMU". L'intégration de ce résultat dans une interprétation plus détaillée est présentée dans le chapitre de synthèse (Chapitre 7).

ii) Mise en place des nappes, à ~1880 Ma

L'âge à 1873 ± 12 Ma, obtenu pour le micaschiste à grenat FP91, s'inscrit dans le groupe d'âges situés entre 1870 Ma et 1890 Ma, lesquels marquent la déformation synmétamorphe associée à la mise en place des nappes et l'épaississement de la croûte (Faure et al., 2007, Trap et al., 2007). Cet âge est problématique dans le sens où il caractérise un âge de refroidissement à 325°C et par conséquent il est difficile d'expliquer pourquoi cette biotite a préservé un âge si proche de celui de l'enfouissement vers 1880 Ma. Il est à noter que ces micaschistes sont intercalés dans des schistes verts de plus bas degré et que cette intercalation avec des roches plus froides a pu favoriser leur refroidissement rapide lors d'un stade précoce de mise en place des nappes.

iii) Migmatisation et déformation associée, à ~1850 Ma

Dans le massif de Hengshan, la diorite de Yixingzhai a été datée à 1855 ± 10 Ma. Ce résultat vient confirmer l'existence d'un événement à 1850 Ma interprété comme la migmatisation contemporaine de l'exhumation des roches de haute pression observées dans le massif de Hengshan (Trap et al., 2007).

iv) Faille normale à ~1830 Ma

L'âge à 1830 ± 10 Ma de l'échantillon FP154 marque le fonctionnement de la faille normale de Pingshan qui sépare le Hutuo group des migmatites du massif de Fuping. Cet âge est interprété comme celui de la cristallisation et de la fermeture isotopique des muscovites formées à relativement basse température pendant le fonctionnement de la faille normale.

v) déformation décrochante à ~1810 Ma

Dans cette étude, les deux seuls échantillons marquant une déformation décrochante, FP35 et FP101, montrent des âges identiques à 1812 ± 13 Ma et 1810 ± 13 Ma, respectivement. Il convient donc d'attribuer les âges à ~1810 Ma au fonctionnement de décrochements orienté E-W observés dans les massifs de Hengshan et Wutaishan. Cependant, il s'agit encore un fois d'âges de refroidissement à 325°C (biotite). Dans les deux cas, la fabrication de ces roches est caractérisée par des porphyroclastes faiblement déformés noyés dans une matrice qui l'est plus fortement. En particulier, des porphyroclastes de feldspaths plagioclases quasiment non-déformés sont moulés par des rubans de quartz très étiré. Cette différence de comportement rhéologique entre le quartz et le feldspath suggère une mylonitisation dans des conditions moyennes de température (~400-500°C). Ainsi, la température de la déformation est estimée à environ ~150-200°C supérieure à la température de fermeture de 325°C de la biotite et on ne peut assimiler directement les âges argon de ces biotites à celui du décrochement. Ces âges constituent cependant une limite inférieure et les conditions de moyenne température de la déformation décrochante suggèrent que le décrochement n'est pas beaucoup plus ancien, surtout si l'on considère que la dissipation de la chaleur peut être relativement rapide le long de décrochement. Dans tout les cas, l'âge de la déformation décrochante est borné entre ~1810 Ma, âge argon, et ~1850 Ma, âge de la migmatisation.

vi) Événement post-orogénique à ~1800 Ma

Une grande majorité des roches datées donne des âges à ~1800 Ma (Fig. 6-14). Parmi ces mêmes âges, l'âge à 1804 ± 12 Ma du dyke granitique tardif (l'échantillon FP40) est facilement interprété comme l'âge de sa mise en place. Notons que des granites post-orogéniques datés à ~1800 Ma affleurent largement dans le massif de Lüliangshan (Geng et al., 2004 ; Zhao et al., 2007). Les âges à 1802 ± 13 Ma, 1798 ± 14 Ma, 1799 ± 13 Ma et 1807 ± 14 Ma correspondent aux échantillons FP108, FP121,

FP185 et FP159, respectivement, dont la plupart ont été échantillonnés le long du « Upper Wutai Thrust » (Fig. 6-11). Ce dernier n'a pu fonctionner à cette période puisque l'ensemble des nappes est recoupé par des essaims de dykes basiques datés aussi vers ~1800 Ma (e.g. Shao et al., 2005).

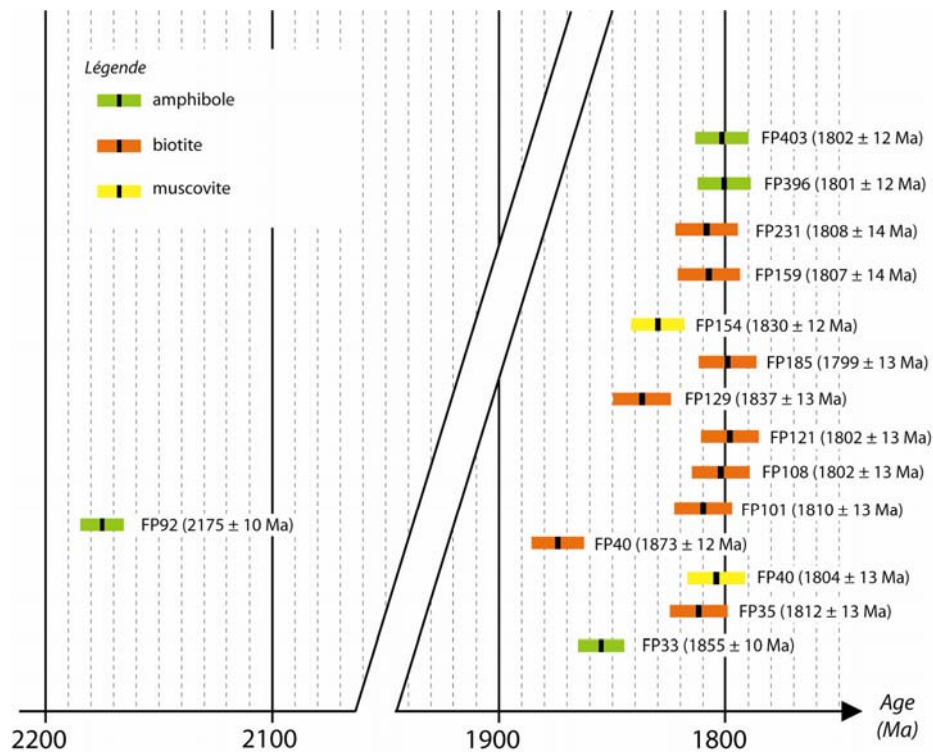


Fig. 6-15. Figure synthétique illustrant l'ensemble des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenu dans cette étude.

Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ témoignent du passage d'isothermes entre 325 et 550 °C selon le minéral daté. Ici, tous les âges à 1800 °C ont été obtenus pour des amphiboles (température de fermeture d'~550°C) et des biotites (température de fermeture d'~325°C). Par conséquent, Le refroidissement daté vers 1800°C a été rapide puisque biotite et amphibole donnent le même âge. Ainsi, l'exhumation et la remontée du bâti à cette période a due être contrôlée par un phénomène tectonique. Une dénudation pourrait être à l'origine de ce refroidissement rapide. Dans le massif de Zanhuang, Wang et al. (2003) interprète les âges à ~1800 Ma comme marquant l'effondrement post-collisionnel et l'exhumation de la croûte épaissie. Ces âges à ~1800 Ma coïncident avec les âges de mise en place des essaims de dykes basiques, non métamorphiques et non-déformés, qui affleurent largement sur toute la chaîne et sur l'ensemble du craton de Chine du Nord (e.g. Peng et al., 2005). Par exemple, dans le massif de Hengshan, deux dykes basiques donnent un âge U-Pb sur zircon à 1769 ± 3 Ma (Halls et al., 2000), et un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 1804 ± 16 Ma (Shao et al., 2005). Dans le

massif de Fuping, un dyke de dolérite donne un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 1781 ± 1 Ma (Wang et al., 2004). Généralement, lorsqu'ils sont répandus, les essaims de dykes basiques sont formés au cours d'une extension d'échelle lithosphérique (Halls, 1987 ; Féraud et al., 1987 ; Gudmunson, 1995). Dans notre cas, ces essaims de dykes basiques se sont développés dans un même champ de déformation en extension succédant immédiatement à la fermeture du NCC (Hou et al., 2004, 2006a, b).

Les âges à ~ 1800 Ma marquent donc la remontée du bâti suite à une extension post-orogénique.

3. Bilan

L'étude préliminaire du massif de Zhanhuang permet de mettre en évidence une seconde suture ophiolitique. Celle-ci constitue la limite entre le bloc du Fuping et le bloc de l'Est. Elle témoigne de la fermeture de l'océan de Taihang (Faure et al., 2007). Cependant, l'âge de la collision entre le bloc du Fuping et le bloc de l'Est reste encore à déterminer.

Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permettent de confirmer l'histoire polyphasée de la "Trans-North China Belt". Ces résultats témoignent surtout de l'histoire tardi-orogénique de la chaîne. En outre, un résultat intéressant est l'âge à 2175 ± 10 Ma obtenu sur un gabbro de l'unité "LGMU". Cet âge pourrait être considéré comme l'âge d'ouverture de l'Océan du Lüliang.

4. Annexe

Annexe 6-1. Résultats des analyses issues de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des 15 échantillons présentés précédemment.

Step	40/39	38/39	37/39	36/39 (E-3)	F39Ar released	%40*	40*/39K	Age Ma	$\pm 1\text{sd}$ Ma
FP33				J= 0,010234					
biotite									
1	142.284	0.082	0.03400	79.471	9.06	83.49	118.79	1435.3	3.7
2	167.270	0.053	0.01406	15.565	25.28	97.24	162.66	1768.1	4.7
3	172.150	0.049	0.00000	8.531	30.05	98.53	169.61	1815.7	7.3
4	170.229	0.047	0.00854	3.116	42.87	99.45	169.29	1813.5	3.1
5	170.107	0.049	0.01618	5.690	53.80	99.00	168.41	1807.6	4.7
6	173.732	0.047	0.02059	0.000	57.70	99.99	173.72	1843.2	5.2
7	171.365	0.048	0.00003	0.347	60.76	99.93	171.25	1826.7	5.5
8	170.814	0.026	0.01288	1.290	72.87	99.77	170.42	1821.1	12.5
9	169.420	0.046	0.00000	0.000	79.20	99.99	169.40	1814.3	5.1
10	168.232	0.042	0.00000	0.000	84.25	99.99	168.22	1806.2	21.6
11	172.350	0.047	0.02927	1.742	94.54	99.69	171.82	1830.5	2.8
12	171.863	0.049	0.09508	2.183	96.40	99.62	171.22	1826.5	7.2
13	171.676	0.054	0.54543	0.091	99.09	99.99	171.74	1829.9	7.4
14	171.198	0.072	1.32273	17.381	100.00	97.05	166.29	1793.1	11.8
FP35				J= 0,010234					
biotite									
1	119.254	0.050	0.00000	68.352	0.30	83.05	99.04	1262.7	16.4
2	152.469	0.015	0.01244	4.291	10.13	99.16	151.19	1686.8	3.9
3	162.348	0.015	0.01147	3.212	14.38	99.41	161.39	1759.3	5.9
4	158.820	0.009	0.03947	4.965	16.05	99.07	157.34	1730.9	6.5
5	161.369	0.010	0.01253	2.620	27.96	99.51	160.58	1753.7	9.4
6	167.706	0.012	0.00466	1.142	39.33	99.79	167.35	1800.4	5.0
7	173.235	0.016	0.00000	15.508	40.58	97.35	168.64	1809.1	10.3
8	169.078	0.012	0.02209	0.000	48.92	99.99	169.07	1812.0	3.6
9	169.723	0.015	0.03389	0.485	53.13	99.91	169.57	1815.4	6.4
10	169.309	0.013	0.00000	0.082	60.55	99.98	169.27	1813.4	4.1
11	169.815	0.014	0.00000	0.848	66.49	99.84	169.55	1815.2	7.2
12	169.634	0.014	0.00976	1.694	75.11	99.70	169.12	1812.3	4.2
13	169.813	0.013	0.02184	1.003	81.41	99.82	169.51	1815.0	6.1
14	169.764	0.009	0.00024	0.000	84.83	99.99	169.75	1816.6	6.3
15	169.235	0.012	0.02917	2.038	86.72	99.64	168.62	1809.0	8.2
16	168.095	0.015	0.02827	0.639	95.39	99.88	167.90	1804.1	5.1
17	167.388	0.011	0.00365	1.699	99.10	99.69	166.87	1797.1	3.8
18	173.195	0.018	0.41621	4.119	100.00	99.31	172.04	1832.0	6.5
FP40				J= 0,010234					
muscovite									
1	165.456	0.016	0.02193	3.730	4.32	99.33	164.34	1779.8	5.9
2	166.890	0.013	0.00000	0.223	24.52	99.95	166.81	1796.7	5.6
3	167.993	0.014	0.00000	0.000	31.48	99.99	167.98	1804.6	6.8
4	171.245	0.014	0.03163	5.341	35.84	99.07	169.66	1816.0	3.4
5	167.168	0.017	0.00000	0.253	40.12	99.95	167.08	1798.5	10.6

6	170.876	0.018	0.00694	7.374	42.79	98.72	168.68	1809.4	5.7
7	169.004	0.014	0.01200	2.325	54.46	99.58	168.30	1806.8	4.6
8	168.335	0.012	0.00000	2.236	68.19	99.60	167.66	1802.4	4.7
9	166.884	0.014	0.00000	0.000	77.89	99.99	166.87	1797.1	4.0
10	167.672	0.013	0.03051	2.631	82.23	99.53	166.88	1797.2	6.0
11	168.120	0.021	0.03852	0.000	83.07	99.99	168.11	1805.5	11.1
12	169.973	0.014	0.03850	5.157	85.99	99.10	168.44	1807.7	5.5
13	167.231	0.013	0.00000	0.000	89.01	99.99	167.22	1799.4	4.3
14	169.224	0.015	0.02720	4.943	91.80	99.13	167.75	1803.1	9.5
15	169.440	0.013	0.00000	2.189	93.21	99.61	168.78	1810.0	10.2
16	169.758	0.011	0.01525	3.262	95.97	99.42	168.78	1810.1	11.5
17	167.114	0.016	0.03386	0.000	98.63	99.99	167.10	1798.7	6.0
18	165.523	0.016	0.00000	4.095	100.00	99.26	164.30	1779.4	16.8

		J= 0.008864							
FP91 biotite									
1	376.978	0.357	10.28271	969.168	0.31	24.19	91.81	1074.2	76.1
2	196.845	0.073	0.11859	129.490	3.67	80.55	158.58	1583.7	17.7
3	197.157	0.037	0.00000	10.621	11.62	98.40	194.00	1805.0	4.8
4	199.201	0.031	0.03794	4.401	20.12	99.34	197.89	1827.7	6.3
5	202.528	0.032	0.00000	2.498	34.66	99.63	201.77	1850.1	3.1
6	207.096	0.032	0.15833	2.396	51.07	99.65	206.40	1876.4	2.0
7	205.990	0.032	0.11498	2.858	56.68	99.58	205.15	1869.3	9.2
8	203.968	0.034	0.00000	3.705	63.15	99.45	202.85	1856.3	5.8
9	205.828	0.036	0.13207	4.232	70.49	99.39	204.58	1866.1	6.7
10	203.759	0.032	0.00000	2.872	80.35	99.57	202.89	1856.5	5.6
11	204.139	0.034	0.61036	5.149	85.11	99.26	202.71	1855.5	4.9
12	204.943	0.035	1.14283	2.290	88.92	99.69	204.47	1865.5	6.2
13	203.346	0.029	0.94436	0.542	92.00	99.94	203.35	1859.1	13.4
14	206.438	0.032	0.12730	2.416	100.00	99.65	205.73	1872.6	2.8

		J= 0.008864							
FP92 amphibole									
1	62.775	0.440	0.00021	97.221	1.30	54.20	34.03	475.6	24.0
2	251.890	0.315	0.00025	58.984	2.43	93.07	234.44	2028.3	23.8
3	378.782	0.200	0.12776	105.804	4.33	91.74	347.53	2536.9	22.9
4	704.027	0.161	5.08717	53.160	8.30	97.81	690.89	3542.3	19.2
5	347.720	0.117	15.64321	7.406	11.27	99.64	350.02	2546.7	25.3
6	193.432	0.102	13.99599	16.376	15.62	97.93	191.16	1788.2	18.9
7	249.579	0.123	10.32873	12.558	32.03	98.76	248.14	2098.1	5.6
8	262.653	0.131	15.76348	5.457	81.97	99.74	264.69	2179.0	4.4
9	205.911	0.087	0.00007	0.000	86.19	99.99	205.89	1873.6	17.1
10	169.088	0.143	2.74548	19.410	89.21	96.69	163.79	1618.0	9.8
11	175.892	0.143	9.13213	9.210	100.00	98.76	174.74	1688.0	2.3

		J= 0.008864							
FP101 biotite									
1	173.140	0.401	30.56654	386.823	0.44	35.04	61.90	789.1	74.5
2	176.768	0.102	0.00001	46.697	7.54	92.18	162.95	1612.5	8.1
3	185.142	0.082	1.01361	8.479	13.11	98.67	182.80	1737.9	7.1
4	188.642	0.068	0.00002	0.000	17.47	99.99	188.62	1773.1	6.7

5	195.663	0.070	0.19264	3.356	26.56	99.49	194.69	1809.0	5.6	
6	195.464	0.069	0.00000	1.089	49.27	99.83	195.12	1811.6	4.0	
7	193.997	0.073	0.00001	0.853	58.64	99.86	193.72	1803.3	6.7	
8	195.729	0.073	0.00001	0.926	70.26	99.85	195.44	1813.4	3.6	
9	195.452	0.075	0.00001	3.896	76.34	99.40	194.28	1806.6	5.2	
10	193.381	0.067	0.53206	0.657	79.98	99.91	193.27	1800.6	4.3	
11	190.092	0.064	1.81412	0.000	85.03	99.99	190.41	1783.7	8.0	
12	194.246	0.070	0.00002	4.507	88.86	99.30	192.89	1798.4	5.5	
13	196.410	0.070	0.00003	3.321	91.32	99.49	195.41	1813.2	13.6	
14	187.923	0.069	0.53934	4.214	100.00	99.34	186.76	1761.9	6.3	
				J=						
				0.008864						
FP108										
biotite										
1	517.411	0.422	0.00007	1448.680	0.16	17.26	89.31	1052.0	132.8	
2	155.775	0.175	0.00001	256.272	1.64	51.37	80.03	967.2	18.0	
3	189.761	0.131	0.02409	29.105	9.86	95.46	181.15	1727.7	4.5	
4	190.480	0.130	0.07346	7.669	16.23	98.80	188.21	1770.6	3.5	
5	196.102	0.121	0.05001	9.387	29.06	98.58	193.32	1800.9	4.5	
6	192.480	0.122	0.06755	4.042	34.12	99.37	191.28	1788.9	5.8	
7	195.010	0.129	0.29803	2.395	39.20	99.64	194.34	1807.0	9.9	
8	194.745	0.128	0.03633	2.009	46.76	99.69	194.14	1805.8	5.6	
9	192.458	0.124	0.24642	1.034	54.21	99.84	192.18	1794.2	3.5	
10	194.645	0.129	0.16233	1.999	58.02	99.69	194.06	1805.3	6.5	
11	193.083	0.129	0.83093	4.845	60.03	99.27	191.79	1791.9	10.3	
12	193.194	0.133	0.00000	0.923	69.83	99.85	192.90	1798.5	6.2	
13	194.111	0.129	0.00000	4.531	72.10	99.30	192.75	1797.6	5.1	
14	194.695	0.129	0.00000	2.703	80.46	99.58	193.88	1804.2	4.0	
15	195.172	0.124	0.00000	3.069	83.45	99.53	194.25	1806.4	6.5	
16	195.718	0.128	0.22918	2.882	88.08	99.56	194.89	1810.2	7.4	
17	194.441	0.132	0.06490	2.385	100.00	99.63	193.73	1803.363	3.194	
				J=						
				0,010234						
FP121										
biotite										
1	149.361	0.024	0.00130	31.689	7.31	93.72	139.98	1603.7	6.7	
2	163.945	0.015	0.00903	2.643	25.67	99.51	163.15	1771.5	3.6	
3	163.893	0.016	0.10735	2.409	32.10	99.56	163.18	1771.8	20.9	
4	166.602	0.016	0.00000	3.132	43.00	99.44	165.66	1788.8	4.5	
5	165.884	0.016	0.00000	1.540	54.08	99.72	165.41	1787.1	5.5	
6	167.588	0.016	0.00000	1.543	75.14	99.72	167.12	1798.7	5.1	
7	168.145	0.012	0.01483	2.678	83.35	99.52	167.34	1800.3	4.7	
8	166.377	0.015	0.01313	1.644	90.04	99.70	165.88	1790.3	7.6	
9	170.343	0.006	0.00000	2.727	91.27	99.52	169.52	1815.1	19.3	
10	170.795	0.020	0.05618	8.690	95.70	98.49	168.22	1806.3	15.8	
11	168.525	0.031	0.00000	3.395	96.82	99.40	167.51	1801.4	11.8	
12	168.996	0.023	0.16064	9.121	98.74	98.40	166.31	1793.3	7.7	
13	167.948	0.024	0.00000	4.191	99.50	99.25	166.69	1795.9	16.6	
14	169.549	0.000	0.00000	0.001	100.00	99.99	169.53	1815.1	19.2	
				J=						
				0.008864						
FP129										
biotite										
1	155.782	0.137	0.01821	83.47	10.42	84.15	131.10	1391.1	4.8	

2	194.899	0.131	0.05528	5.15	13.50	99.21	193.37	1801.2	8.0
3	193.445	0.129	0.02147	0.35	26.08	99.94	193.33	1801.0	4.9
4	196.588	0.123	0.00000	1.15	42.88	99.82	196.23	1818.0	5.6
5	199.495	0.126	0.01254	3.04	47.47	99.54	198.58	1831.7	4.7
6	199.386	0.130	0.00739	0.37	67.12	99.94	199.26	1835.6	3.3
7	207.541	0.132	0.02251	0.65	77.18	99.90	207.33	1881.7	5.3
8	198.515	0.129	0.10835	4.11	79.16	99.38	197.30	1824.3	15.3
9	200.792	0.125	0.00781	0.00	81.69	99.99	200.77	1844.4	5.9
10	207.009	0.136	0.00650	4.53	84.80	99.34	205.65	1872.2	3.6
11	197.209	0.130	0.00000	2.70	94.66	99.59	196.39	1819.0	4.0
12	199.045	0.128	0.01424	1.41	100.00	99.78	198.61	1831.9	6.9

FP185

J= 0.008864

biotite

1	120.842	0.150	0.0000	276.055	0.48	32.48	39.25	538.6	57.9
2	116.129	0.097	0.0000	155.153	2.06	60.50	70.26	873.4	11.4
3	185.438	0.061	0.0157	13.294	9.57	97.87	181.49	1729.9	5.1
4	193.711	0.058	0.0059	0.689	17.11	99.88	193.49	1802.0	4.4
5	192.727	0.053	0.0361	3.269	20.73	99.49	191.75	1791.7	3.5
6	192.691	0.058	0.0003	1.199	28.05	99.81	192.32	1795.0	3.4
7	192.231	0.055	0.0000	1.549	35.49	99.75	191.75	1791.7	5.1
8	191.318	0.056	0.0072	0.528	42.64	99.91	191.14	1788.1	6.4
9	194.899	0.056	0.0055	1.662	50.22	99.74	194.39	1807.3	4.5
10	194.328	0.051	0.0000	2.883	53.52	99.55	193.46	1801.8	3.9
11	193.877	0.046	0.0000	2.483	58.05	99.61	193.12	1799.8	4.7
12	193.443	0.051	0.0000	2.500	68.45	99.61	192.68	1797.2	5.1
13	195.270	0.048	0.0126	3.156	74.98	99.51	194.32	1806.8	4.6
14	196.313	0.050	0.0300	3.564	79.41	99.45	195.25	1812.3	6.5
15	195.646	0.049	0.0705	2.861	82.38	99.56	194.79	1809.6	11.4
16	197.367	0.046	0.0000	10.598	86.81	98.40	194.22	1806.2	8.8
17	196.825	0.045	0.0187	10.617	90.62	98.40	193.67	1803.0	6.6
18	196.639	0.044	0.0630	3.614	92.54	99.45	195.56	1814.1	5.7
19	204.625	0.059	0.0088	27.685	100.00	95.99	196.43	1819.2	3.8

FP154

J= 0.010234

muscovite

1	167.798	0.000	0.00000	0.001	0.48	99.99	167.78	1803.3	15.5
2	171.425	0.016	0.00204	0.564	12.74	99.89	171.24	1826.6	2.8
3	172.594	0.015	0.00082	0.064	24.36	99.98	172.56	1835.5	3.5
4	171.733	0.013	0.00000	0.000	37.35	99.99	171.72	1829.8	3.5
5	172.292	0.015	0.00083	0.900	49.07	99.84	172.01	1831.8	2.1
6	171.286	0.015	0.01380	3.010	56.01	99.47	170.38	1820.9	7.0
7	171.077	0.014	0.00000	0.000	70.76	99.99	171.06	1825.4	8.4
8	170.208	0.028	0.00000	0.000	72.37	99.99	170.19	1819.6	12.7
9	168.921	0.019	0.00000	0.000	76.45	99.99	168.91	1810.9	8.3
10	170.746	0.015	0.11245	0.000	78.83	99.99	170.75	1823.3	10.9
11	172.121	0.014	0.07022	0.000	82.27	99.99	172.12	1832.5	5.2
12	175.033	0.020	0.26978	7.012	83.33	98.82	173.00	1838.4	15.1
13	171.130	0.013	0.03396	0.000	84.90	99.99	171.12	1825.8	13.9
14	171.176	0.000	0.30946	4.874	85.99	99.16	169.78	1816.8	19.1
15	172.069	0.011	0.12946	0.000	92.11	99.99	172.08	1832.2	3.3
16	173.687	0.000	0.99911	14.592	93.00	97.55	169.54	1815.2	19.0

17	172.683	0.016	0.12102	1.589	100.00	99.72	172.22	1833.2	4.8
FP159				J= 0.010234					
amphibole									
1	189.576	1.366	5.09941	0.000	3.15	99.99	190.58	1951.9	17.6
2	168.299	1.656	4.54906	2.367	39.21	99.78	168.42	1807.6	8.7
3	167.937	1.656	1.51962	0.000	71.75	99.99	168.20	1806.1	5.8
4	176.703	1.679	4.81710	40.168	73.64	93.48	165.70	1789.1	25.9
5	170.879	1.723	4.13739	12.855	78.82	97.95	167.83	1803.6	12.6
6	169.376	1.614	4.45771	6.904	85.92	98.98	168.14	1805.7	9.5
7	164.393	1.786	4.12516	0.000	88.29	99.99	165.13	1785.2	15.8
8	167.056	1.624	4.15489	8.375	97.00	98.70	165.32	1786.5	8.3
9	173.779	1.703	4.21662	0.000	100.00	99.99	174.56	1848.8	14.5
FP231				J= 0.008864					
biotite									
1	343.874	0.257	0.02145	760.165	0.53	34.67	119.23	1301.0	83.2
2	196.320	0.041	0.00566	65.948	9.88	90.06	176.81	1701.0	6.1
3	194.023	0.026	0.00000	7.176	21.75	98.90	191.88	1792.5	7.8
4	195.323	0.023	0.03444	5.443	28.05	99.17	193.70	1803.2	6.9
5	195.200	0.024	0.05208	8.471	35.11	98.71	192.69	1797.2	6.8
6	190.443	0.022	0.00689	1.967	46.92	99.68	189.84	1780.4	3.4
7	195.270	0.024	0.03266	2.135	60.26	99.67	194.63	1808.6	5.1
8	193.237	0.024	0.05106	3.662	67.04	99.43	192.14	1794.0	8.5
9	195.561	0.023	0.02589	3.120	74.77	99.52	194.62	1808.6	6.0
10	195.900	0.023	0.04918	8.104	78.29	98.77	193.49	1802.0	9.8
11	195.826	0.024	0.02514	5.068	90.85	99.23	194.31	1806.8	5.0
12	198.840	0.027	0.00000	9.295	93.83	98.61	196.07	1817.1	6.3
13	199.593	0.025	0.01502	8.770	96.89	98.69	196.98	1822.4	8.2
14	196.564	0.024	0.11789	12.062	100.00	98.18	193.00	1799.1	9.0
FP396				J= 0.008921					
amphibole									
1	546.621	0.499	24.49482	240.462	0.15	87.33	485.12	3018.1	107.6
2	379.821	0.218	7.55569	56.302	0.28	95.76	365.53	2615.0	115.0
3	192.533	0.020	6.41969	0.597	30.85	99.99	193.63	1810.1	7.4
4	186.865	0.018	5.41723	0.000	38.33	99.99	187.92	1776.1	6.7
5	192.101	0.019	5.27189	2.970	80.16	99.74	192.26	1802.0	3.6
6	206.592	0.033	4.11186	33.801	81.01	95.31	197.43	1832.4	37.6
7	190.858	0.017	5.99741	3.491	94.51	99.69	191.01	1794.6	9.0
8	198.102	0.018	5.21152	16.253	96.00	97.77	194.33	1814.2	20.6
9	195.208	0.027	5.19844	6.409	100.00	99.22	194.35	1814.3	14.6
FP403				J= 0.008921					
amphibole									
1	418.676	1.078	1.97863	462.2070	0.13	67.41	282.59	2270.9	97.4
2	207.920	0.270	3.45192	73.9160	0.29	89.61	186.74	1769.0	54.8
3	151.189	0.112	2.31613	21.3450	0.54	95.93	145.26	1499.4	52.8
4	180.155	0.283	2.46759	29.4280	0.93	95.27	171.90	1677.1	27.4
5	197.567	0.378	2.00671	2.4390	4.64	99.70	197.24	1831.3	5.1

6	189.551	0.368	1.88536	0.0000	5.30	99.99	189.91	1788.0	23.3
7	191.198	0.358	1.88943	0.0020	23.52	99.99	191.56	1797.8	3.4
8	192.826	0.347	1.93332	0.9660	31.12	99.92	192.91	1805.9	8.9
9	191.075	0.370	2.04858	0.1870	52.56	99.99	191.41	1797.0	3.9
10	194.023	0.357	1.96647	7.0270	55.33	99.00	192.32	1802.4	8.0
11	194.493	0.369	2.18707	1.9960	68.72	99.77	194.33	1814.2	5.7
12	193.594	0.364	2.32707	1.2360	78.84	99.89	193.68	1810.4	3.8
13	190.326	0.333	2.06994	0.0000	81.27	99.99	190.72	1792.9	10.1
14	196.958	0.345	2.14268	1.9220	100.00	99.79	196.81	1828.8	3.2

Chapitre 7

Synthèse et discussion

Chapitre 7

Synthèse et discussion

Dans ce chapitre, nous synthétisons l'ensemble des résultats obtenus dans cette étude afin de présenter la structure globale de la "Trans-North China Belt" et de proposer un modèle d'évolution géodynamique. En préambule, nous rappelons les deux principaux modèles défendus avant cette étude et nous les discutons en tenant compte de nos résultats. Enfin, nous discutons des apports de l'étude de la "Trans-North China Belt" dans la compréhension de la tectonique au Paléoprotérozoïque.

1. Discussion des modèles présentés dans le chapitre 2

1.1. Modèle 1 : collision néoarchéenne (e.g. Kusky et Li, 2003)

1.1.1. Ages

Kusky et Li (2003) proposent que le Craton de Chine du Nord se soit stabilisé à la fin de l'Archéen (~2.5 Ga), suite à la collision entre les blocs Est et Ouest. L'argument avancé par Kusky et Li (2003), concernant l'âge de la collision, est la grande quantité de datations donnant un âge de 2.5 Ga à des roches du NCC et dans la "Trans-North" China Belt (Fig. 7-1). Malheureusement, ces âges correspondent au magmatisme responsable de la formation des TTG qui forment 80% de la surface du NCC et qui sont contemporains de la mise en place des dômes et de la forte croissance crustale à cette époque. Il n'existe pour l'instant pas de preuve permettant

de dater un métamorphisme lié à une collision et donc un épaissement crustal à 2.5 Ga.

Aussi, Kusky et Li (2003) interprètent les sédiments de type molasse (Hutuo group) comme étant archéens. Selon l'unique coupe illustrant leur modèle (Fig. 2-8), la structure globale de la chaîne est déversée vers le SE, les zones internes chevauchent vers l'est le bassin d'avant-pays (Hutuo group) qui lui-même chevauche la marge continentale occidentale passive du bloc de l'Est représentée par des sédiments de plateforme. Or les roches du bassin d'avant-pays sont discordantes sur des unités qui contiennent des granitoïdes mis en place vers 2.1 Ga (Faure et al., 2007, Trap et al., 2007). Le bassin d'avant-pays est donc plus jeune que 2.1 Ga et de surcroît, sa déformation l'est aussi.

Les âges du métamorphisme vers 1850 Ma sont interprétés comme un effet de la collision entre la bordure nord du craton de Chine du Nord et du supercontinent Columbia (Kusky et Li, 2003 ; Li et Kusky, 2007). Cependant, ces auteurs ne documentent jamais l'âge du métamorphisme en relation avec la déformation dirigée vers le SE. Le chemin prograde P-T-t-ε que nous avons proposé à partir des calculs thermobarométriques et des datations U-Th-Pb sur monazites contraint parfaitement l'âge de cette déformation vers le SE qui est contemporaine du métamorphisme prograde dans le faciès des amphibolites à 1880 ± 10 Ma.

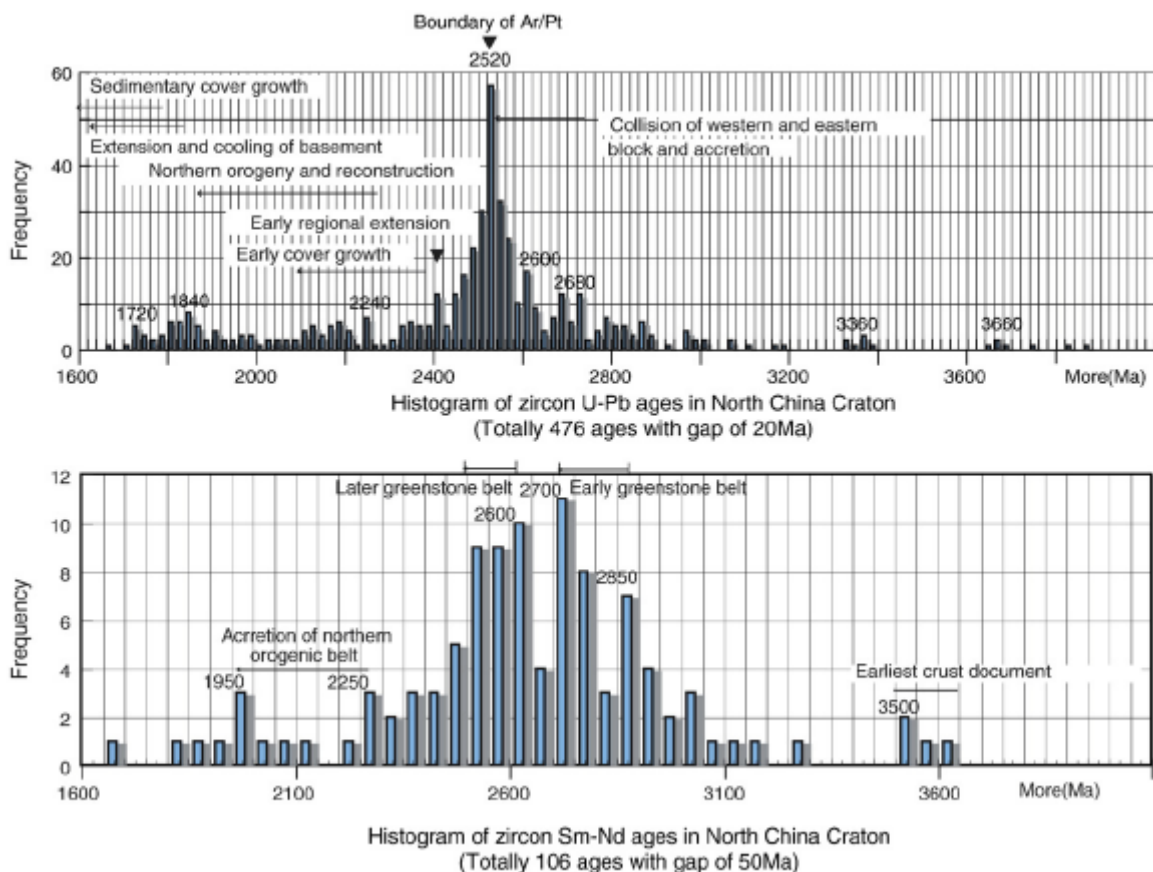


Fig. 7-1 : Diagramme synoptique d'une centaine d'âges calculés pour des roches du Craton de Chine du Nord. D'après Kusky et al., 2007.

1.1.2. Structure et cinématique

Dans ces modèles, la vergence de la chaîne est orientée vers le SE (Kuksy et Li, 2003 ; Li et Kusky, 2007 ; Polat et al., 2006). Cependant aucune coupe d'échelle crustale ou lithosphérique n'est présentée et, de ce fait, les limites majeures telles que les sutures ne sont jamais situées sur une carte. Seuls Polat et al. (2005) suggèrent une suture localisée entre les massifs de Hengshan et de Wutaishan, ces derniers correspondant alors aux blocs Ouest et Est respectivement, qui se télescopent à la fin de l'Archéen. Cette suture est fortement improbable du fait de la continuité des unités lithotectoniques et du style de déformation entre les deux massifs (Trap et al., 2007).

1.2. Modèle 2 : collision à ~1850 Ma (e.g., Zhao et al., 2004b)

1.2.1. Ages

Dans les modèles de Zhao et al. (2004b), Kröner et al. (2005b) et Zhang et al. (2007), la collision entre les deux blocs archéens se produit au Paléoprotérozoïque, vers 1850 Ma. La collision est le résultat de la subduction d'une croûte océanique sous le bloc de l'Est. Les auteurs expliquent l'importance des âges à 2500 Ma comme étant due à la mise en place d'un arc volcanique suite à cette même subduction. Dans ce modèle, l'âge de l'ouverture océanique n'est pas précisé et on ne sait pas quand la subduction a été initiée. Etant donné l'âge du magmatisme d'arc, la subduction a dû débuter vers 2550 Ma. Le laps de temps qui sépare le début de la subduction de la collision est d'environ 600 Ma. Cette très longue période, ponctuée d'aucun événement tectonométamorphique, est difficilement envisageable, en particulier dans le cas de la géodynamique paléoprotérozoïque. En effet, au Paléoprotérozoïque, comme à l'Archéen, les plaques étaient certainement plus chaudes, moins denses, plus petites et se déplaçaient plus vite qu'actuellement (Bickle, 1986 ; Sleep et Windley, 1992 ; Windley, 1995). Pour expliquer cette longue période de subduction d'une même plaque océanique, Zhao et al. (2004b) citent Karlstrom et al. (2001). Ces derniers proposent qu'au Mésoprotérozoïque, une série d'orogènes d'accrétion a été accolée progressivement à la marge méridionale de la Laurentia, formant un système orogénique d'environ 10 000 km de long et ayant enregistré 800 Ma de convergence avant la collision grenvillienne et l'assemblage du supercontinent Rodinia (voir aussi Rivers et Corrigan, 2000). Cependant plusieurs subductions sont impliquées dans ce modèle contrairement au modèle de Zhao et al. (2004b) dans lequel une seule subduction est responsable de l'édification d'un arc magmatique à ~2.5 Ga et d'une collision à ~1.8 Ga. Pourtant, il existe un troisième pic d'âge vers 2.1 Ga. En particulier, un magmatisme intense daté vers 2.0-2.1 Ga est documenté (e.g. Wilde et al., 2004a, Zhao et al., 2002b). Zhao et al. (2004b) proposent que le magmatisme à ~2.1 Ga soit lié à cette même subduction, laquelle serait responsable de la fusion partielle d'une partie de la racine de l'arc, entraînant la mise en place d'une importante quantité de magma de type S dans les massifs de Fuping (granite de Nanying) et dans les massifs de Wutaishan et de Hengshan (granite de Dawaliang par exemple). Cependant cette subduction qui est située à l'ouest du massif de Hengshan ne peut

pas expliquer la mise en place des plutons datés à 2.1 Ga qui sont situés plus à l'ouest, dans le massif de Lüliangshan (Trap et al., in review-b). En outre, beaucoup de roches volcaniques sont datées à 2.1 Ga ainsi que des roches sédimentaires dans le massif de Lüliangshan notamment (Wan et al., 2000 ; Yu et al. 1997a). La géochimie des roches du massif de Lüliangshan suggère un rifting vers 2.1 Ga (e.g. (Yu et al. 1997b). Sur la base de nos données structurales, géochronologiques et sur l'ensemble des données existantes, nous suggérons un événement tectonique majeur opérant vers 2.1 Ga, déconnecté de l'événement à 2.5 Ga (Trap et al., in review-a). Le contexte géodynamique dans lequel s'inscrit cet événement à ~2.1 Ga est discuté dans le paragraphe 3.

1.2.2. Structure et cinématique

Le deuxième point important pour lequel nous sommes en désaccord avec le modèle précédent (Zhao et al., 2004b ; Kröner et al., 2005b ; Zhang et al., 2007) est la structure et la cinématique globale de la chaîne. Plusieurs problèmes majeurs sont discutables :

1.2.2.1. La cinématique

Dans ces modèles, la déformation qui résulte de la collision s'exprime principalement sous forme d'un écaillage, avec une cinématique vers l'ouest, développé principalement au front de la chaîne, représenté par le massif du Hengshan et la partie nord du massif du Wutaishan (Fig. 2-20b). Des chevauchements en arrière de la chaîne sont moins développés et montrent une cinématique vers le SE. Dans notre modèle, nous considérons que la cinématique vers le SE (prépondérante) est celle associée à la mise en place des nappes, et n'est pas restreinte au SE du massif du Wutaishan. En effet, la cinématique vers le SE est très bien documentée dans le massif de Wutaishan mais aussi dans le massif de Lüliangshan (Trap et al., in review-b). Nous associons les cinématiques vers la NW observées dans le massif de Hengshan à une deuxième phase de déformation discutée dans la section suivante.

1.2.2.2. Les grands accidents

Dans ces modèles, les structures cisailantes sont surtout développées dans le Hengshan et le Wutaishan. En outre, l'architecture initiale de l'arc magmatique n'est pas perturbée par ces cisaillements, qui semblent pourtant être en partie à l'origine de l'épaississement crustal (Fig. 2-20). Par exemple, les séries volcano-sédimentaires du massif de Wutaishan restent en position supérieure et les gneiss en position inférieure. Les cisaillements avortent en profondeur mais ne s'enracinent nulle part et aucune nappe n'est définie (Fig. 2-20b). Cette configuration est peu probable et n'est pas en accord avec nos données structurales.

1.2.2.3. La zone de suture

Dans ce modèle, la zone de suture est supposée se situer au nord du massif de Hengshan (Zhao et al., 2004b ; Zhang et al., 2007). Cette suture est cryptique car

jamais documentée ni en terme de lithologie pouvant suggérer une ancienne croûte océanique telle que des ophiolites, ni en terme de déformation qui pourrait être importante à son approche. L'unique zone de déformation intense dans le Massif de Hengshan est le décrochement de Zhujiafang, dextre selon Zhao et al. (2004) mais que nous documentons comme senestre (Faure et al., 2007 ; Trap et al., 2007). Le rôle de ce cisaillement est discuté plus loin. Nos résultats, obtenus après l'étude des massifs de Hengshan-Wutaishan et Lüliangshan, montrent que l'on retrouve des unités tout à fait identiques dans ces trois massifs et nous situons la suture dans le massif de Lüliangshan (Faure et al., 2007 ; Trap et al., in review-b). D'autre part les roches de haute pression affleurant dans la partie nord du Hengshan définissent une ceinture qui affleure sur 500 km de long et 80 km de large jusqu'au massif de Huai'an à 50 km au nord du massif de Hengshan (Fig. 7-3). Ainsi il n'existe pas de suture à l'intérieur même de cette unité comme suggéré par Zhang et al., 2007. La disposition de nos sutures est présentée plus loin.

Enfin, de façon globale, dans les modèles proposés ici, les phénomènes structuraux syn-métamorphes ne concernent que la plaque supérieure. Alors que dans les orogènes de collision, ces phénomènes sont localisés dans la plaque inférieure, puisque la collision peut aussi être vue comme une subduction continentale.

2. Une nouvelle structure de la "Trans-North China Belt"

Dans cette partie, nous proposons un nouveau modèle de structure globale de la chaîne en intégrant nos résultats sur les Massifs de Lüliangshan, Hengshan, Wutaishan, Fuping et Zanhuang ainsi que les données préexistantes et résultats préliminaires sur le massif septentrional de Huai'an (Fig. 2-6). Nous proposons de distinguer 8 unités lithotectoniques :

- 1) Les sédiments du groupe du Hutuo
- 2) L'unité "LGMU"
- 3) L'unité "OVU"
- 4) Le para-autochtone
- 5) L'unité de la suture de Taihangshan
- 6) L'unité des granulites de Haute pression
- 7) Le block de l'ouest et ses khondalites
- 8) Le block de l'Est.

Ces unités sont séparées par des contacts cisailants ductiles majeurs, jusque là non documentés, excepté la "shear zone" de Longquanguan et le décrochement de Zhujiafang. Nous distinguons 5 contacts ductiles majeurs.

- 1) La "Trans-North China Suture"
- 2) La "Taihanshang Suture"
- 3) Le chevauchement de Longquanguan
- 4) Le "Upper Wutai Thrust"
- 5) Le décrochement de Zhujiafang

Ci-après nous discutons de la signification lithologique de ces unités, leurs caractéristiques structurales et métamorphiques et leurs place et évolution dans la chaîne. La figure 7- 2 est une représentation synthétique de la géométrie globale de la chaîne en tenant compte des résultats de cette étude.

2.1. Les Unités constituant la "Trans-North China Belt"

2.1.1. Les sédiments non-métamorphiques du Hutuo

L'unité de Hutuo est la plus superficielle de l'édifice. Elle affleure dans les massifs de Wutaishan et de Lüliangshan ainsi qu'à l'extrémité SE du massif de Fuping (Fig. 7-2).

Elle se compose d'une succession de conglomérats et grès de base, de carbonates et de grès grossiers au toit. Les conglomérats représentent typiquement des sédiments de type molasse issus de l'érosion de la chaîne. On peut par exemple les comparer au conglomérat d'Argens qu'on retrouve dans le bassin de Clumanc - Barreme dans les Alpes Franco-Italiennes. Les carbonates et grès à ripples témoignent d'un environnement d'eau peu profonde. Ainsi, les sédiments de l'unité de Hutuo, sont des molasses, sédiments détritiques continentaux et de mer peu profonde.

L'âge de ces sédiments est toujours débattu compte tenu des différents modèles défendus aujourd'hui (e.g. Kusky et al., 2007, Zhang et al., 2007). Tous ces modèles suggèrent que les sédiments du Hutuo se sont déposés vers 2.5 Ga ou 2.1 Ga (Kusky et Li, 2003, Wilde et al., 2004b, Kröner et al., 2005b). Cependant, Kröner et al. (2006) datent des dykes basiques par SHRIMP U-Pb sur zircon à 1915 Ma. Ces dykes sont intrusifs jusque dans les niveaux crustaux supérieurs mais ils ne recoupent jamais les roches du groupe du Hutuo (Kröner et al., 2005b). Ces molasses sont donc bien plus jeunes que 1915 Ma. D'après nos données structurales, ces sédiments se sont déposés entre ~1880 Ma, âge de l'épaississement et ~1830 Ma, âge du détachement de Pingshan (Trap et al., 2007, in review-a). Ces roches représentent des sédiments syn- à post orogéniques déposés dans des bassins d'avant-pays.

Ces sédiments sont très peu métamorphiques, seuls les niveaux de base ont subi un léger métamorphisme dans le début du faciès des schistes verts. Ce métamorphisme est contemporain de la deuxième phase de déformation, responsable du plissement de cette unité et de la reprise de la discordance en cisaillement comme en témoignent les niveaux de conglomérats de base extrêmement déformés. En effet, cette unité est discordante sur les unités métamorphiques du faciès des schistes verts et amphibolites, LGMU et OVU, respectivement. Elle est replissée et déversée vers le sud, permettant de mettre en évidence une déformation polyphasée et de définir l'événement D2 comme syn- à post dépôt du Hutuo (Faure et al., 2007 ; Trap et al., 2007).

2.1.2. L'unité "LGMU"

L'unité "LGMU" affleure sous forme de deux grandes klippes dans les massifs du Wutaishan et du Lüliangshan ainsi que le long de la "Trans-North China Suture" qui constitue la zone d'enracinement de cette unité (Fig. 7-2).

Les roches qui composent l'unité "LGMU" sont des basaltes, des schistes verts quartzeux, des tuffs, des siltites, des argilites et shales noires, des BIF, des quartzites, des andésites et des rhyolites. Les masses ophiolitiques présentes sont constituées de roches ultrabasiques serpentinisées, de métagabbros et de basaltes en coussin. Ces témoins d'un plancher océanique sont écaillés et apparaissent en lambeaux intercalés dans les schistes verts, les volcanites et des flyschs. Les flyschs apparaissent surtout dans le massif de Lüliangshan sous forme d'une série turbiditique à matrice gréseuse contenant des olistolithes de marbre et des boudins de roches basiques.

Plusieurs données géochimiques renseignent sur différents environnements : de nombreux basaltes montrent une géochimie de type N-NORB, caractéristique des dorsales médio-océaniques (Wang et al., 1996, 2004), certaines roches volcaniques se seraient formées dans un contexte de rift océanique (Yu et al. 1997b; Geng et al. 2003), enfin, quelques andésites ont un chimisme calco-alcalin (Wilde et Wang, 1995). Il est facile de rattacher les basaltes de type MORB au rifting, lequel aboutit à la formation d'un plancher océanique. La géochimie calco-alcaline témoigne d'un arc. Les deux environnements sont liés mais pas forcément dans le temps. En effet, des roches à géochimie calco-alcaline représentent soit i) les roches d'arc datée à ~2.5 Ga soit ii) des roches d'arc datée à ~2.1 Ga. Les âges des protolithes de cette unité sont à la fois Néoarchéen (2500 Ma) et Paléoprotérozoïque (2.0-2.1 Ga) (Wilde et al., 2005 ; Liu et al., 1990 ; Sun et al., 1992). En outre, l'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 2179 ± 10 Ma que nous avons obtenu sur un métagabbro, peut être considéré comme l'âge minimum de sa mise en place associée à celle des sédiments océaniques de l'unité "LGMU". Par conséquent, nous suggérons que cette unité représente un bassin océanique formé à ~2.1 Ga. Lors de sa fermeture, ces roches de bassin océanique ont certainement été mélangées tectoniquement avec des roches de marge passive. Parmi ces dernières, la plupart sont des roches d'arc d'âge Néoarchéen (ces roches composent principalement l'unité "OVU", voir paragraphe suivant).

Cette unité est principalement métamorphisée dans le faciès des schistes verts. Cependant, l'intensité du métamorphisme augmente au niveau des zones internes puisque les mêmes roches ont enregistré un métamorphisme dans le faciès des amphibolites dans la partie préservée le long de la suture. Il y a donc une polarité métamorphique dans cette unité, laquelle n'a donc pas partout été enfouie aux mêmes profondeurs, ne recoupant pas les mêmes isogrades métamorphiques. Contrairement à l'unité de l'OVU, l'âge du métamorphisme prograde dans le faciès des schistes verts n'a pas été établi. Les minéraux de type monazite et zircon enregistrent préférentiellement le métamorphisme dans les faciès de plus haut grade. Les datations $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ effectuées sur des roches de l'unité "LGMU" renseignent sur l'événement post-orogénique daté à ~1800 Ma. Cependant, au regard des caractéristiques structurales communes aux deux unités "LGMU" et "OVU", nous suggérons que l'unité "LGMU" s'est mise en place sous forme d'une nappe vers 1880 Ma (D1).

Dans le massif du Lüliang, cette unité a subi un second métamorphisme responsable de la cristallisation de biotite et de staurotide. Ces minéraux métamorphiques définissent la fabrique D2, correspondant à la déformation responsable du plissement, principalement à vergence SE. Ce second métamorphisme n'a pour l'instant été observé que dans la partie inférieure de la klippe du Lüliang.

2.1.3. L'unité "OVU"

L'unité "OVU" est la plus importante en superficie. Elle affleure largement dans la partie sud du massif de Hengshan, dans le massif du Wutaishan et dans le massif du Lüliangshan (Fig. 7- 2). En revanche, elle n'affleure pas à l'ouest du LQG, c'est-à-dire dans le massif de Fuping ni dans celui de Zanhuang. Elle contient à la fois des roches supracrustales mais aussi une grande quantité de gneiss du socle para-autochtone. On distingue trois lithologies caractéristiques qui forment cette unité : une alternance de roches basiques et acides, ii) des métasédiments et iii) des orthogneiss.

2.1.3.1. La formation acide-basique

Cet ensemble de roches volcaniques, d'épaisseur kilométrique, est caractérisé par une alternance centimétrique à métrique d'amphibolites et de leptynites (Annexe 3-1). Les protolithes des amphibolites sont des roches magmatiques basiques telles que des laves, des dykes ou des sills ou des roches volcano-sédimentaires. Les leptynites dérivent de roches intermédiaires à acides telles que des rhyolites, dacites, andésites et des pyroclastites. Cette unité ressemble fortement au Complexe leptyno-amphibolique du Massif Central. Des études géochimiques sur ces métavolcanites indiquent une signature calco-alkaline relative à un environnement d'arc magmatique (e.g. Li et Qian, 1994). Polat et al. (2005) considèrent que les roches volcaniques du massif du Wutaishan témoignent d'un environnement d'arrière arc ou d'avant arc. En outre, la signature géochimique de ces roches volcaniques reflète un mélange entre des magmas à affinité de MORB et des magmas relatifs à de la subduction (IAB-BABB et adakite). Notons que ces données géochimiques ne sont pas faciles à intégrer dans un modèle car dans toutes ces études, principalement réalisées dans le massif du Wutaishan, ce dernier est considéré comme une seule unité.

2.1.3.2. Les métasédiments

Les métasédiments sont des métapélites, des BIF et quelques marbres qui se sont déposés sur la série acide-basique précédemment décrite. Ces sédiments peuvent aussi correspondre à ceux décrits dans l'unité "LGMU" mais métamorphisés de façon plus intense.

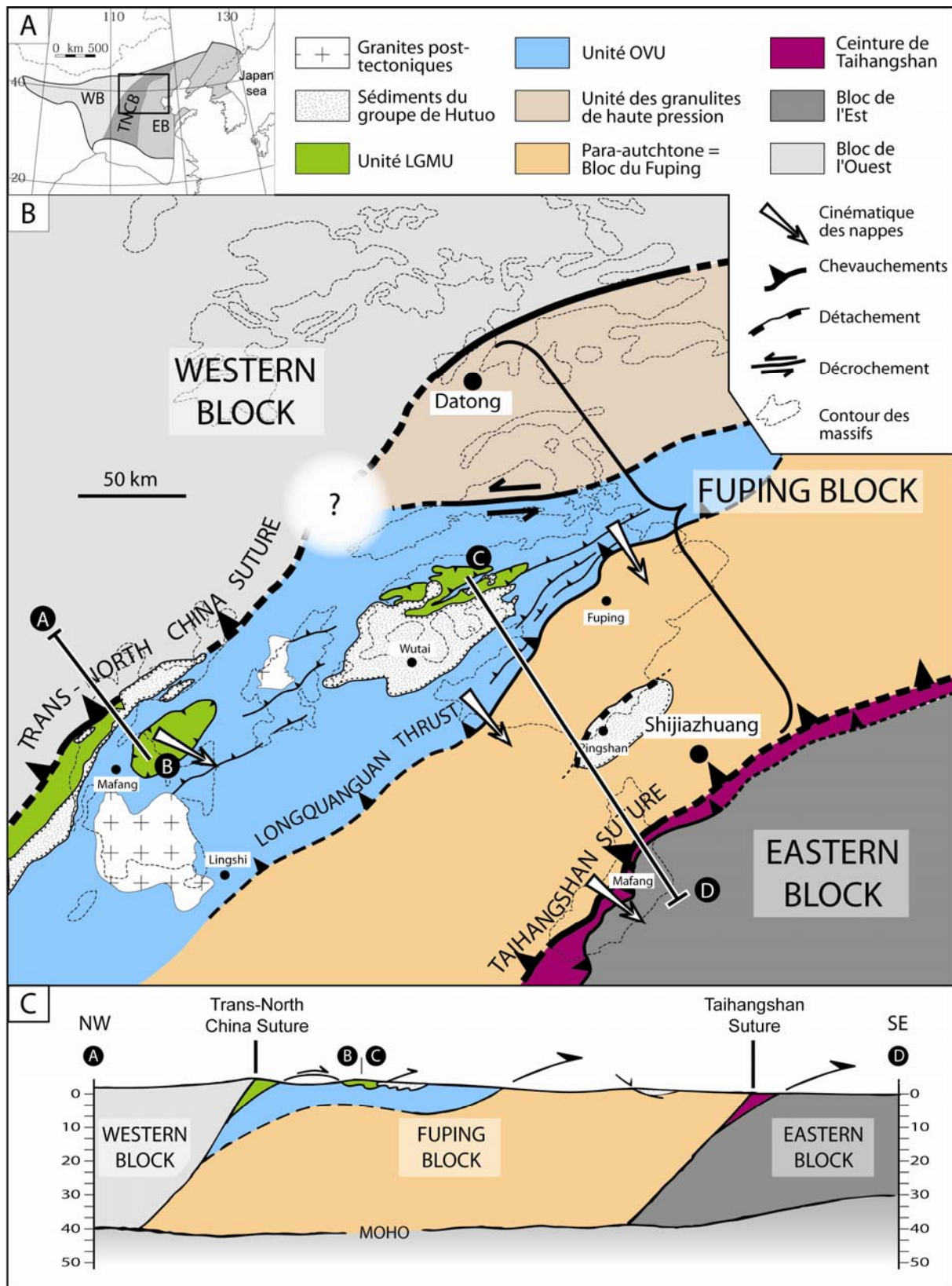


Fig. 7-2. Schéma structural d'une grande partie de la chaîne du "Trans-North China Belt".

Concernant les protolithes de ces métapélites nos résultats géochronologiques permettent de mettre en évidence deux sources :

i) Des sédiments nés de l'érosion des roches néoarchéennes et déposés à la même époque (cœur de monazite daté à 2401 Ma) (Chapitre 5, Trap et al., in review-b). Ces sédiments marquent l'événement à 2.5 Ga.

ii) Des sédiments issus de l'érosion de roches datées vers 1950 Ma (cœur de monazite daté à 1942 ± 8 Ma) et liés aux événements ayant affecté la marge passive du bloc de l'ouest (Chapitre 5, Trap et al., in review-b). Ces sédiments témoignent du cycle orogénique entre 2.1 Ga et 1.8 Ga.

2.1.3.3. Les orthogneiss

Parmi les orthogneiss, on distingue surtout des granitoïdes de la série des TTG, des diorites et des granodiorites. Ces granitoïdes ont des âges de mise en place néoarchéens et sont contemporains du volcanisme bimodal interprété comme résultat d'un arc (Liu et al., 2002b, 2004b; Wilde et al., 2002). La chimie, assez évoluée, de ces granites suggère une contribution importante de la croûte (Liu et al., 2004b), ceci est confirmé par les cœurs hérités de zircon datés à 2.7 Ga (Wilde et al., 1997). Ces TTG sont souvent migmatitiques. L'âge de la migmatitisation a été contrainte à ~ 2500 Ma (Chapitre 5 ; Trap et al., in review-b). Ces migmatites font donc partie du socle à 2.5 Ga et sont différentes de celles affleurant dans le massif de Hengshan et de Fuping. Des signatures géochimiques calco-alcalines des TTG suggèrent qu'ils se sont mis en place dans un environnement d'arc magmatique vers 2.5 Ga (Liu et al., 2002b, 2004b; Wilde et al., 2002).

Une seconde génération de granites, principalement des monzogranites et des monzosyénites a été datée vers 2.1 Ga (âge de mise en place) (Wilde et al., 2005; Kröner et al., 2005a). Ces granites sont essentiellement des granites de type S dérivant de la fusion de la croûte daté à 2.7-2.5 Ga (Wilde et al., 2005 ; Li et al. 1990 ; Liu et al., 2004b). Dans le massif du Lüliangshan, nous avons daté un orthogneiss à 2152 ± 36 Ma et appartenant donc à cette famille de granitoïdes.

L'unité "OVU" a été déformée et métamorphisée dans le faciès des amphibolites voire des granulites. L'âge du métamorphisme prograde est bien contraint vers 1880 ± 10 Ma (Chapitre 4). La déformation synmétamorphe se caractérise par un cisaillement vers le SE et se localise le long de zones mylonitiques chevauchantes responsables d'un écaillage de l'unité, le chevauchement de Longquanguan représentant le chevauchement frontal majeur de cette série d'écailles crustales.

2.1.4. Le para-autochtone

Le para-autochtone affleure dans le massif de Fuping et dans la partie occidentale du massif de Zanhuang (Fig. 7- 2).

Dans le chapitre 3 nous décrivons l'architecture de ce para-autochtone acquise vers 2.1 Ga. Elle se compose de dômes et bassins orientés globalement E-W excepté dans le massif du Zanhuang où les structures sont orientées N-S. Les dômes sont

composés essentiellement de migmatite et de granite d'anatexie alors que les bassins sont remplis de roches supracrustales (Trap et al., in review-a). Ces caractères structuraux et métamorphiques sont très différents des unités précédentes. Sur ce para-autochtone les nappes de l'OVU sont charriées vers le SE via le chevauchement de Longquanguan.

2.1.5. L'unité de la suture de Taihangshan

Cette unité forme une bande d'environ 120 km de long et 5-10 km de large séparant le massif du Zhanhuang en deux parties (para-autochtone et bloc de l'Est). Elle est constituée de roches de bassin océanique peu profond et des roches de plateformes de marge passive (Kusky et Li., 2003). Cette unité est déformée et cisailée sous forme d'écailles kilométriques séparées par d'importants chevauchements. D'ouest vers l'est on observe i) des schistes quartzeux, ii) une série de roches volcanosédimentaires dont des basaltes en coussins et des flyschs carbonatés iii) des micaschistes et des paragneiss, iv) des orthogneiss et des migmatites et v) des marbres. Il n'existe pour l'instant pas de données géochimiques et les données géochronologiques sont encore peu nombreuses.

2.1.6. L'unité des granulites de haute pression

Cette unité forme une bande qui affleure sur 500 km de long et 80 km de large dans les massifs de Jining et Huai'an et dans la partie nord du massif du Hengshan. Cette unité n'est jamais présentée dans les chapitres précédents, excepté dans le chapitre 3 dans lequel nous décrivons des migmatites encaissant des granulites de HP affleurant au nord du Massif de Hengshan.

Cette unité comprend essentiellement des granulites acides et basiques, des TTG et des migmatites. En outre, des roches plus felsiques, dont des enderbites riches en biotite et des niveaux dispersés de métapélites affleurent au toit de l'unité. Au sein de celle-ci on peut distinguer deux domaines.

i) Des domaines où les granulites acides et basiques de haute pression sont litées et bien préservées. Parfois ces granulites affleurent de façon spectaculaire et on peut alors observer une alternance de granulites basiques et acides bien litées (Fig. 7-3). La foliation est généralement à faible pendage.

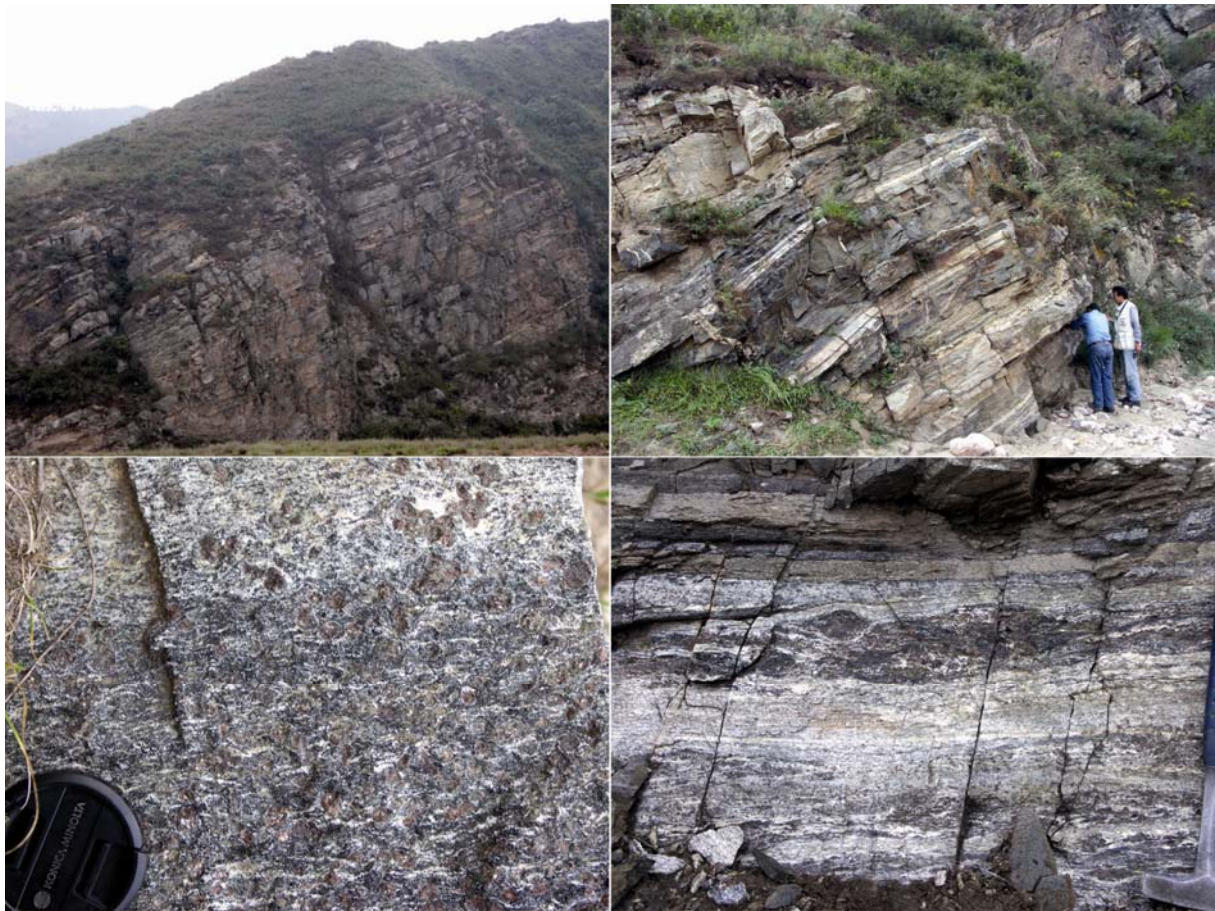


Fig. 7-3. Photos illustrant la structure et la lithologie des granulites de HP litées. A : Falaise de granulite d'environ 50 m de hauteur montrant le pendage faible de ces terrains. B : affleurement au pied de la falaise, on note bien l'alternance de granulites basiques et acides. C et D. agrandissement de ces mêmes roches.

ii) Des domaines où la structure litée de ces granulites n'est pas préservée. Celles-ci ont subi une importante migmatitisation et n'affleurent plus que sous forme de boules métriques préservées dans une matrice de migmatite (Fig. 7-4). La structure de ces domaines est plus complexe et semble décrire des dômes, malheureusement le peu de données structurales obtenues dans cette zone ne permet pas de conclure d'avantage. Seule la partie méridionale de cette unité, qui affleure dans la partie nord du Hengshan montre clairement une structure en dôme (Trap et al., 2007).

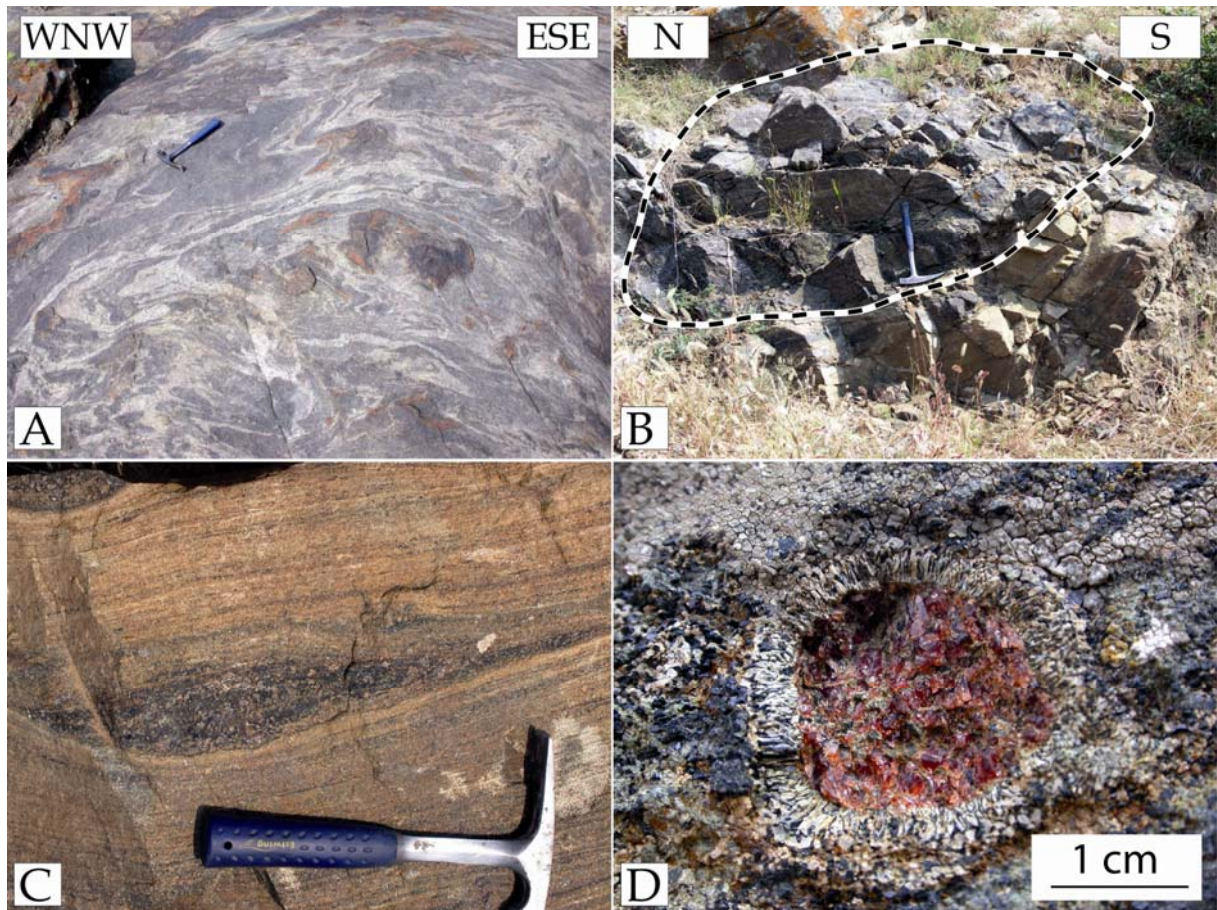


Fig. 7-4. Photos des migmatites et des enclaves de granulites de HP. A : Migmatite ($N40^{\circ}45,027'/E114^{\circ}20.965'$). B : Boule de granulite en enclave dans la migmatite. C : enclave déformée dans la migmatite, la foliation est synmigmatitique ($N40^{\circ}45.733'/E114^{\circ}20.968'$). D. Agrandissement montrant une texture réactionnelle typique dans la boule de granulite de la photo B. la symplectite amphibole-plagioclase est visible à l'œil nu ! (même affleurement).

Les protolithes de cette unité sont archéens avec des âges variant entre 2550 ± 21 Ma et 2451 ± 14 Ma (Guo et al., 2005). Le métamorphisme dans le faciès des granulites est daté à 1872 ± 16 Ma (Guo et al., 2005) en accord avec les âges du métamorphisme prograde et de l'épaississement obtenus dans notre étude (~ 1880 Ma). Nous avons daté la migmatitisation de cette unité à 1850 ± 10 Ma par LA-ICP-MS sur zircon (Faure et al., 2007). Nous avons aussi obtenu le même âge par la méthode $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ sur amphibole avec un âge de 1855 ± 10 Ma dans le massif du Hengshan. Des âges similaires à 1842 ± 38 Ma, 1856 ± 26 Ma, 1849 ± 10 , 1850 ± 17 ont été reportés dans la même unité (Guo et al., 2005 ; Kröner et al., 2005a ; Zhao et al., 2006a). Ainsi, cette unité de roches néoarchéennes a été enfouie vers 1880-1870 Ma puis exhumée vers 1850 Ma, tout en connaissant une fusion partielle. Le mécanisme responsable de l'exhumation de cette portion de croûte HP est discuté plus loin.

2.1.7. Le bloc de l'Ouest et les khondalites

L'unité des khondalites affleure dans l'extrémité ouest du massif de Lüliangshan et plus au nord dans le massif de Jining (Fig. 7-3).

Les roches dominantes sont des gneiss à sillimanite-grenat et des gneiss à quartz-grenat. Selon Condie et al. (1992), les protolithes des khondalites sont des shales, des grès feldspathiques et des roches volcaniques felsiques déposées dans un bassin intracontinental. L'unité des khondalites comprend une vaste séquence de roches supracrustales telles que des métapélites à grenat et sillimanite, des leptynites à biotite et grenat mais aussi des marbres et des roches silicocarbonatées. Ces roches représentent des sédiments pélitiques, psammitiques et carbonatés déposés dans une mer peu profonde au niveau du plateau continental bordant le bloc de l'ouest (Santosh et al., 2006 ; Condie et al., 1992 ; Li et al., 2000a, b). Les âges des protolithes vont de 2.3 à 1.9 Ga. (Hu., 1994 ; Wu et al., 1998 ; Wan et al., 2000, Santosh et al., 2007b).

Ces roches ont subi un métamorphisme de haute température et moyenne pression. Récemment, des paragenèses à saphirine témoignant d'un métamorphisme d'ultra haute température ont été décrites (Santosh et al., 2006a). Des leucosomes à quartz-feldspath intercalés avec des niveaux riches en sillimanite et spinelle témoignent d'une migmatisation contemporaine du métamorphisme de haute température (Santosh et al., 2006a). Aussi, de nombreux granites de type S sont possiblement liés à l'anatexie des roches pélitiques (Santosh et al., 2006a). Les âges du métamorphisme vont de 2.0 à 1.9 Ga mais les données concernant l'âge du métamorphisme dans ces khondalites restent encore très insuffisantes.

Les données structurales concernant cette unité que nous définissons dans ce modèle sont encore pauvres. Nous avons passé quelques jours dans le massif de Jining mais pas assez pour définir de façon fiable son histoire structurale. Les foliations sont généralement orientées ENE-NE et des chevauchements orientés E-W et NE sont observés (Kusky et Li., 2003, Santosh et al., 2006a). La relation entre la ceinture des khondalites et la ceinture de HP reste à définir. Le contact entre la ceinture des khondalites et la ceinture de HP est une zone de cisaillement importante qui pend vers le NW mais son jeu normal ou inverse reste à préciser.

2.1.8. Le bloc de l'Est

Dans le TNCB, le bloc de l'Est n'affleure que dans la partie orientale du massif de Zanhuang (Fig. 7- 2). Ailleurs, la majeure partie de ce bloc archéen est dissimulée sous la plaine méso-cénozoïque, les plus proches affleurements se situant à environ 200 km plus à l'Est, dans la partie occidentale du massif de Shandong (Fig. 7-5). Dans le massif du Zanhuang, le bloc de l'Est est composé principalement d'un socle TTG qui porte une couverture de type marge passive, que l'on retrouve dans la suture (chapitre 6). Pour l'instant il n'existe que très peu d'âges concernant cette unité. Nous avons reporté un âge U-Pb sur zircon d'un leucosome de TTG à 2490 ± 16 Ma qui est en accord avec la plupart des âges dans le Craton de Chine du Nord. Aucun âge métamorphique n'a pour l'instant été reporté dans cette unité. Celle-ci peut être considérée comme le soubassement d'un ensemble de nappes, lesquelles viennent s'enraciner à l'ouest dans la suture de Taihangshan (Chapitre 6). En effet, la foliation est plate ou à faible pendage vers l'ouest et la déformation enregistrée par ces roches du bloc de l'est est la même que celle enregistrée par les roches des unités de la suture.

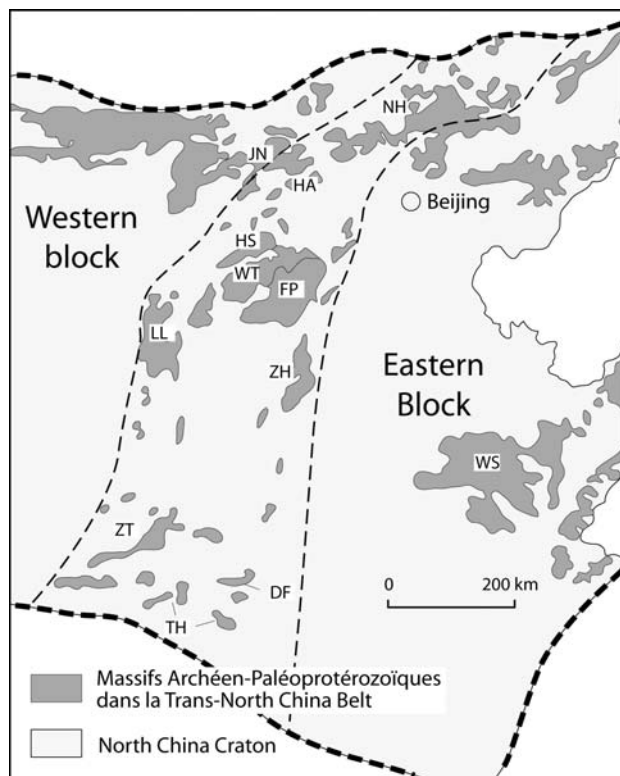


Fig. 7-5. Distribution des massifs archéens et paléoprotérozoïques dans la chaîne Trans-North China et le NCC. Sont notés les massifs de **Lüliang (LL)**, **Hengshan (HS)**, **Wutaishan (WT)**, **Fuping (FP)**, **Huai'an (HA)**, **Jining (JN)**, **Zanhuang (ZH)**, Northern Hebei (NH), Taihua (TH), Zhongtiao (ZT), Dengfeng (DF) et Western Shandong (WS). Modifié d'après Zhao et al (2001a).

2.2. Les accidents ductiles majeurs

2.2.1. Chevauchement de Longquanguan

Le chevauchement de Longquanguan est la zone de cisaillement la plus importante et la plus visible de toute la chaîne. C'est une zone mylonitique majeure d'une épaisseur d'environ 1 km et d'une longueur d'au moins 150 km. Ce chevauchement permet la mise en place du front de l'unité de l'OVU. Son épaisseur importante suggère que ce cisaillement s'enracine très profondément dans la croûte. En surface, ce contact sépare clairement les roches volcaniques de l'OVU des gneiss TTG, roches supracrustales, Nanying granites et migmatites du para-autochtone (Fuping Bloc) suggérant qu'il s'agit d'un décollement de la couverture volcanique et sédimentaire (Wang et al., 1996). Le chevauchement de Longquanguan est plutôt interprété comme le front d'un prisme crustal constitué d'écailles de socle et sédiments du bloc de Fuping. Ce contact est responsable d'un saut métamorphique puisque l'unité chevauchante a enregistré des pressions plus élevées que le para-autochtone (Fig. 7-6).

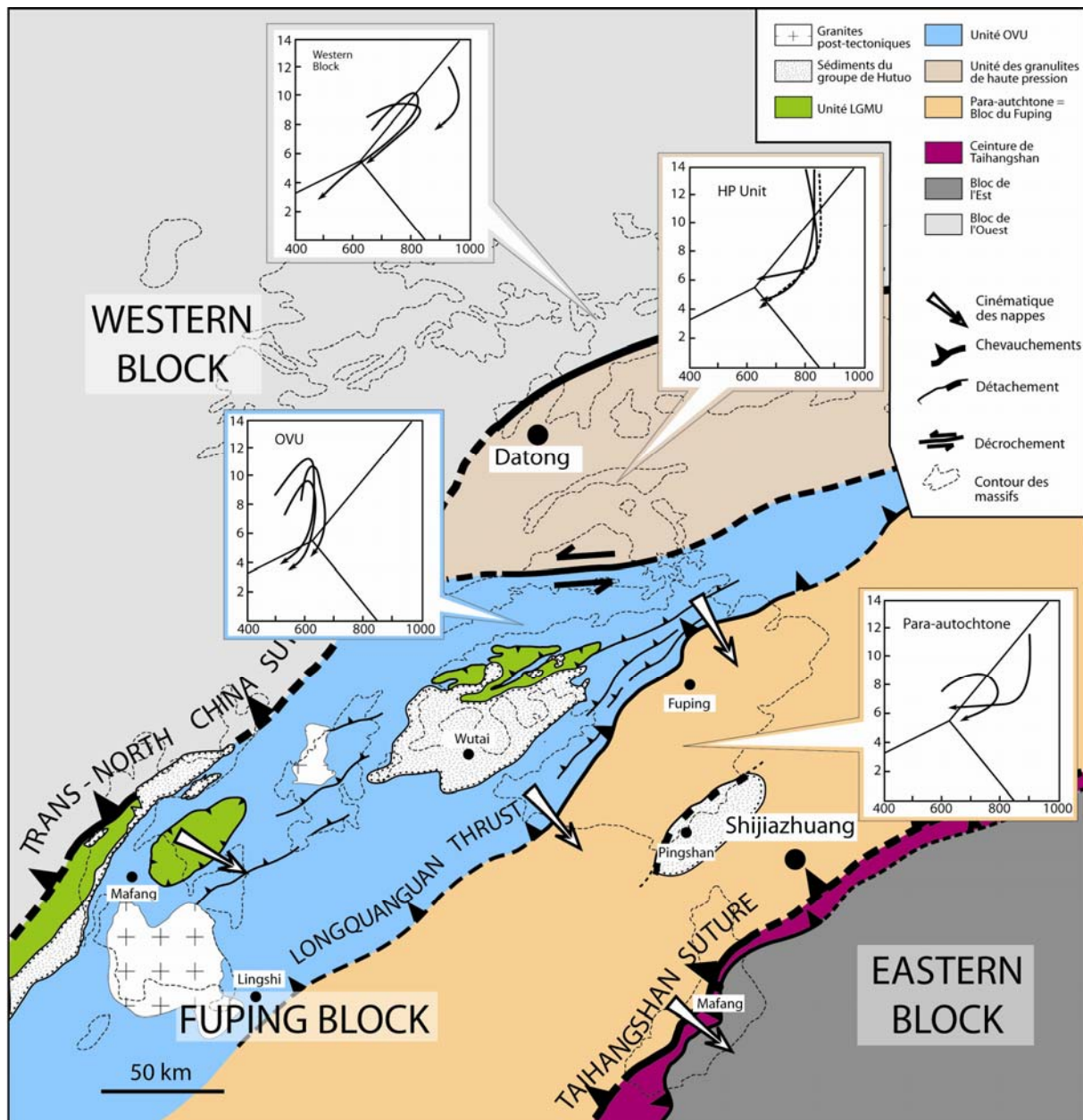


Fig. 7-6. Schéma structural d'une grande partie de la chaîne du "Trans-North China Belt". Sont indiquées les évolutions métamorphiques des roches du bloc de l'ouest, de l'unité de haute pression, de l'OVU et du para-autochtone. Concernant, les chemins P-T-t, se référer à Zhao et al. (2001a) et références incluses.

2.2.2. Le "Upper Wutai Thrust" ou le chevauchement de base de l'unité "LGMU"

C'est une zone mylonitique d'épaisseur métrique qui met en contact les roches métamorphisées dans le faciès des amphibolites de l'OVU et les roches métamorphisées dans le faciès des schistes verts de l'unité LGMU. La fabrique mylonitique est celle de l'événement D1. Cependant, bien qu'il existe un saut métamorphique, ce contact superpose des roches de bas degré métamorphique à des roches de haut degré métamorphique. Cette géométrie oblige à discuter la nature de la zone de cisaillement et en particulier son rôle dans l'épaississement. Est-ce

véritablement un chevauchement ou une faille normale? En d'autres termes, est-ce que l'unité "LGMU" est une nappe gravitaire ou une nappe de charriage? Certains arguments permettent d'affirmer qu'il s'agit d'une nappe de charriage associée à un chevauchement plat : i) on retrouve la même cinématique aussi bien dans le massif de Wutaishan que dans le massif du Lüliangshan ; ii) l'unité s'enracine dans la suture. En revanche, l'intensité métamorphique augmente depuis les klippes vers la suture. L'unité n'a donc pas subi les mêmes conditions P-T et par conséquent les derniers mouvements de la nappe sont diachrones. Ainsi, le contact de la base de l'unité LGMU est un chevauchement dont le dernier incrément est diachrone du métamorphisme.

Une telle nappe de bas degré métamorphique (faciès des schistes verts), surmontant des unités de plus haut grade métamorphique, est décrite pour la ceinture de Belleterre dans la sous province archéenne de l'Abitibi (Sawyer et Barnes, 1994). La géométrie finale ressemble fortement à celle observée dans la TNCB. La nappe de schistes verts se met en place sur un duplex de matériel crustal et de façon contemporaine. Le tout est plissé par une deuxième phase de déformation.

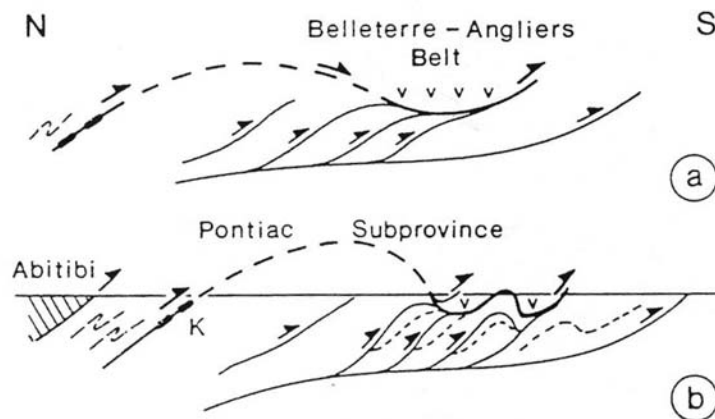


Fig. 7- 7. Coupe simplifiée illustrant la géométrie de la ceinture de Belleterre. Cette ceinture s'étend d'est en ouest sur près de 60 km et atteint plus de 5 km de large (Sawyer et Barnes, 1994)

2.2.3. Décrochement de Zhujiafang

Le décrochement senestre de Zhujiafang sépare le massif de Hengshan en deux parties, nord et sud. Cependant, notre étude structurale a révélé l'existence de linéations verticales qui subsistent là où la déformation liée au décrochement a été la moins intense. Ceci est confirmé par les études métamorphiques réalisées sur les granulites de haute pression et de moyenne pression qui affleurent au nord et au sud de cet accident, respectivement. La différence des conditions P-T enregistrées par ces granulites témoigne d'un mouvement vertical le long de cet accident responsable d'un décalage estimé à ~15 km entre les deux unités (O'Brien et al., 2005). Les unités moins métamorphiques sont localisées au sud et les foliations de part et d'autre du décrochement pendent vers le sud. Par conséquent, nous sommes amenés à proposer un jeu précoce normal, mais il a pu aussi bien s'agir d'un chevauchement qui, en raison de la déformation D2, est désormais renversé. En effet, le modèle d'exhumation de l'unité de haute pression que nous envisageons suppose un jeu précoce en chevauchement (voir section 3-3-2).

2.2.4. "Trans-North China Suture"

La "Trans-North China Suture" est décrite dans la partie ouest du massif de Lüliangshan (Fig. 7-3). On ne connaît pas son prolongement vers le sud. En revanche, cette suture se prolonge au nord, le long de la bordure est de l'unité du bloc de l'ouest et de ses khondalites. La TNCS sépare le bloc de l'ouest de l'unité de HP. Par conséquent elle se prolonge vers l'est en s'incurvant selon une direction E-W. En effet, nous avons mis en évidence une zone de cisaillement majeure, jalonnée de roches basiques, jusque dans le massif de Chengde situé à l'extrémité NE de la chaîne. Ainsi la zone de suture ne continue pas vers le nord (Zhao et al., 2004b), mais prend une orientation ENE-SSW au nord de Datong.

2.2.5. Taihangshan Suture

Comme la TNCS, cette suture n'avait jusque là jamais été décrite. Ceci peut s'expliquer par le fait que la dernière étude structurale détaillée du massif du Zhanhuang identifiait la ceinture de roches correspondante comme des sédiments discordants sur un seul socle archéen, mais ne mentionnait pas de suture (Wang et al., 2003). Pourtant, la présence d'amphibolites, de pillow-lavas, de turbidites suggère que cette ceinture sédimentaire est très probablement une suture qui représente la fermeture d'un bassin océanique. La suture de Taihangshan est représentée par une zone mylonitique majeure que nous avons mis en évidence entre les roches de l'océan de Taihangshan (Faure et al., 2007) et le para-autochtone ou "Fuping Block". Nos données de surface sont confirmées par les données géophysiques (Zheng et al., 2006) qui suggèrent que cette discontinuité est d'échelle lithosphérique et que sa géométrie est en accord avec une subduction vers l'ouest.

2.3. Virgation de la "Trans North China Belt"

Un des arguments de Kusky et Li (2003) contre le modèle d'une collision à 1.85 Ga est l'orientation quasiment E-W de la ceinture de granulites qui, selon ces auteurs, recouperait la "Trans-North China Belt", laquelle serait donc plus ancienne (archéenne). Ces auteurs avancent cet argument en considérant une seule et même ceinture de granulites qui rassemble i) les granulites de haute pression et ii) les granulites de moyenne pression du bloc de l'Ouest (la "Granulite Belt", Fig. 2-24) (Kusky et Li., 2003 ; Kusky et al., 2007 ; Li et Kusky ; 2007). Ces deux unités montrent pourtant des évolutions métamorphiques bien différentes (Fig. 7-6) et ne peuvent en aucun cas être considérées comme appartenant à une même unité. Cependant, il est vrai que l'orientation des structures varie depuis des directions presque E-W au nord vers des orientations NE-SW au sud (Figs. 7-2 et 7-6). On note aussi que la suture dessine un coude à l'ouest de Datong. Deux possibilités peuvent être envisagées pour expliquer cette virgation de la chaîne :

1) La virgation est due à la forme convexe du bloc du Fuping qui vient subduire sous le bloc de l'ouest, à la manière des virgations himalayennes.

2) Cette virgation résulte d'une déformation postérieure à celle responsable de la formation de la chaîne.

Nous ne disposons pas d'arguments pour la première hypothèse. En revanche nos données structurales et des données de la littérature peuvent apporter des arguments en faveur de la deuxième hypothèse. Hou et al. (2006b) proposent une carte faisant apparaître les essaims de dykes basiques post-orogéniques dans la "Trans-North China Belt". On remarque clairement deux directions, à $\sim N150E$ dans les massifs du Hengshan-Wutaishan-Fuping et $\sim N105E$ dans le massif du Lüliangshan (Fig. 7-8). Ces dykes basiques sont des marqueurs passifs d'une déformation post-orogénique responsable d'une virgation d'environ 45° de la chaîne. Ceci s'accorde avec l'orientation des structures et notamment de la linéation associée à la mise en place des nappes. Nous avons relevé les orientations suivantes i) S1 $\sim N70E$, L1 $\sim N160E$ et ii) S1 $\sim N40E$, L1 $\sim N120E$ dans les massifs du Wutaishan et du Lüliangshan, respectivement (Fig. 7- 8). Ces changements d'orientation des structures illustrent aussi la courbure de la chaîne. Hou et al. (2006b) suggèrent que le changement de l'orientation des dykes peut s'expliquer par une contrainte compressive orientée N-S agissant aux limites du NCC. En effet, on conçoit facilement que le craton, une fois stabilisé, enregistre plus facilement des déformations au niveau de ses bordures. Par conséquent, on peut admettre qu'au cours de l'orogénèse de la TNCB, les structures étaient orientées $\sim N40E$ et que le déplacement des nappes s'opérait selon une direction $\sim N120E$.

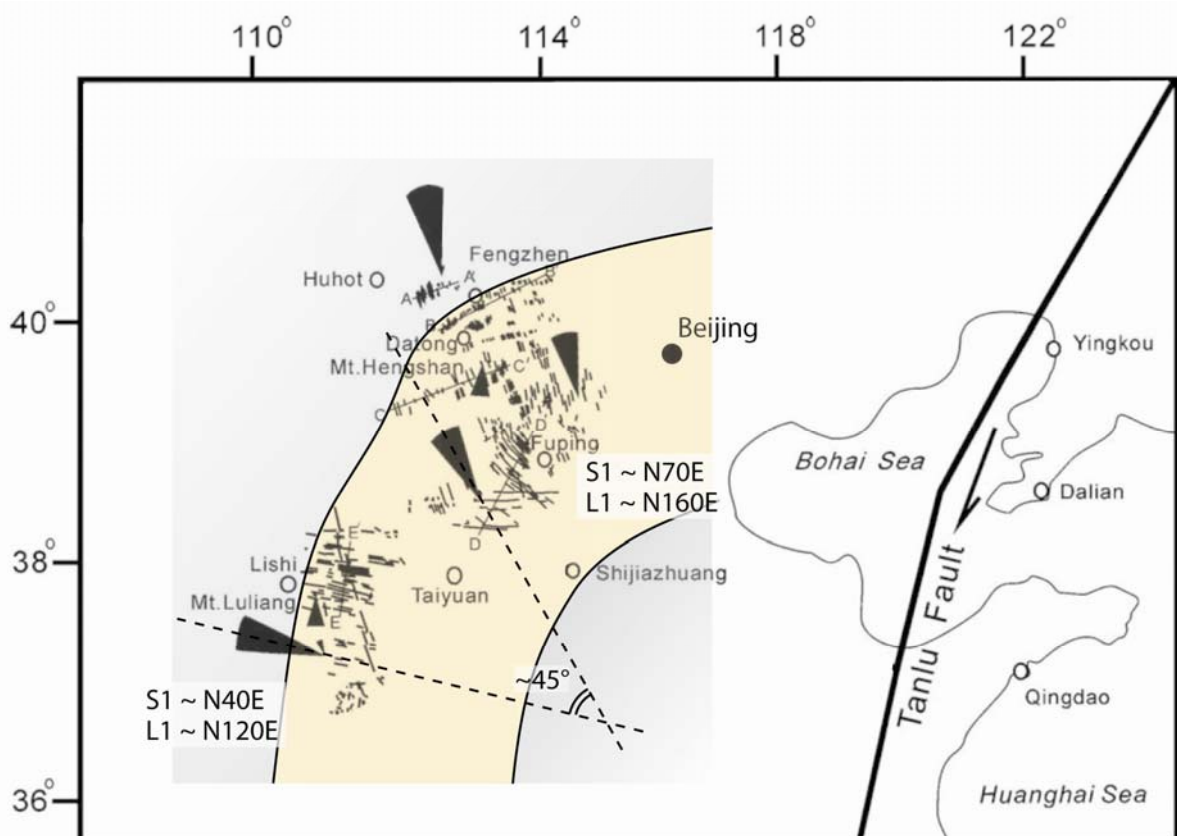


Fig. 7- 8. Schéma illustrant l'orientation des dykes basiques post-orogénique (modifié d'après Hou et al., 2006). Est précisée l'orientation de la foliation S1 et de la linéation L1, correspondant à l'événement D1 défini précédemment. Ces deux ensembles de données structurales correspondent au massif du Lüliangshan et du Wutaishan.

3. Un nouveau modèle d'évolution de la "Trans-North China Belt"

Nos résultats nous amènent à proposer un nouveau modèle d'évolution de la "Trans-North China Belt" et du Craton de Chine du Nord, depuis le Néoarchéen jusqu'au Paléoproterozoïque. Ce modèle implique i) trois blocs continentaux archéens, le bloc de l'ouest, le bloc de l'est et le bloc du Fuping séparés par ii) deux domaines océaniques, l'océan du Lüliang et l'océan de Taihangshan (Faure et al., 2007 ; Trap et al., 2007). Les résultats récents (Trap et al., in review-a, in review-b, in prep) ont permis d'améliorer les modèles préliminaires présentés dans Faure et al. (2007) et Trap et al. (2007), concernant notamment la signification de l'événement à 2.1 Ga.

3.1. Histoire néoarchéenne

3.1.1. Socle à ~2.7 Ga

De nombreuses études géochronologiques documentent des âges hérités aux alentours de 2.7 Ga dans les massifs de la "Trans-North China Belt". Par exemple, dans le massif de Hengshan, Kröner et al. (2005b) reportent des âges à 2701 ± 5 et 2670 ± 1 dans un gneiss à biotite et des âges à 2712 ± 2 Ma, 2711 ± 1 Ma et 2697 ± 1 Ma dans une trondjhemite. Ces roches correspondent en fait aux migmatites de la partie Nord du Hengshan. Dans le massif du Wutaishan, des grains de zircon hérités donnent des âges de 2679 ± 16 Ma et 2702 ± 14 Ma (Wilde et al., 2004a, 2005). Dans le Massif du Fuping, des âges à 2763 ± 10 Ma, 2660 ± 7 Ma et 2708 ± 8 Ma ont été reportés dans des zircons hérités dans des TTG (Guan et al., 2002 ; Wilde et al., 2005). Tous ces âges témoignent d'un ancien bloc archéen daté à 2.7 Ga. Dans le modèle de Zhao et al. (2004b) ce bloc est considéré comme la marge occidentale du bloc de l'Est. Etant donné que nous avons mis en évidence deux sutures, chacune située en bordure de la "Trans-North China Belt", nous sommes amenés à proposer l'existence d'un troisième bloc continental situé entre les blocs de l'Est et de l'Ouest. Ce bloc est appelé "Fuping Block" ou bloc du Fuping (Faure et al., 2007 ; Trap et al., 2007). Vers 2.7 Ga, les trois blocs de l'Est, de l'ouest et de Fuping constituent un même ensemble. L'ouverture des domaines océaniques (futurs zones de sutures) est discutée plus loin.

3.1.2. Magmatisme TTG et arc à ~2.5 Ga

La majorité des âges obtenus jusqu'à aujourd'hui dans la TNCB et le NCC sont néoarchéens. Comme vu précédemment, c'est sur cette grande quantité d'âges que se basent Kusky et Li (2003) pour argumenter le fait que la collision est archéenne. Cependant les âges ne sont pas limités à la TNCB et sont documentés de façon homogène dans tout le craton. Ces âges sont notamment associés à la formation de structures en "dôme-et-bassin" telles qu'on les a décrites dans le chapitre 2. La plupart des TTG des blocs de l'est et de l'ouest, où les domaines en dôme-et-bassin

prédominant, sont interprétés comme le résultat de la fusion du manteau. Dans la TNCB, des données géochimiques renseignent sur le fonctionnement d'un arc magmatique. Des roches plutoniques et volcaniques ayant des affinités géochimiques calco-alcalines sont interprétées comme un arc se mettant en place à 2.5 Ga sur une croûte continentale (socle daté à 2.7 Ga).

Si un arc magmatique s'est formé vers 2.5 Ga, ce qui semble être le cas, alors il n'existe pas de lien géodynamique avec l'orogénèse vers 2.1-1.8 Ga. En particulier, une subduction initiée vers 2550 Ma qui aboutirait à une collision 600 Ma plus tard apparaît peu probable (e.g. Zhao et al., 2004b ; Kröner et al., 2005b). En outre, il ne subsiste plus aucune évidence structurale qui pourrait renseigner sur la géométrie des structures à cette époque. Seuls les âges et les caractères géochimiques subsistent. Ces derniers ne sont d'ailleurs pas univoques dans leur interprétation car ils ne sont pas forcément reliés à un âge. Ainsi ils pourraient aussi bien témoigner d'environnements néoarchéens que d'environnements paléoproterozoïques.

Nous n'écartons pas la possibilité d'un événement orogénique lié à la mise en place d'un arc au Néoarchéen, mais cet événement, qui reste encore mal documenté, est certainement déconnecté des événements opérant dans la période 2.1-1.8 Ga.

3.2. Événement à 2.1 Ga

Au sein de la "Trans-North China Belt", l'événement à 2.1 Ga est principalement marqué par un magmatisme important qui s'exprime notamment dans le massif de Fuping, par la mise en place de granites d'anatexie datés entre 2077 ± 13 et 2024 ± 21 Ma (Guan et al., 2002; Zhao et al., 2002b). Ce plutonisme ne se limite pas à ce seul massif mais s'étend à l'ensemble de la chaîne et au-delà, puisque l'on retrouve des granites de type S datés à 2.1 Ga dans le massif de Lüliang, dans le bloc de l'Ouest et dans le massif de Zhanhuang (Zhao et al., 2004b, Wilde et al., 2005, Trap et al., in review-b, in prep.). En outre, il s'accompagne d'un volcanisme dont les manifestations sont des tuffs et des laves basiques et acides datées aussi vers 2.1 Ga dans les massifs du Wutaishan et du Lüliangshan (Wilde et al., 2004b ; Geng et al. 2003, 2004; Yu et al. 1997a).

Jusqu'à aujourd'hui, la plupart des auteurs suggéraient que l'événement à 2.1 Ga était seulement magmatique et non tectonique (e.g. Zhao et al., 2004b). Cependant, notre étude du massif de Fuping (para-autochtone) a clairement mis en évidence un événement tectonique à l'origine de sa structuration vers 2.0-2.1 Ga (Trap et al., in review-a). La structure en "dôme-et-bassin" résulte d'un diapirisme dans un champ de déformation régional caractérisé par un allongement ESE-WNW couplé à un raccourcissement N-S accompagné d'un magmatisme important (Trap et al., in review-a). Par analogie avec les terrains paléoproterozoïques tels que les Svécofennides ou le craton Ouest Africain, nous avons proposé que la structuration du massif de Fuping pouvait être due à une compression N-S d'une lithosphère chaude et que l'épaississement homogène et les instabilités gravitaires en étaient les conséquences (Trap et al., in review-a). Cependant, nous n'avons pour l'instant aucun argument permettant de corréliser le raccourcissement N-S avec une compression orientée dans la même direction, à l'échelle du craton de Chine du

Nord. En revanche, les nouvelles données issues des études des massifs de Lüliangshan et Zanhuang, ainsi que les données de la littérature, nous permettent de proposer un contexte géodynamique au sein duquel l'événement tectonique daté à 2.1 Ga pourrait s'inscrire.

Trap et al. (in review-a) suggèrent que les caractéristiques structurales, géométrie et champ de déformation, du massif de Fuping sont très semblables à celles d'une partie du craton de Darwar en Inde du Sud, la région de Gunlupet (Bouhallier et al., 1993). Dans cette région, les roches supracrustales des bassins ont enregistré un métamorphisme prograde depuis des pressions d'environ 3 kbar jusqu'à des pressions d'environ 7-8 kbar, pour des température d'environ 600°C, suggérant un déplacement vertical d'environ 10 km entre les roches supracrustales et les gneiss des dômes (Bouhallier, 1995 ; Choukroune et al., 1997). Comme la région de Gunlupet, le massif de Fuping ne montre pas de structures susceptibles d'avoir généré un épaississement très important, sa déformation est due largement à des forces de volume et le métamorphisme atteint des conditions de 8-9 kbar et 750-800°C. Dans ce massif, comme dans l'ensemble de la chaîne, aucune évidence de métamorphisme de haute pression (>10 kbar) n'a été enregistrée pour cette période (2.1 Ga). En effet, hormis l'âge de la migmatisation à 1850 Ma, l'unité des granulites de haute pression enregistre deux âges, un âge à ~2.5 (âge du protolithe) et un âge vers 1870-1880 Ma, âge du métamorphisme de haute pression (Guo et al., 2002). De la même façon, l'échantillon de métapélite à disthène (FP 276) daté par nos soins enregistre aussi un âge de protolithe similaire (2401 ± 15 Ma) et un âge de métamorphisme à 1881 ± 10 Ma (Trap et al., in review-b). En outre la déformation dans le massif de Fuping était contemporaine d'un régime thermique très élevé. Dans la région de Gunlupet et du craton de Darwar, le modèle géodynamique proposé implique le développement d'un panache mantellique (Choukroune et al., 1995). Le magmatisme daté à 2.1 Ga est très important puisqu'il s'étend depuis le bloc de l'est jusqu'au massif de Zanhuang. Ainsi, un panache mantellique pourrait-il être aussi envisagé pour expliquer l'événement vers 2.1 Ga.

Yu et al. (1997a) suggèrent que les metabasaltes et métarhyolites de l'unité de LGMU datées vers 2100 Ma ont des caractéristiques géochimiques suggérant un environnement de type rift océanique (voir aussi Yu et al. 1997b; Geng et al. 2003). En effet, sur la base de nos données géochronologiques, nous proposons que les zones de sutures affleurant dans les massifs de Lüliangshan et Zanhuang représentent d'anciens bassins océaniques ouverts vers 2.1 Ga. Ces sutures sont parallèles et d'orientation globalement NE-NW (avant la virgation), il convient donc de proposer qu'une extension de direction NW-SE est responsable d'un rifting à 2.1Ga. En outre, la structure du massif de Fuping est surtout caractérisée par une linéation E-W et un diapirisme important. Cet allongement E-W pourrait aussi être une conséquence d'un régime extensif dont la direction principale d'étirement a la même orientation.

L'étroite relation entre le rifting intracontinental et la montée d'un panache mantellique est bien connue (e.g. Burov et al., 2007). On citera par exemple le rift Est Africain, s'étendant sur plusieurs milliers de kilomètres et qui est jalonné de volcanisme de point chaud. Les modèles analogiques concernant la formation et

l'évolution des panaches mantelliques sont nombreux (e.g. Griffith et al., 1990) mais ils ne s'attachent que très rarement au rôle que ces derniers peuvent avoir sur la lithosphère sus-jacente. Récemment, d'Acremont et al. (2003) ont modélisé numériquement l'interaction entre la tête d'un panache mantellique et la lithosphère. Ils montrent que cette interaction peut être le moteur du rifting de la lithosphère. En effet, l'aplatissement de la tête du panache entraîne une augmentation des contraintes au niveau de sa périphérie, ce qui résulte dans le développement de deux régions d'amincissement lithosphérique fort et d'extension importante. Ces deux zones sont associées au fonctionnement de faille normale dans les niveaux lithosphériques superficiels et conduisent à la nucléation de deux zones de rifting. Chaque rift est éloigné d'environ 600 km de centre de la tête du panache. D'autre part, d'Acremont et al. (2003) notent que la localisation de la déformation, responsable du rifting, est d'autant plus forte lorsque le panache a conservé une énergie thermique importante au cours de sa remontée dans le manteau, ce qui est fort probable au Paléoproterozoïque du fait d'un gradient géothermique mantellique plus élevé. En outre, dans ce modèle numérique, l'affaiblissement thermique, créée par le panache, entraîne la subsidence locale de la zone lithosphérique centrale, sus-jacente à la tête du panache, dans les derniers stades de l'évolution de celui-ci. Cette subsidence locale résulte d'instabilité négative de la lithosphère qui reste encore plus dense que la tête du panache. Cette subsidence pourrait, dans le cas du massif de Fuping, contribuer à l'enfouissement et au métamorphisme dans le faciès des granulites de moyenne pression.

Enfin, sur la base de la nature géochimique des basaltes constituant les essaims de dykes post-orogéniques, Hou et al., 2007 suggèrent l'existence d'un "paléo-panache" sous le Craton de Chine du Nord. Ces auteurs proposent que les magmas basaltiques ayant cristallisé en surface proviennent d'une source mantellique lithosphérique, laquelle a été contaminée par des magmas provenant du manteau inférieur.

En conclusion les âges à 2.1 Ga témoignent des prémices (ouverture océanique) d'un cycle orogénique dont l'apogée (la collision continentale) s'opère vers 1880 Ma. Le rifting et la structuration en "dôme-et-bassin" du massif de Fuping peuvent être des conséquences du fonctionnement d'un panache mantellique.

3.3. Collision et fermeture du craton à 1.9 Ga et histoire polyphasée

Dans notre modèle la collision responsable de l'édification de la Chaîne TNCB s'opère entre 1.9 et 1.8 Ga. Nous sommes donc en accord avec le modèle de Zhao et al. (2004b) sur la chronologie. Cependant les âges s'échelonnant entre 1900 Ma et 1800 Ma ne correspondent pas à un même événement et il convient de distinguer plusieurs épisodes tectoniques tels que l'épaississement, l'exhumation ou l'extension post orogénique. La combinaison de nos résultats structuraux et géochronologiques

atteste de l'histoire polyphasée de la chaîne. Dans la période 1900-1800 Ma, nous avons distingué trois événements D1, D2 et D3.

3.3.1. Epaissement et mise en place des nappes à 1880 ± 10 Ma, événement D1

Suite à la fermeture des deux domaines océaniques (océan du Lüliang et océan de Taihangshan), les trois blocs continentaux se télescopent. L'événement D1 qui en résulte correspond à l'épaississement et la mise en place des nappes suivant une cinématique vers le SE. Il est daté à 1880 ± 10 Ma, qui correspond à l'âge du métamorphisme prograde.

3.3.2. Exhumation syn-collision à 1850 ± 10 Ma et plissement D2

3.3.2.1. Plissement D2

Le plissement D2 correspond au plissement des contacts de nappes et de la foliation principale observée dans le Wutaishan et Lüliangshan. Cette déformation est dénommée D3 dans l'article 1 (Trap et al., 2007) et D2 dans l'article 3 (Trap et al., in review-b). Les plissements sont déversés vers le SE dans le massif de Lüliangshan et dans la moitié sud du massif du Wutaishan, laquelle représente le front actuel de la chaîne. Ces plis sont plutôt droits au nord du massif du Hengshan et déversés vers le nord dans la partie sud du massif du Hengshan. Cet événement n'a pas été daté avec précision, mais les relations structurales avec les autres déformations nous permettent de suggérer que ce plissement est apparu après ou pendant l'exhumation des roches de haute pression et le dépôt des sédiments molassiques (Trap et al., 2007).

3.3.2.2. Mode d'exhumation de l'unité des granulites de HP

Sur la base de la forme des chemins P-T-t, deux types de terrains granulitiques peuvent être distingués (e.g. Harley, 1989) : ceux caractérisés par un refroidissement isobare (IBC) et ceux caractérisés par une décompression isotherme (ITD). Les chemins ITD sont généralement liés à du désépaississement crustal et de la dénudation (Harley, 1989). Les chemins IBC sont le résultat soit de i) sous placage de magma d'origine mantellique au niveau de la croûte supérieure, ii) sous placage de croûte chaude (e.g., Spear et al., 1990b) ou iii) mise en place de grands volumes de roches intrusives (e.g., Mezger, 1992). Il existe différents types de modèles d'exhumation dont les principaux sont la dénudation tectonique, l'érosion, la circulation en coin, l'extrusion et la circulation dans le chenal de subduction (Platt, 1986 ; Ring et al., 1999 ; Chemenda, 1995 ; Burov et al., 2001). Bien qu'il soit difficile dans certains cas de faire une différence en terme de contexte tectonique entre des terrains granulitiques sur la base de la forme des chemins P-T-t (Mezger, 1992), ces derniers apportent de précieux renseignements.

Pour l'unité de haute pression qui affleure dans la TNCB, une même évolution métamorphique est issue des différentes études pétrologiques. C'est un trajet

rétrograde (les informations progrades n'étant pas préservées) qui décrit une décompression isotherme depuis de fortes pressions (12-15 kbar), suivi d'un refroidissement presque isobare à des pressions d'environ 5-6 kbar (Fig. 7-6). Ce trajet P-T-t suggère une remontée très rapide du matériel de la croûte inférieure. C'est cette décompression rapide qui est vraisemblablement à l'origine de la fusion partielle et de la migmatisation de cette unité (Fig. 7-5). La migmatisation est datée à 1850 Ma et intervient après la mise en place des nappes et pendant ou avant le plissement D2. Ainsi l'exhumation de l'unité de haute pression est syn-collisionnelle et non post-collisionnelle. Cela élimine l'hypothèse de la dénudation tectonique et de l'érosion. D'autre part, cette unité est séparée par deux contacts majeurs qui sont la TNCS au nord et le décrochement de Zhujiafang au sud. Cette unité représente donc une portion compétente de croûte moyenne et profonde qui a été exhumée tectoniquement. Par conséquent, en raison de la forme de cette unité de HP, de son histoire rétrograde, on est tenté d'appliquer le modèle de Chemenda et al. (1995, 1996) pour expliquer son exhumation (Fig. 7-9). Ce modèle s'applique bien compte tenu de la géométrie de la zone de subduction.

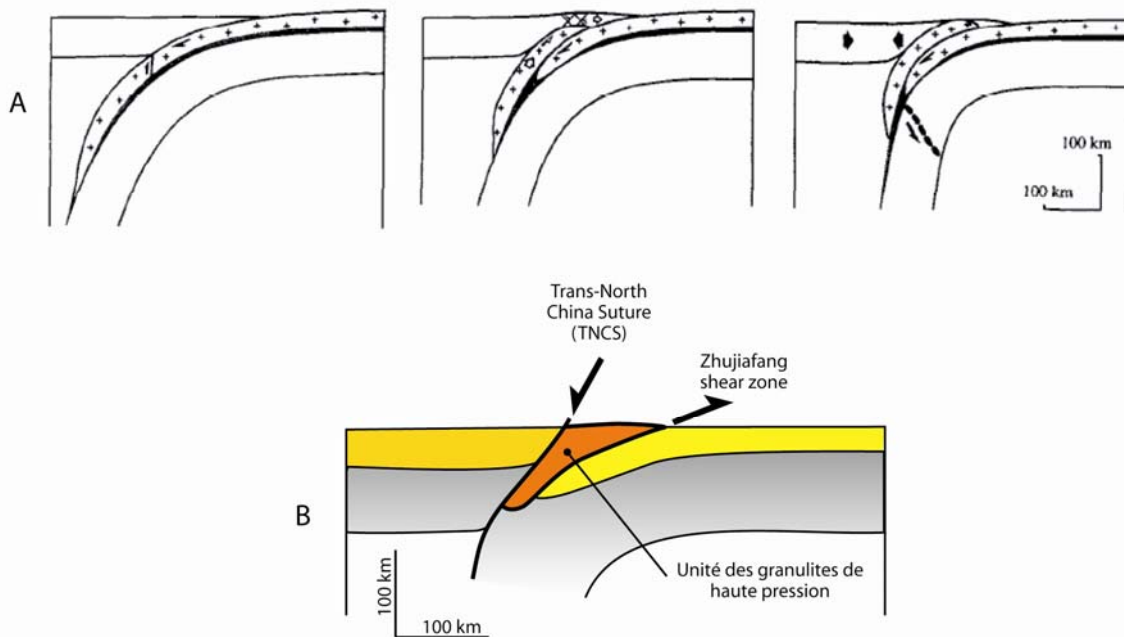


Fig. 7- 9. Modèle d'exhumation syn-collision applicable pour la TNCS (d'après Chemenda, 1995, 1996)

Dans un tel modèle, le jeu précoce du décrochement du Zhujiafang est un chevauchement et la zone de suture au nord de l'unité de haute pression rejoue avec une cinématique normale (Fig. 7-9). Cependant, ce modèle demande encore à être testé, notamment par des analyses couplées cinématiques et thermobarométriques sur les granulites de haute pression. En outre, à plus petite échelle, Trap et al. (2007) suggèrent que des forces de volume aient pu jouer un rôle dans la formation des dômes migmatitiques observés dans l'unité de haute pression.

3.3.3. Extension post orogénique, événement D3

L'événement D3 correspond à l'extension post orogénique de la chaîne. L'âge à 1830 ± 12 Ma sur muscovite, témoigne du jeu des failles normales ductiles qui marquent le début de l'extension post orogénique. Souvent, les structures extensives sont des reprises d'accidents chevauchants. Les chevauchements sont réactivés en jeu normal. Ce changement s'observe le long de la suture Taihangshan et parfois le long de l'UWT. Ceci est assez courant dans les chaînes de collision modernes. On peut citer l'exemple du Front Pennique réactivé à l'heure actuelle en extension (Agard et Lemoine, 2003).

4. Aspects de la déformation au Paléoprotérozoïque

Parmi les résultats obtenus au cours de cette étude d'une partie du Craton de Chine du Nord, certains nous permettent de discuter des aspects thermiques de la lithosphère en relation avec sa déformabilité et le style tectonique au Paléoprotérozoïque.

Dans les domaines étudiés de la "Trans-North China Belt", nous avons mis en évidence deux styles tectoniques contrastés, un style de type moderne avec le développement de nappes de charriage et de chevauchements plats, un autre de type archaïque avec le développement de domaines en "dôme-et-bassin". Une des conclusions de l'étude du massif de Fuping est que le refroidissement de la lithosphère au cours du Paléoprotérozoïque serait responsable de l'évolution du style tectonique depuis un style archéen caractérisant les lithosphères chaudes jusqu'à un style « moderne » caractérisant les lithosphères froides. En effet, il est communément accepté qu'une lithosphère plus chaude soit aussi plus « molle », favorisant un style de déformation autre que la mise en place de nappes (Cagnard, 2005).

L'étude de la "Trans-North China Belt" montre clairement que pendant la période 1.9-1.8 Ga, cette chaîne présente tous les caractères d'une chaîne actuelle, phanérozoïque et que par conséquent la lithosphère se comportait alors comme une lithosphère moderne. Le mécanisme d'épaississement par nappes, le mécanisme d'exhumation, l'érosion et le remplissage de bassins molassiques, les failles de détachement, sont tout à fait identiques. Cependant, il subsiste une différence majeure, puisqu'on ne rencontre jamais de roche de moyenne et haute pression et basse température, jamais d'éclogite, et encore moins de schistes bleus. Ne dérogeant pas à la règle concernant le contexte thermique élevé au Paléoprotérozoïque, cet orogène de collision continentale, la "Trans-North China Belt", s'est donc formé dans un contexte régional plus chaud, avec un gradient géothermique plus important que celui rencontré dans les orogènes modernes. On peut alors se poser la question suivante : l'état thermique de la lithosphère est-il le paramètre prépondérant conditionnant la rhéologie de celle-ci et par extension le style tectonique ?

En effet, il semble que l'on considère facilement les lithosphères chaudes comme des lithosphères peu résistantes où se développe préférentiellement une tectonique en "dôme-et-bassin", ou autrement dit, il est souvent suggéré que les chevauchements et détachements importants caractérisent une lithosphère résistante,

c'est-à-dire une lithosphère froide. Souvent, l'uniformité des processus orogéniques est attribuée à l'homogénéité de la production de chaleur de différentes ceintures orogéniques.

Perry et al., (2006), ont montré que la région du Kapuskasing, Province du Supérieur (Bouclier Canadien) était au centre d'une anomalie thermique caractérisée par des températures d'environ 200°C supérieures à celles des régions adjacentes et que la résistance de la lithosphère dans cette région était probablement trois ordres de grandeur plus faible que dans les autres régions du craton. Pourtant, la déformation enregistrée dans cette région n'est pas de style archaïque avec le développement de dômes et bassins, mais de style tangentiel. Dans cette ceinture orogénique datée à 1.9 Ga, les terrains granulitiques ont été charriés le long de chevauchements plats majeurs dont l'échelle s'étend sur toute la croûte supérieure jusque dans la croûte moyenne. Ainsi le style de déformation de cette zone orogénique semble être de type tangentiel. D'autres chaînes paléoprotérozoïques telles que le "Trans-Hudson Orogen", dans le craton Nord américain (2.1-1.8 Ga) et en particulier la ceinture de Thompson sont caractérisées par une tectonique tangentielle bien que le gradient géothermique y fut élevé (e.g. Mareschal et al., 1999).

Ces résultats rejoignent la conclusion tirée de l'étude de la "Trans-North China Belt" : des chevauchements importants permettant la mise en place de nappes selon une tectonique tangentielle peuvent se développer, même pour des lithosphères dont le gradient géothermique est anormalement élevé, en particulier plus fort que celui rencontré dans les orogènes de collision modernes.

D'autres paramètres comme le taux de fusion et le magmatisme sont à considérer. Cagnard et al. (2006b) suggèrent que la transition entre une tectonique archaïque et une tectonique moderne est liée au refroidissement progressif des lithosphères continentales et aux processus de croissance crustale. En effet, il suffit d'observer que la plupart des domaines en "dôme-et-bassin" sont liés à de la fusion partielle et du magmatisme importants, synchrones de la déformation, comme dans le cas du massif de Fuping.

Ainsi, une lithosphère chaude et partiellement fondue est une lithosphère peu résistante au sein de laquelle un style tectonique en "dôme-et-bassin", caractérisé par des mouvements verticaux, aura tendance à se développer. Le développement de chevauchements et détachements importants caractérise des lithosphères froides ou chaudes.

Ce n'est pas la température seule qui conditionne le mode de déformation de la croûte mais aussi la présence ou non de liquide magmatique dans la croûte sous forme de roches partiellement ou totalement fondues pendant la déformation. Dans le craton du Darwar, les phénomènes régionaux de migmatisation ainsi que la mise en place de magmas juvéniles associés aux épisodes tardifs sont considérés comme étant les causes de l'amollissement de la croûte continentale du craton ayant permis le développement des instabilités gravitaires.

Certes, la fusion partielle dépend de l'augmentation de la température, mais il faut noter que des lithosphères chaudes ne présentent pas forcément un magmatisme important. Ainsi, les structures localisant la déformation telles que des grands

chevauchements permettant le charriage de nappes ne témoignent pas toujours d'un géotherme non perturbé (≈ 30 à $35^\circ/\text{km}$).

Enfin, un paramètre très important à considérer est la vitesse de déformation. Les lois rhéologiques démontrent clairement que la vitesse de déformation joue un rôle important dans la déformabilité des roches. Or, au Paléoproterozoïque, la dynamique mantellique étant plus vigoureuse et les plaques se déplaçant plus vite qu'actuellement (e.g. Windley, 1995), les vitesses de déformation devaient être plus importantes.

C'est la corrélation entre gradient géothermique, état magmatique de la lithosphère et vitesse de déformation qui doit être considérée dans la compréhension des différents styles tectoniques, en particulier de la tectonique tangentielle au Paléoproterozoïque.

5. Annexe

En annexe 5-1 est présenté l'article 5, avec l'autorisation du Journal Episodes: *Polyorogenic evolution of the paleoproterozoic Trans-North China Belt, new insights from the Luliangshan, Hengshan, Wutaishan and Fuping massifs.*

by Michel Faure¹, Pierre Trap¹, Wei Lin², Patrick Monié³, Olivier Bruguier³

Polyorogenic evolution of the Paleoproterozoic Trans-North China Belt, new insights from the Lüliangshan-Hengshan-Wutaishan and Fuping massifs

1 Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR-CNRS 6113, Bâtiment Géosciences, Université d'Orléans, F-45067 Orléans Cedex 2, France. E-mail: Michel.Faure@univ-orleans.fr and Pierre.Trap@univ-orleans.fr

2 State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 10029, China. E-mail: linwei@mail.igcas.ac.cn

3 Géosciences Montpellier, cc 56, Université Montpellier, 2 Pl. E.-Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex, France. E-mail: Patrick.Monie@dstu.univ-montp2.fr and E-mail: bruguier@dstu.univ-montp2.fr

The Trans-North China Belt (TNCB) is a Paleoproterozoic collisional orogen (ca. 1.9-1.8 Ga) responsible for the amalgamation of the North China Craton. Detail field works in Lüliangshan, Hengshan, Wutaishan and Fuping massifs where the belt is well exposed, allow us to draw new tectonic map and crustal-scale cross sections. The available petrologic, radiometric, geochronologic data are integrated in a geodynamic evolution scheme for this orogen. The Low Grade Mafic Unit (LGMU) is interpreted as an ophiolitic nappe rooted in a suture zone located in the western part of the Lüliangshan. This ophiolitic nappe overthrusts to the SE upon the Orthogneiss-Volcanites Unit (OVU) that consists of a bimodal volcanic-sedimentary series metamorphosed under amphibolite facies conditions intruded by calcalkaline orthogneiss. The OVU is a composite Neoproterozoic-Paleoproterozoic magmatic arc developed during two stages (ca. 2500 and 2100 Ma) upon a continental basement corresponding to the western extension of the Neoproterozoic Fuping massif. The OVU overthrusts to the SE the Fuping massif along the Longquanguan shear zone. This stack of nappe, coeval with an amphibolite facies metamorphism, is dated at ca 1880 Ma. Subsequently, the metamorphic series experienced a widespread migmatization at 1850 Ma and was intruded by post-orogenic plutons dated at 1800 Ma. The weakly to unmetamorphosed Hutuo Supergroup unconformably overlies the metamorphosed and ductilely deformed units (OVU and LGMU), but it is also involved in a second tectonic phase developed in subsurface conditions. These structural features lead us to question the ca 2090 Ma age attributed to the Hutuo supergroup. Moreover, in the Fuping massif, several structural and magmatic lines of evidence argue for an earlier orogenic event at ca 2100 Ma that we relate to

an older west-directed subduction below the Fuping Block. The Taihangshan Fault might be the location of a possible suture zone between the Fuping Block and an eastern one. A geodynamic model, at variance with previous ones, is proposed to account for the formation of the TNCB. In this scheme, three Archean continents, namely from West to East, the Ordos, Fuping and Eastern Blocks are separated by the Lüliang and Taihang Oceans. The closure of the Taihang Ocean at ca 2100 Ma by westward subduction below the Fuping Block accounts for the arc magmatism and the 2100 Ma orogeny. The second collision at 1900–1880 Ma between the Fuping and Ordos blocks is responsible for the main structural, metamorphic and magmatic features of the Trans-North China Belt.

Introduction

Since a decade, an increasing amount of information through all Precambrian cratons in the world provided evidence for plate tectonics activity with geodynamic features close to those of the present times since Mesoarchean (ca. 3100 Ma) times (e.g. Smithies et al., 2006; Cawood et al., 2006 and enclosed references). When dealing with Paleoproterozoic geodynamics (ca 2000 Ma), ophiolites, calc-alkaline magmatic rocks or nappe tectonics are also documented in many places. For instance, subduction-related magmatism and arc collage are described in the Trans-Hudson orogen of Canada (e. g. Hollings and Andell, 2002, Maxeiner et al., 2005), paleoproterozoic eclogitized oceanic crust is reported in the Usagaran Belt of Tanzania (Möller et al., 1995), ophiolites are identified in several Paleoproterozoic belts (Helmstaedt and Scott, 1992). These geological features agrees with a modern-style plate tectonics

The North China Craton (NCC) contains some of the oldest rocks of Asia: gneiss with 3800 Ma old zircons (Liu et al., 1992)] and, although disputed, 2500 Ma old ophiolites (Kusky et al., 2001; Zhai et al., 2005; Zhao et al., 2005). Most of authors agree that the formation of the NCC results of subduction, arc magmatism, accretion and collision processes, similar to those of modern-style plate tectonics, its formation remains controversial in the definition of the

involved continental masses, timing and modalities of collision. The N-S trending Trans-North China Belt (TNCB), also called Central Orogenic Belt has been identified as the main place where a western craton (or Ordos Block) and an eastern one collided (Zhao et al., 2000, 2001). According to some authors (e. g. Wang et al., 1996; Li et al., 2002; Kusky and Li, 2003; Zhai et al., 2005; Polat et al., 2005), the NCC was consolidated in Neoproterozoic times by welding of Mesoproterozoic or older blocks along the TNCB. Conversely, other authors propose that the TNCB is a Paleoproterozoic collisional belt (Li et al., 1990; Wu and Zhong, 1998; Zhao et al., 2000, 2001, 2005; Kröner et al., 2005 and enclosed references, Figure 1). Furthermore, those western and eastern blocks are likely composed of several pieces. In the eastern and western blocks, the East-West and SW-NE trending Paleoproterozoic Liaoji, and Khondalite Belt have been identified (e. g. Faure et al., 2004; Zhao et al., 2005; Lu et al., 2006, Figure 1).

Due to the Neogene tectonics related to the Indian collision, the TNCB is well exposed in the Fuping, Wutaishan, Hengshan and Lüliangshan of Shanxi and Hebei Provinces, from East to West (Figure 1). These massifs are presently isolated one from another and thus often analyzed separately. However, since similar lithologies and structures are observed in all the massifs, they obviously experienced the same tectonic and metamorphic evolution. Moreover, these massifs are famous places for Precambrian studies of the North China Craton since they are the type localities for the 3.0–2.5 Ga Fuping cycle, 2.5–2.4 Ga Wutai cycle, and 2.4–1.8 Lüliang cycle (Huang, 1977; Yang et al., 1986; Ma et al., 1987; Wang and Mo, 1995).

It is well acknowledged that modern collisional belts can be recognized by various criteria, such as: i) arc magmatism indicating lithospheric subduction, ii) subduction complexes formed during plate convergence, iii) ophiolites representing the intervening basin between the two continental blocks, iv) precise definition of the involved continents, v) HP metamorphism developed within the subducted continental crust of the underlying block, vi) nappe structures and associated ductile deformation such as flat-lying foliation and stretching lineation developed by non-coaxial strain, vii) post-collisional crustal melting, responsible for migmatites and granitoids, formed immediately after the collision, in response to the exhumation of deeply subducted continental crust. In spite of the timing problem, the collisional model proposed for the TNCB sounds very attractive but still remains weakly documented. Recently, great advances have been made on the petrological, geochronological and geochemical knowledge of the TNCB (Zhao et al., 2000; 2001; 2002; Guan et al., 2002; Liu et al., 2002; 2005; 2006; Wang et al., 2004; Wilde et al., 2004a; 2005; Kröner et al., 2005, 2006; O'Brien et al., 2005; Polat et al., 2005). Nevertheless, the tectonic aspects such as the recognition of the litho-tectonic units, the bulk architec-

ture of the chain, the kinematics of the ductile and synmetamorphic deformation and the deformation-metamorphism relationships remain poorly documented since pioneer studies of Bai (1986) and Tian (1991). Therefore, even if petrological and geochemical data provide evidence for arc magmatism and HP granulitic or even eclogitic metamorphism that support a collisional model, most of the above listed features characteristic of continental collision are not convincingly documented yet.

This paper aims to present the first comprehensive tectonic map and representative cross-sections through the TNCB, from Lüliangshan to Fuping based on our own field survey completed by petrological and geochronological works, and using available geological information. The bulk architecture and timing of the belt are described. A lithosphere scale cross-section and a geodynamic model that emphasizes a polyorogenic evolution of the Trans-North China Belt are proposed as working hypotheses for forthcoming works.

Tectonic zonation of the Trans-North China Belt

From west to east, the TNCB consists of several lithological, metamorphic and structural units identified in the Lüliangshan, Hengshan, Wutaishan and Fuping massifs (Figures 2, 3). This section introduces the dominant lithological features for each unit, whereas, the structural relationships between the different units will be discussed in the next section.

The Western (Ordos) TTG basement

This unit is restricted to the northwestern part of Lüliangshan. Gneissic tonalite and granodiorite form the dominant lithology. These rocks exhibit a well-defined foliation. Mylonites with a NW-SE stretching lineation and top-to-the-SE sense of shear form meter-thick shear zones.

The Khondalite Unit

To the east of the TTG gneiss, biotite-garnet-sillimanite gneiss and micaschists of Paleoproterozoic age, called the Jiehekou Group develop (SBGMR, 1989; Wan et al., 2000). These rocks are derived from terrigenous sediments such as mudstone, feldspathic sandstone or grauwacke. The Khondalite Unit extends farther north of the study area, up to the Jining area where they are intercalated with volcanic rocks (e. g. Condie et al., 1992; Xia et al., 2005). The Khondalite Unit is interpreted as the terrigenous cover deposited upon the Ordos continental basement.

The Terrigenous-Mafic Unit

SE of the previous units, sedimentary and mafic metamorphic rocks crop out. Although placed together with the Khondalite Unit in the Jiehekou Group (e.g. Geng et al., 2000; Wan et al., 2000; Liu et al., 2006 and enclosed references), this rock assemblage exhibits quite distinct lithological features and it is considered here as a separate unit. The metasedimentary rocks consist of centimeter to meter-size sandstone-mudstone alternations derived from a turbiditic series (Figure 4.C). Mafic and ultramafic rocks represent the second main lithology in this unit. Coarse-grained amphibolites with preserved gabbroic textures and fine-grained metabasite derived from basalt or diabase support a magmatic origin of the mafic rocks. Some of these mafic rocks crop out as lenses intercalated within sandstone. Due to the intense ductile deformation, the primary relationships between the two lithologies are not settled. The meter-size of the mafic blocks and their scattering in the terrigenous rocks suggest that they might be olistoliths, alternatively, the mafic rocks could represent intrusions subsequently sheared during the forma-

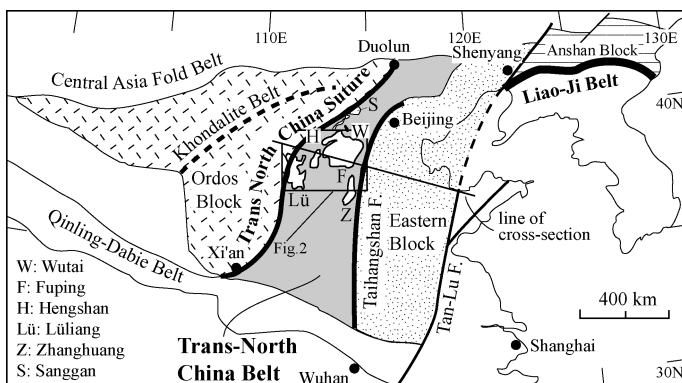


Figure 1 Simplified tectonic map of the north China Craton locating the main Paleoproterozoic belts: Trans North China Belt, Liao-Ji Belt and Khondalite Belt. The Trans North China Belt is well exposed in the Lüliangshan, Hengshan, Wutaishan and Fuping Massifs. The structure of these massifs is shown in figures 2 and 3.

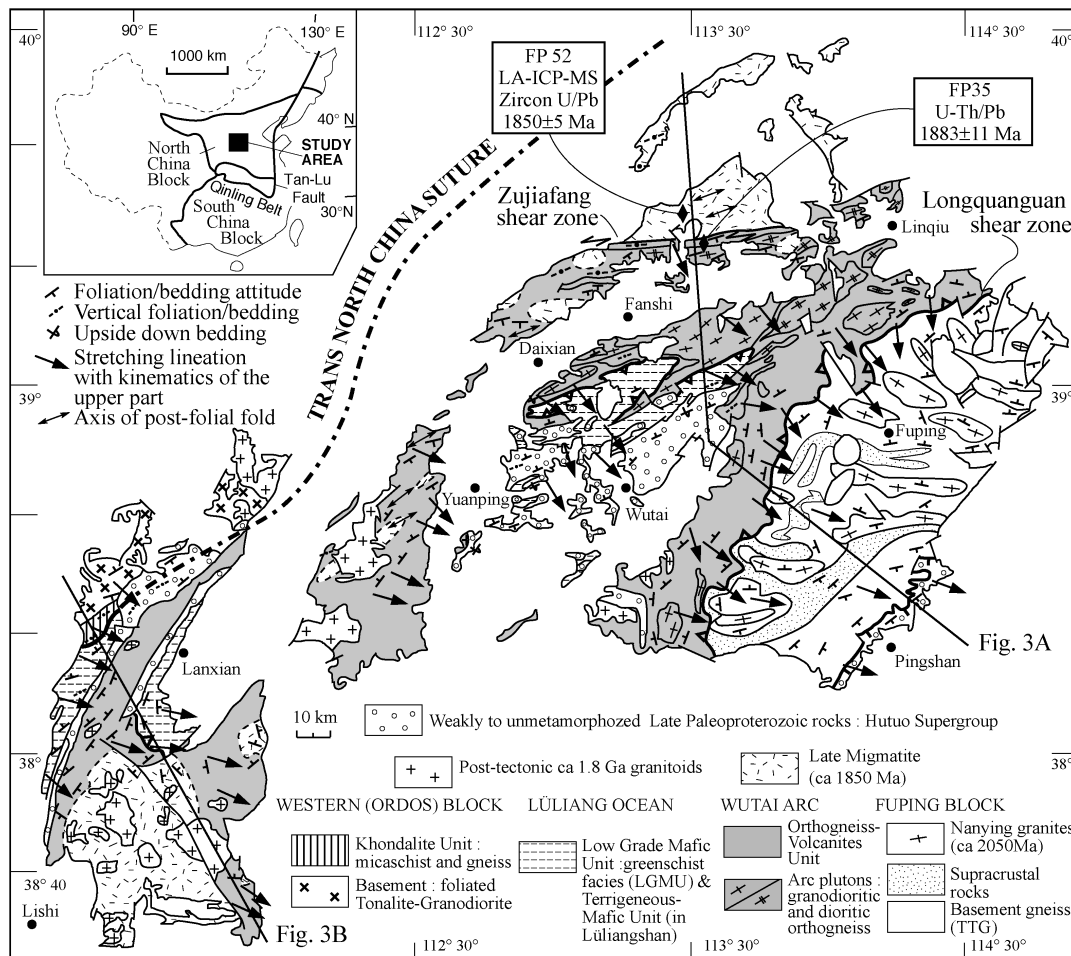


Figure 2 Structural map of the Trans North China Belt from Lüliangshan to Fuping massifs with location of figure 3 cross sections. FP 35 and FP 52 refer to the dated samples of figures 4 and 5.

tion of the TNCB. However, the first interpretation is preferred here since in some outcrops, amphibolite forms centimeter to plurimeter sized isolated blocks and their terrigenous host rocks do not exhibit any evidence for thermal annealing such as it would be expected in the case of intrusion. In the following, the Terrigenous-Mafic unit will be interpreted as a subduction complex, associated to the Low Grade Mafic Unit (defined below) exposed in Lüliangshan and Wutaishan.

The Orthogneiss-Volcanites Unit (OVU)

This litho-tectonic unit is widely developed in Wutaishan, Lüliangshan and to a lesser extent in Hengshan (Figures 2, 4F). The typical rock-type consists of centimeter to meter-scale alternations of light-colored gneiss and amphibolite. The protoliths of the amphibolites are mafic magmatic rocks (i.e. lava flows, dykes or sills) or volcanic-sedimentary rocks. The acidic gneisses are derived from felsic lavas: rhyolite, dacite, and andesite or volcani-clastic rocks. This bimodal magmatic association is cross cut by granitic dykes that exhibit the same foliation than their host rocks. The OVU corresponds to the lower part of the Wutai Group (i.e. the Shizui subgroup of Bai (1991)). We include in the OVU, the garnet-kyanite-staurolite gneisses and amphibolites that crop out in Lüliangshan, Hengshan and Wutaishan where it is known as the Jingankou Group (SBGMR, 1989; Tian, 1991). The OVU contains numerous plutons called Chechang-Betai, Ekou, Lanzishan, Sifo, Wangjiahui, Yixingzhai and the grey facies of the Guangminshi massif (in Figure 2, only the largest bodies are represented). In Wutaishan, two distinct magmatic episodes are recognized: i) a Neoproterozoic (2560-2515 Ma) generation of calc-alkaline diorite, tonalite and granodiorite is coeval with

the felsic volcanic rocks, and ii) a Paleoproterozoic generation of monzo-syenite plutons, the Dawaliang and Wangjiahui ones, is dated at ca. 2170-2120 Ma (Wilde et al., 2005). These calc-alkaline plutons present also geochemical evidence indicating they derived from partial melting of the Archean basement which complies with the occurrence of 2700 Ma inherited zircons. In agreement with most of previous authors (e.g. Zhao et al., 2001; Wilde et al., 2005; Kröner et al., 2005), we interpret the Orthogneiss-Volcanites Unit as a ductilely deformed magmatic arc. Since both pluton generations are converted into orthogneiss, the tectonic events responsible for the main deformation in the OVU must be younger than 2120Ma, that is to say that the TNCB belongs to a Paleoproterozoic orogen rather than a Neoproterozoic one.

The Low Grade Mafic Unit (LGMU)

This unit is recognized in two areas: SW of Lanxian in Lüliangshan and in the central part of Wutaishan (Figures 2, 4D). The most common rock-types are green-

schist facies sedimentary and magmatic rocks. Metasedimentary rocks such as pelite, silt, grauwacke and quartzite and volcano-sedimentary rocks such as tuffs or pyroclastites are widespread. Basalt, sometimes with pillow structures, dolerite, gabbro, and variously serpentinized harzburgite and dunite are also widespread. The LGMU corresponds to the Middle and Upper parts of the Wutai Group (Tian, 1991) in Wutaishan and to the Lüliang Group in Lüliangshan, respectively. On the contrary, the LGMU is not recognized in Hengshan. Several geochemical studies dealt with the Wutaishan magmatic rocks (Bai, 1986; Tian, 1991; Wang et al., 2004; Polat et al., 2005). These works emphasize the duality of the geodynamic settings inferred from the chemical signatures. The ultramafics correspond to the depleted oceanic mantle associated to mafic rocks that present a MORB-like affinity. Conversely, the rhyolites, dacites, andesites and some basalts have a calc-alkaline signature showing that these rocks formed in a subduction zone setting developed upon a continental active margin (Wang et al., 2004). These two signatures are interpreted to reflect an interaction between Mid-Oceanic ridge and subduction processes (Polat et al., 2005). However, this conclusion must be considered with caution since the analyzed samples do not belong to the same tectonic unit. Indeed, the calc-alkaline and tholeiitic volcanic rocks correspond to the OVU and LGMU Units, respectively.

In Wutaishan, the LGMU greenstones yield U/Pb zircon and Sm/Nd whole rock ages around 2515-2535 (Wilde et al., 2004a) and 2471-2535 Ma (Zhang et al., 1998). In Lüliangshan, radiometric ages are still rare and quite scattered. The metavolcanites are dated by Sm-Nd method on whole rock at 2360±95 Ma and by U-Pb method on zircon at 2051±68 Ma and 2099±41 Ma (Yu et al.,

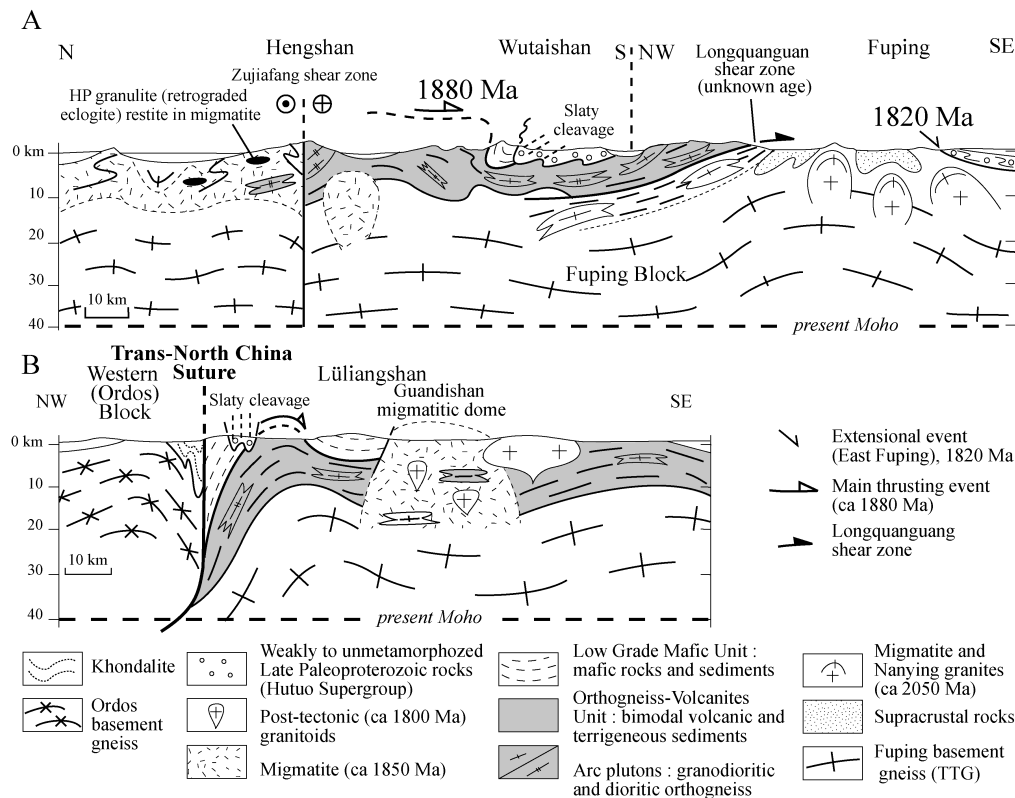


Figure 3 Cross sections (located in figure 2) through the Trans North China Belt. **A:** section from Hengshan to Fuping; **B:** section through Lüliangshan. The migmatites contains various restites such as HP granulites (retrograded eclogites), amphibolite-gneiss of the Orthogneiss-Volcanites Unit, and TTG basement gneiss. Although unmetamorphosed and covering the metamorphic units, the late Paleoproterozoic sedimentary rocks of the Hutuo Supergroup are folded and deformed by a slaty cleavage.

1997; Geng et al., 2004a). It is worth to note that the age of the volcanic rocks from the LGMU is similar to that of the OVU early plutons but significantly older than the second plutonic generation. The present geometry that exposes the “old” LGMU rocks above the “young” OVU rocks complies well with a tectonic superposition (cf. below).

The Fuping Complex

High-grade metamorphic rocks and granitoids form the easternmost domain of the study area are called the Fuping Complex. In agreement with previous works, we recognize three main lithological rock types, namely: i) TTG basement, ii) supracrustal series, iii) 2077 - 2050 Ma meta- to peraluminous granodiorite and monzogranite collectively called the “Nanying granites” (HBGMR, 1989; Guan et al., 2002; Liu et al., 2002, 2005; Zhao et al., 2002). The western margin of the Fuping Complex is a tectonic boundary called the Longquanguan Shear Zone (Li and Qian, 1991, see below). The highly mylonitized Longquanguan augen gneiss is often placed in the Fuping Complex. However, these rocks are petrologically, chronologically (ca. 2500 Ma) and structurally similar to the metagranites that intrude the bimodal magmatic series of the OVU and, thus we place these orthogneiss into the OVU. The TTG basement of the Fuping Complex consists of banded gneiss, foliated tonalite and granodiorite. SHRIMP U/Pb zircon ages range from 2530 to 2480 Ma (Zhao et al., 2002). The supracrustal series contains paragneiss, micaschist, quartzite, marble and amphibolite, and ca 2500 Ma old detrital zircons were found in the metapelites (Zhao et al., 2002). Thus the Fuping basement rocks are globally coeval with the OVU but formed in an easterly location. Although rarely mentioned in the available literature, both TTG and supracrustal rocks of the Fuping Complex are extensively migmatized.

The Fuping Complex consists of several E-W elongated gneiss-migmatite domes, the core of which is occupied by the Nanying granites. The age of the migmatization is presently unknown, but since the ca 2070–2050 Ma Nanying granites form the core of the migmatitic domes, the same Paleoproterozoic age is likely. Moreover, SHRIMP U/Pb ages of recrystallized rims of zircons from TTG gneiss and supracrustal series cluster around 2100–2050 Ma (Zhao et al., 2002; Guan et al., 2002). We suggest that these dates represent the thermal effect coeval with the migmatization developed in the surrounding rocks. Geochemical works (Guan et al., 2002; Liu et al., 2002, 2005) show that partial melting of the TTG basement produced the Nanying granites. This anatexis that appears to be restricted to the Fuping Block is related to a syn- or post-collisional event (Liu et al., 2005) but the geodynamic significance of this phenomenon is not given. Moreover, this early crustal melting is different from that observed in the Hengshan and Lüliangshan.

The late migmatites

Although little emphasized in previous works, migmatites are conspicuously developed in Lüliangshan and Hengshan massifs. Depending on the degree of partial melting, the protoliths are sometimes difficult to identify, but the bimodal magmatic series and orthogneiss belonging to the Orthogneiss-Volcanites Unit and also the TTG gneiss and amphibolites corresponding to an underlying, but not exposed, basement are found as meter-sized unmelted relicts in the migmatites (Figure 4E, G; Trap et al., *in press*). In Hengshan, meter size blocks of high-pressure mafic granulites or even retrograded eclogites with P and T conditions of 15–20 kb and 750–850°C, respectively, are also found (Zhao et al., 2001; O'Brien et al., 2005; Zhang et al., 2006).

Preserved gabbroic textures show that these HP rocks derived from a magmatic protolith (O'Brien et al., 2005; Kröner et al., 2006). The rounded shape of the blocks led some authors to assume that the mafic granulites were boudinaged dykes intruding TTG gneiss (Kröner et al., 2005; 2006). Although possible, such an interpretation is not demonstrated yet, since in the field, the observed boudins are post-migmatitic. The primary relationships between the mafic granulites and the country rocks are erased by the migmatization. Presently, the mafic gneiss and amphibolites appear as restites enclosed within metatexites (Figure 4G). Recent SHRIMP and evaporation methods on magmatic and metamorphic zircons extracted from the granulitic mafic rocks yield ca 1915 Ma and 1880–1850 Ma ages interpreted as those of the magmatism and metamorphism, respectively (Kröner et al., 2006).

Similar HP granulites crop out also Northeast of Hengshan, in the Sanggan area (Figure 1). There, SHRIMP U-Pb zircon dating of the HP granulites gives ages of 1817±12 Ma and 1872±16 Ma (Guo et al., 2002, 2005) that correspond to the recrystallization times of zircon rims. The 1870 Ma age which is close to our U-Th/Pb chemical age get on synmetamorphic monazite in the OVU (cf. below) can be interpreted as the age of the main metamorphic event

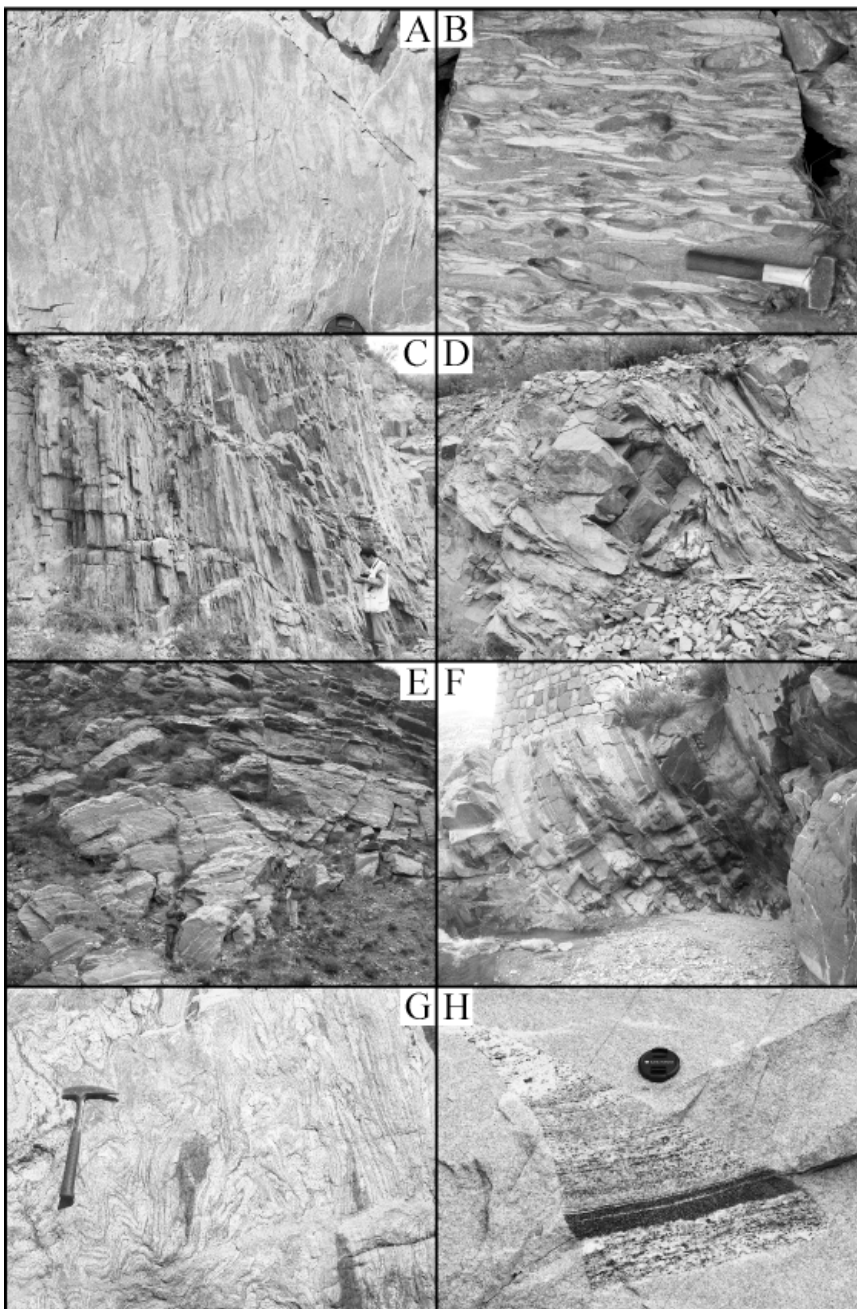


Figure 4 Representative field pictures. **A**—Late Paleoproterozoic sandstone-pelite of the Hutuo Supergroup (Yejiashan Group) folded with a vertical slaty cleavage (NW of Lanxian). **B**—Ductilely deformed conglomerate in the basal part of the Hutuo Supergroup (N. of Wutai). **C**—Metasandstone-metapelite alternations in the Terrigenous-Mafic Unit (western part of Lüliangshan). **D**—Gabbro block in greenschist metapelite in the Low Grade mafic Unit (Lüliang group, S. of Lanxian). **E**—Partly migmatized metadiorite (Yixingzhai pluton) belonging to the Orthogneiss-Volcanites Unit (SE of Linqiu). **F**—typical amphibolite-acidic gneiss alternations of the Orthogneiss-Volcanites Unit (N. of Fanxi). **G**—Migmatites enclosing mafic restites (NE part of Hengshan). **H**—Xenolith of banded TTG gneiss into the ca. 1800 Ma post-orogenic granite of Guandishan.

(Guo et al., 2005), and the ca 1820 Ma age is close to the thermal phase that we shall relate to a late orogenic magmatic event (cf. below). It has also been proposed that these HP granulites were formed by continental subduction and fast exhumation around 2500 Ma (Kusky and Li, 2005). This tectonic mechanism might be possible, but the Neoproterozoic age of the high-pressure event is not demonstrated yet. Moreover, on the basis of the available radiometric ages (e. g. Kröner et al., 2006 and enclosed references), a Paleoproterozoic

age, as discussed below, would be in better agreement with other chronological and structural constraints. Our geodynamic model considers that the TNCB developed during the Paleoproterozoic.

In the southern part of Lüliangshan, the magmatic rocks crop out in the Chijianling and Guandishan gneissic granites (Liu et al., 2006). These rocks would be better described as a migmatitic dome developed at the expense of the OVU and underlying TTG basement, the fragments of which are recovered as restites in anatexites or as xenoliths in late granitoids (Figures 2; 4H). It is also worth to note that a high temperature (HT) metamorphism, characterized by the crystallization of biotite, garnet, and sillimanite develops concentrically around the Guandishan migmatitic dome. This HT metamorphism overprints the primary foliation and coeval greenschist facies metamorphic parageneses of the Low Grade Mafic Unit (Yu et al., 2004). The high angle between the E- W trending isogrades related to the HT event and the submeridian trend of the regional foliation demonstrates that the HT metamorphism is a secondary phenomenon with respect to the regional tectono-metamorphic event responsible for the main structure of the TNCB.

The post-orogenic magmatism

The above presented lithologic, metamorphic and tectonic units are intruded by several generations of undeformed granitoids. The largest plutons form the granodioritic and monzogranitic Guandishan massif and the enderbite-monzonitic Lüyashan massif in the southern and northern parts of Lüliangshan, respectively. These plutons yield U-Pb ages around 1820-1800 Ma (Geng et al., 2000, 2004b, Yu et al., 2004) that provide the upper time limit for the tectono-thermal events in the Trans-North China Belt. The Cretaceous plutonism that can be found sporadically in Hengshan, Wutaishan and Fuping massifs, for instance around Linqiu, (Figure 2, SBGMR, 1989) is not considered here.

The unmetamorphosed Paleoproterozoic series (Hutuo Supergroup s. l.)

In Lüliangshan, Wutaishan and Fuping massifs, the metamorphic rocks of the OVU, LGMU and Terrigenous-Mafic Units are unconformably covered by unmetamorphosed or weakly metamorphosed but locally highly deformed sedimentary series of conglomerate, sandstone, mudstone, and carbonates with subordinate intercalations of volcanic rocks. These rocks are widely developed north of Wutai where they are called the Hutuo Supergroup (SBGMR, 1989; Tian, 1991). In the southeastern termination of the Fuping massif, terrigenous rocks of the Gantaohu Group (HBGMR, 1989) overlie unconformably the TTG gneiss (Figure 2). In Lüliangshan, the Yejiashan Group (SBGMR, 1989) consists of turbiditic sandstone and metavolcanites at its base. Due to the lack of any biostratigraphic constraints and direct continuity between the Gantaohu, Hutuo and Yejiashan Groups, the relative timing between these series is impossible to assess. According to the geological maps of Hebei and Shanxi Provinces (HBGMR, 1989; SBGMR, 1989) and to synthetic works (Yang et al., 1989), all these terrigenous series are correlated and called the Hutuo Supergroup. In Wutaishan, zircons from an acidic

tuff yield a SHRIMP U/Pb age of 2087 \pm 9Ma (Wilde et al., 2004b). In the Yejiashan Group, zircons from an acidic tuff yield 2124 \pm 38Ma (Geng et al., 2000). The significance of these dates in the tectonic framework of the Trans-North China Belt is discussed below.

Structure and age constraints of the Trans-North China Belt

The bulk architecture of the above presented units is a stack of nappes cross cut by migmatites and granitic plutons. The metamorphic units of the TNCB are characterized by a flat lying foliation formed coevally with ductile shearing. Several tectonic-metamorphic events of Paleoproterozoic age are responsible for the edification of the belt. The Low Grade Mafic Unit is the highest element of the edifice. It tectonically overlies the Orthogneiss-Volcanites Unit (Figure 3). The contact between both units is a decameter thick ductile shear zone with an E-W to NW-SE trending mineral and stretching lineation well observed both in Wutaishan and Lüliangshan. Kinematic criteria in the mylonites, such as asymmetric pressure shadows or sigma-type porphyroclast systems, indicate a top-to-the-SE shearing. Since both units present similar lithological, metamorphic and structural features, the Terrigenous-Mafic Unit of Lüliangshan is correlated with the LGMU. The occurrence of MORB-type mafic rocks, ultramafites, cherts and turbidites comply with the interpretation of the LGMU as an ophiolitic nappe.

In agreement with previous works (e. g. Li et al., 1990; Wilde et al., 2004, 2005; Kröner et al., 2005; Polat et al., 2005; Zhao et al., 2005), we interpret the calc-alkaline bimodal magmatic assemblage of the amphibolite-acidic gneiss series and the plutons that compose the OVU as a magmatic arc installed upon a continental basement as shown by the TTG xenoliths found in the post-tectonic granitoids or in the migmatites (Figure 4H). The rocks of the OVU are extensively deformed with a flat-lying foliation and a NW-SE trending stretching lineation (Figure 3). The top-to-the SE sense of shear deduced from field and microstructural analyses is coeval with an amphibolite facies metamorphism. In Lüliangshan, Wutaishan and Hengshan, the present erosion level does not expose the contact between the Orthogneiss-Volcanites Unit and its TTG basement. For simplicity, a depositional contact is assumed in the cross-sections (Figure 3). However, a layer-parallel decollement cannot be ruled out.

In western Lüliangshan, the TTG and the Khondalite Unit correspond to basement and cover of the Western Block, respectively. The vertical fault that separates the Terrigenous-Mafic Unit from the Western Block appears as a major tectonic boundary that we call here the Trans-North China Suture (Figure 2). In previous works (e. g. Zhao et al., 2005 and enclosed references), the boundary between the TNCB and Western Block is always located to the West of Lüliangshan. Moreover, in spite of their quite distinct lithological, metamorphic and structural features, the Terrigenous-Mafic Unit and the OVU are not distinguished but both units are placed in the Jiehekou group (Liu et al., 2006). Lastly, the tectonic contact between the overlying Terrigenous-Mafic Unit and underlying OVU is post-dated by unmetamorphosed terrigenous rocks of the Yejiashan group. Due to late tectonics, the unconformable contact between the Yejiashan Group and the underlying metamorphic rocks is sheared. The terrigenous rocks of the Yejiashan group are deformed by upright folds with an axial planar cleavage (Figure 4A). More to the East, the mafic and sedimentary rocks of the LGMU (i. e. the former Lüliang Group) are separated from the OVU by a decameter-thick mylonitic shear zone. Thus, tectonically, the rocks of the Lüliang Group must be considered as a klippe transported to the SE above the OVU and rooted in the Trans-North China Suture.

Conversely, the reality of an ophiolitic suture between Hengshan and Wutaishan as proposed by Polat et al., (2005) seems unlikely since there is a lithological and structural continuity of the volcanic-sedimentary series and plutonic rocks, such as for instance, the Yixingzhai orthogneiss of the OVU between both massifs (Fig-

ures 2 and 3). The Hengshan massif is separated in two parts by the E-W trending Zhujiayang ductile shear zone (O'Brien et al., 2005; Kröner et al., 2005, 2006). As already noticed by the above cited authors, the retrogression of the amphibolites belonging to our Orthogneiss-Volcanites Unit is conspicuous along the shear zone, but conversely to them, our structural observations indicate a sinistral shearing (Trap et al., *in press*). From South to North, this left lateral ductile fault separates the bimodal volcanites and sedimentary rocks of the OVU from migmatites (Figures 2, 3). Since the migmatites develop after the flat-lying nappe tectonics, and contain restites of the Orthogneiss-Volcanites rocks, the Zhujiayang Shear Zone is as a late structure. This fault probably played an important role during or after the formation of the migmatites as suggested by the contrasted metamorphic evolution experienced by the HP granulites on both sides of the fault (O'Brien et al., 2005). Nevertheless, an early activity along the Zhujiayang fault is possible but not documented yet, therefore only the strike-slip movement is represented in our interpretative cross-section (Figure 3A).

To the East, the Orthogneiss-Volcanites Unit overthrusts the Fuping Complex along the Longquanguan shear zone (Li and Qian, 1991). As shown by numerous kinematic indicators, this kilometer-thick contact is a top-to-the-SE ductile shear zone. The shear zone-hanging wall consists of extensively mylonitized augen gneiss and bimodal magmatic rocks similar to the orthogneiss of the OVU. In the fault footwall, typical rocks of the Fuping Complex, namely the migmatized TTG basement gneiss, supracrustal rocks and Nanying granites are conspicuously foliated and lineated across 1 to 2 kilometers thick.

As suggested by geological maps (SBGMR, 1989; HBGMR, 1989) and confirmed by our own survey, but never clearly pointed out previously, the doming and crustal melting of the Fuping Block is older than the activity along the Longquanguan Shear Zone since in the footwall of the shear zone, the Fuping migmatites and the Nanying granites are foliated and lineated under post-solidus rheological conditions. Thus, in our interpretation, the Longquanguan Shear Zone is an intracrustal flat-lying structure developed within the Fuping Complex. Consequently, the continental basement that underlies the Wutaishan, Hengshan and Lüliangshan massifs up to the Trans-North China suture, can be structurally correlated to the Fuping gneiss. In the following, we shall call this basement the Fuping Block (Figure 3).

Along the SE margin of the Fuping Complex, near Pingshan, the terrigenous rocks of the Gantaohe Group, correlated to the Hutuo supergroup, that unconformably cover the Fuping gneisses, are deformed by a ductile low angle detachment fault with NW-SE stretching lineation and a down-dip movement (Figure 3). In a previous work (Zhao et al., 2002), this ductile shear zone, called the Ciyu-Xinzhuan Shear Zone, was correlated to the Longquanguan Shear Zone, but neither the geometry, nor the kinematics of the mylonites was provided. In our opinion, such a correlation is unlikely due to the quite different metamorphic conditions, amphibolite facies and greenschist facies in the Longquanguan and Ciyu-Xinzhuan Shear Zones, respectively.

The Hutuo Supergroup is well exposed between Wutai and Yuanping (Figure 2). As indicated on the geological maps (SBGMR, 1989), the Hutuo unconformity upon both LGMU and OVU has been observed in several places during our field survey. However, the primary unconformable relationship is often no more recognized, since the conglomerate and sandstone of the Hutuo Supergroup frequently exhibit a vertical or even upside down attitude. The lower part of the Hutuo Supergroup experienced a ductile deformation coeval with a greenschist facies metamorphism. A NW-SE trending stretching lineation marked by elongated or boudinaged pebbles in conglomerates and quartz-chlorite pressure shadows is associated with a top-to-the-SE shearing (Figure 4B) that complies with the SE-verging recumbent folds, and the bedding-cleavage relationships. This ductile deformation exhibits similar geometric and kinematic features to that observed in the LGMU and OVU, but differs from the latter on the basis of the grade of the syntectonic metamorphism. The unconformable relationships between the Hutuo Super-

group and the underlying rocks argue for the reality of two tectono-metamorphic phases responsible for the formation of the TNCB in Lüliangshan, Hengshan and Wutaishan. An early one coeval with an amphibolite facies metamorphism is responsible for the formation of the main foliation and nappe stacking. After the unconformable deposition of the Hutuo terrigenous rocks upon the metamorphic rocks, a second tectonic and metamorphic event, is responsible for the first deformation of the Hutuo rocks whereas in the same time, the underlying units experienced a moderate structural reworking and a metamorphic retrogression. Since both deformation phases develop with the same top-to-the-SE kinematics, they likely represent two stages of the same orogenic event.

Moreover, the 2070–2050 Ma Nanyang magmatism of the Fuping Complex argues for an older Paleoproterozoic event.

The timing of the tectono-metamorphic events

As presented above, numerous radiometric data are available to constrain the age of the various protoliths involved in the TNCB (Guan et al., 2002; Zhao et al., 2002; Wilde et al., 2004a, 2005; Kröner et al., 2005) however, the timing of the ductile deformation and migmatization was still poorly established since important data were released only recently (Kröner et al., 2006; Liu et al., 2006). In order to implement our understanding, Zircon LA-ICP-MS U/Pb and EPMA chemical U-Th/Pb datings have been undertaken. Due to restricted space, only outlines of the methods, and the most significant results are given here.

U-Pb analyses

For LA-ICP-MS U-Pb analyses, zircon grains were mounted in epoxy resin with chips of a standard material (G91500; Wiedenbeck et al., 1995). Analyses were performed at the University of Montpellier II using a VG Plasmaquad II turbo ICP-MS coupled to a Geolas (Microlas) automated platform housing a 193 nm Compex 102 laser from Lambda Physik. Analyses were conducted in a He atmosphere, which enhances sensitivity and reduces inter-element fractionation (Günter and Heinrich, 1999). Data were acquired in the peak jumping mode using one point per peak and measuring the ^{202}Hg , $^{204}\text{Pb} + \text{Hg}$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb and ^{238}U isotopes similarly to the procedure described in (Bruguier et al., 2001). The laser was fired using an energy density of 15 J cm^{-2} at a frequency of 4 Hz and a spot size of $26 \mu\text{m}$. This resulted in a sensitivity of ca. 1000 cps/ppm for Pb based on measurements on the G91500 reference material. The Pb/Pb and U/Pb isotopic ratios of unknown grains were calibrated against the G91500 crystal as an external standard. The contribution of ^{204}Hg on ^{204}Pb was estimated by measuring the ^{202}Hg and analyses yielding ^{204}Pb close to, or above, the limit of detection were rejected. Errors measured on the standard were added in quadrature to those measured on the unknown grains. This resulted in a 2 to 4% precision (1σ RSD%) after all corrections have been made. Age calculations were done using the Isoplot program (Ludwig, 2000) and are quoted at the 2σ level.

All zircons from the migmatitic leucosome in Hengshan massif (FP 52 located in Figure 2, $\text{N}39^\circ 27.225' / \text{E}113^\circ 28.202'$) are translucent and have euhedral shapes with sharp terminations but can be broken into two categories according to their size and color. Small (ca. $80\text{--}120 \mu\text{m}$) colorless grains constitute a first population, and are often surrounded by a light-yellow overgrowth. A second group of zircons consists of bigger (ca. $150\text{--}300 \mu\text{m}$), light-yellow elongated grains or fragments. Light-yellow grains and overgrowths on one hand and small colorless grains on the other hand were found to have very different U, Th and Pb contents and ages (see Table 1). Small colorless grains had relatively uniform U and Th contents of 96205 and 37–116 ppm respectively and Th/U ratios of 0.29–0.57. Big yellow grains and overgrowths on the contrary had variable U contents

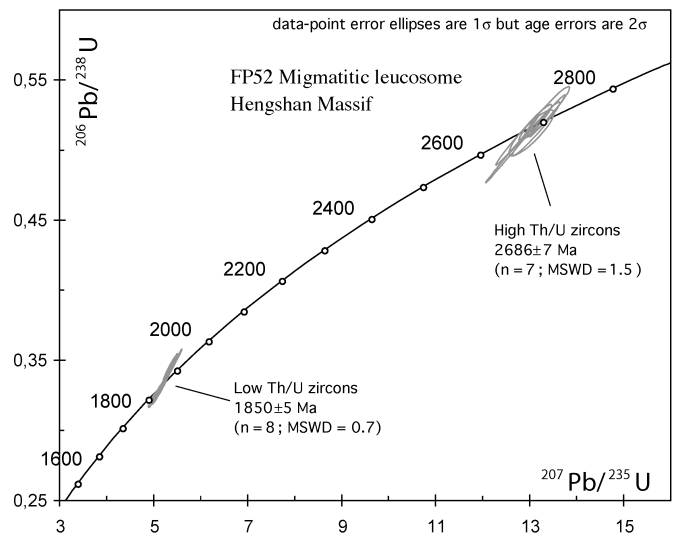


Figure 5 Concordia graph for ICP-MS U-Pb dates from zircons extracted from a migmatitic leucosome of the Hengshan Massif (sample FP 52, located in Figure 2, $\text{N}39^\circ 27.225' / \text{E}113^\circ 28.202'$). The upper intercept at $2686 \pm 7 \text{ Ma}$ corresponds to the core of inherited grains and the $1850 \pm 5 \text{ Ma}$ is that of the zircon rims formed during the leucosome crystallization, ($n =$ number of analyzed grains, data-point error ellipses are 1σ but age errors are 2σ).

of 14 to 497 ppm and very low Th contents (< 1.5 ppm and down to 0.1 ppm) resulting in low Th/U ratios (0.003 to 0.008) typical of zircons grown under high-grade metamorphic conditions (e.g. Williams and Claesson, 1987). On the Concordia diagram (Figure 5), analyses distribute into two concordant batches (data-point error ellipses are 1σ but age errors are 2σ). The small colorless zircons have ages ranging from 2672 ± 14 to $2698 \pm 14 \text{ Ma}$ (2σ) and yield a weighted mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of $2686 \pm 7 \text{ Ma}$ (MSWD = 1.5). This population has morphology and Th/U ratios characteristic of magmatic zircons and its uniform age distribution indicates that the 2686 Ma age represents the age of the magmatic protolith that melted to produce the leucosome. Analyses of the second zircon population form a tight cluster on the Concordia curve and have ages ranging from 1836 ± 22 to $1856 \pm 10 \text{ Ma}$ (2σ) allowing calculation of a mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of $1850 \pm 5 \text{ Ma}$ (MSWD = 0.7). The euhedral morphology of these grains indicates they crystallized from a melt and their low Th/U ratios are typical of zircons from amphibolite to granulite facies rocks (e.g. Vavra et al., 1999). Their age is thus interpreted as dating the partial melting event that affected the Archean protolith.

U-Pb/Th chemical dating

Due to its negligible common Pb and high Th and U contents (Parrish, 1990), monazite is a suitable chronometer for both magmatic and metamorphic rocks. Moreover, in monazite, U, Th, and radiogenic Pb are not significantly affected by diffusion (Crowley and Ghent, 1999; Zhu and O'Nions, 1999; Cocherie et al., 1998), thus the isotopic system remains undisturbed with respect to these elements. U, Th, Pb contents in monazite were measured with a cameca SX50 EPMA cooperated by BRGM, CNRS and Orléans University with a detection limit of 150ppm. Details of the analytical procedure are given in (Cocherie et al., 1998, 2005). The results are represented in a Th/Pb vs. U/Pb isochron diagram using an ISO-PLOT program (Ludwig, 2000) according to (Cocherie and Albarède, 2001). In such a plot, the slope of the regression line drawn using the experimental data can be compared with the theoretical isochron to ensure that a single age has been recorded. The EPMA dating program (Pommier et al., 2002) simplifies age calculations on monazite. All reported uncertainties are two-sigma.

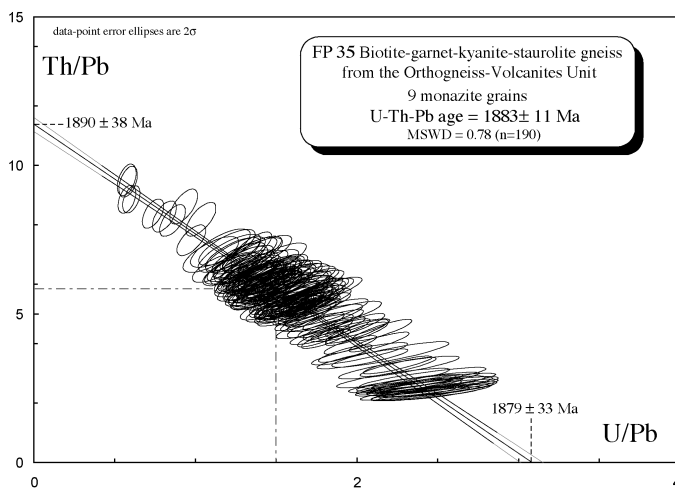


Figure 6 *Th/Pb vs. U/Pb plot of U-Th/Pb chemical dating of monazite from a biotite-garnet-kyanite-staurolite gneiss (sample FP 35, located in Figure 2, N39° 23.743/ E113° 35.831) belonging to the Orthogneiss-Volcanites Unit.*

Monazite grains were identified within a thin section using SEM images in back scattered mode obtained in Orléans University. Such an in situ approach preserves the primary microstructural relationships between monazite and other metamorphic phases (Foster et al., 2002; Williams and Jercinovic, 2002). Sample FP 35 is a biotite-garnet-kyanite-staurolite gneiss from the Orthogneiss-Volcanites Unit sampled in the Hengshan massif (located in Figure 2, N39° 23.743/ E113° 35.831). Textural observation of this micaschist shows that biotite grains forms the macroscopic foliation. The close association of monazite with biotite, either as inclusion or along the grain boundaries, indicates that crystallization of monazite occurred during the development of the amphibolite facies metamorphism coevally with the first ductile shearing. SEM images do not reveal any chemical zoning of the monazite grains suggesting that relict cores are absent. In the Th/Pb vs. U/Pb diagram, (Figure 6) the analytical data points obtained from 9 grains plot along a well-defined regression line (MSWD = 0.78) that fits well with the theoretical isochron at 1883±11 Ma. The mean age, calculated at the centroid of the population, corresponds to the amphibolite facies metamorphism developed during the formation of the TNCB. It is also interpreted as that of the emplacement of the LGMU above the OVU. Our LA-ICP-MS U/Pb and chemical U-Th/Pb ages comply with previous SHRIMP U/Pb zircon ages ranging from 1880 to 1850 Ma (Wilde et al., 2004a, 2005; Kröner et al., 2005, 2006; Liu et al., 2006) indicating that primary magmatic grains experienced a recrystallization around 1900 Ma during the amphibolite facies metamorphism.

The problem of the age of Hutuo Supergroup

The radiometric ages inferred for the amphibolite facies metamorphism and subsequent migmatization indicate that the Hutuo unconformity must be at least younger than 1850 Ma and older than 1800 Ma. However, on the basis of a SHRIMP U/Pb date from zircons extracted in a felsic tuff near Wutai, a 2087±9 Ma age is suggested for the Hutuo Supergroup (Wilde et al., 2004b). According to the field description of the sampling site (Wilde et al., 2004b), the dated tuff is in primary sedimentary contact with marbles, garnet micaschists and amphibolites, but according to our own field survey, the Hutuo sedimentary rocks experienced only a single low-grade metamorphism. In the sampling place of this tuff, the structure is quite complex; and a tectonic imbrication of several thrust sheets resulting in ductile and brittle deformations can be recognized there. The discrepancy between the two sets of age can be solved if one considers either that the dated felsic tuff belongs to the underlying

Low Grade Mafic Unit rather than to the Hutuo Supergroup, or alternatively that the analyzed zircons are inherited grains. The available radiometric constraints, including the two generations of arc magmatism, the Fuping migmatization, the 1880–1850 Ma main tectono-metamorphic event are summarized in Figure 7, that emphasizes also the age problem of the Hutuo Supergroup.

Discussion

The lithosphere scale structure

Our observations document a collision model for the TNCB that agrees with previous works (e. g. Zhao et al., 2005 and enclosed references). Arc magmatism, ophiolites and turbidites, HP metamorphism, synmetamorphic nappes, post-collisional migmatites recognized in Lüliangshan, Hengshan, Wutaishan and Fuping massif, which are among the most significant criteria for collision belt, are fulfilled in the TNCB.

However, a simple collision involving the two continental masses of Western (Ordos) and Eastern Blocks does not account well for the bulk architecture and the chronological constraints available for the belt. Thus, we propose here to consider an intermediate continent, called here the “Fuping Block”. The existence of an Archean Fuping Block has already been invoked by earlier workers (e.g. Yang et al., 1986; Ma et al., 1987; Tian, 1991), but as stated above, in this paper, we use “Fuping Block” to describe a large continental mass that includes not only the Fuping Massif but also the TTG gneiss that underlie the Orthogneiss-Volcanites Unit (Figure

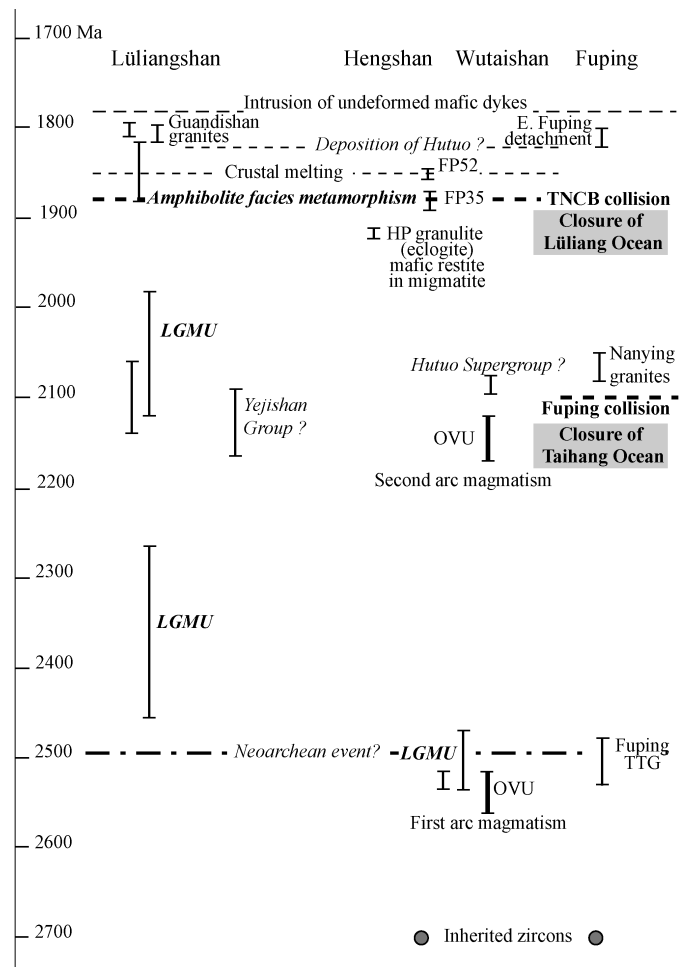


Figure 7 *Synoptic table of the magmatic, tectonic, metamorphic events in the TNCB of Lüliangshan, Hengshan, Wutaishan and Fuping massif.*

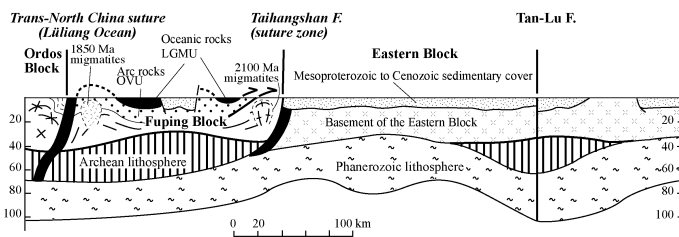


Figure 8 Lithosphere-scale cross-section of the eastern part of the North China Craton (see location in figure 1). From West to East, three Archean Blocks are recognized. The Ordos Block is separated from the Fuping Block by the Trans North China Suture. Oceanic rocks belong to the Lüliang Ocean, a part of these rocks forms the Low Grade Mafic Unit (LGMU) presently preserved as a nappe above the Orthogneiss-Volcanites Unit (OVU) corresponding to the Wutai Arc. The Taihangshan Fault is interpreted as an early Proterozoic suture between the Fuping and Eastern Blocks (see text for details). The two generations of migmatites, ca. 2100 Ma and 1950 Ma are represented but the Late Paleoproterozoic and Phanerozoic granitoids have been omitted. The present lithospheric structure is inferred from (Griffin et al., 1998). The petrology and geochemistry of xenoliths show that the old Archean lithosphere has been “eroded” and replaced by a new one during Cretaceous to Cenozoic times.

3). The Low Grade Mafic Unit represents the intervening ocean that up to now was neither clearly identified in the previous models. Moreover, the consistent top-to-the SE sense of shear coeval with a synmetamorphic nappe displacement does not agree satisfactorily with the east directed subduction proposed for the formation of the Orthogneiss-Volcanites magmatic arc (Zhao et al., 2001; Kröner et al., 2005). A westward dipping subduction would better explain the bulk architecture of the belt and the kinematic features described in this paper.

Our study also suggests that the Fuping Block underwent an older event responsible for crustal melting, doming and emplacement of the Nanyang granites at ca 2050 Ma, i.e. 200 Ma before the tectono-metamorphic events observed in Lüliangshan, Hengshan and Wutaishan. In order to account for the 2150–2050 Ma tectonic, metamorphic and magmatic events observed in the Fuping Complex, another orogenic episode must be considered. Unfortunately, Precambrian rocks are not exposed east of the Fuping Complex, thus the following interpretation remains hypothetical based on indirect geophysical evidence.

The N-S trending Taihangshan Fault separates the Precambrian rocks and the North China plain sedimentary rocks (Figure 1). The important gravimetric and magnetic anomalies suggest that the Taihangshan Fault is a major lithospheric boundary along which dense and magnetic rocks such as mafic and ultramafic rocks might occur. Obviously, like most of the large-scale continental faults, the Taihangshan Fault probably moved several times during the geological history of the North China Block (Griffin et al., 1998; Huang and Zhao, 2004 and enclosed references). Along the fault, Cretaceous gabbroic plutons exhibit geochemical features indicating that the magma originates from an ultramafic source metasomatized by subduction related melts (Wang et al., 2006). The central part of the North China Block did not experience any Phanerozoic subduction since this area is quite remote from the Mesozoic Pacific subduction zone. Thus, in agreement with Wang et al., (2006), we suggest that the Taihangshan fault might be interpreted as a Paleoproterozoic suture resulting from the closure of an oceanic basin, called here the Taihang Ocean. The Eastern Block that collided with the Fuping Block corresponds to the area that extends eastwards of the Taihangshan Fault, probably up to the Tan-Lu Fault (Figure 1). A 2D lithosphere-scale cross-section is proposed in Figure 8.

A possible geodynamic scenario for the Trans-North China Belt

Although still preliminary, the available data allow us to propose a two steps geodynamic evolution model to account for the formation of the Trans-North China Belt (Figure 9). This model, at variance from previous ones (Zhao et al., 2004; Kröner et al., 2005), emphasizes two diachronous east-directed subductions. Moreover, the model takes also into account the structure of the Lüliangshan, which was never considered in previous ones.

The Wutai Arc installed on the continental Fuping Block records two magmatic episodes. The geodynamic setting of the oldest one, around 2540–2510 Ma, remains poorly constrained. It is nearly 400 to 450 Ma older than the tectonic and metamorphic events observed in the Fuping Block. Such a quite unusual long time span between subduction and collision has been already pointed out (Kröner et al., 2005; Zhao et al., 2005). Tentatively, the Wutai Arc

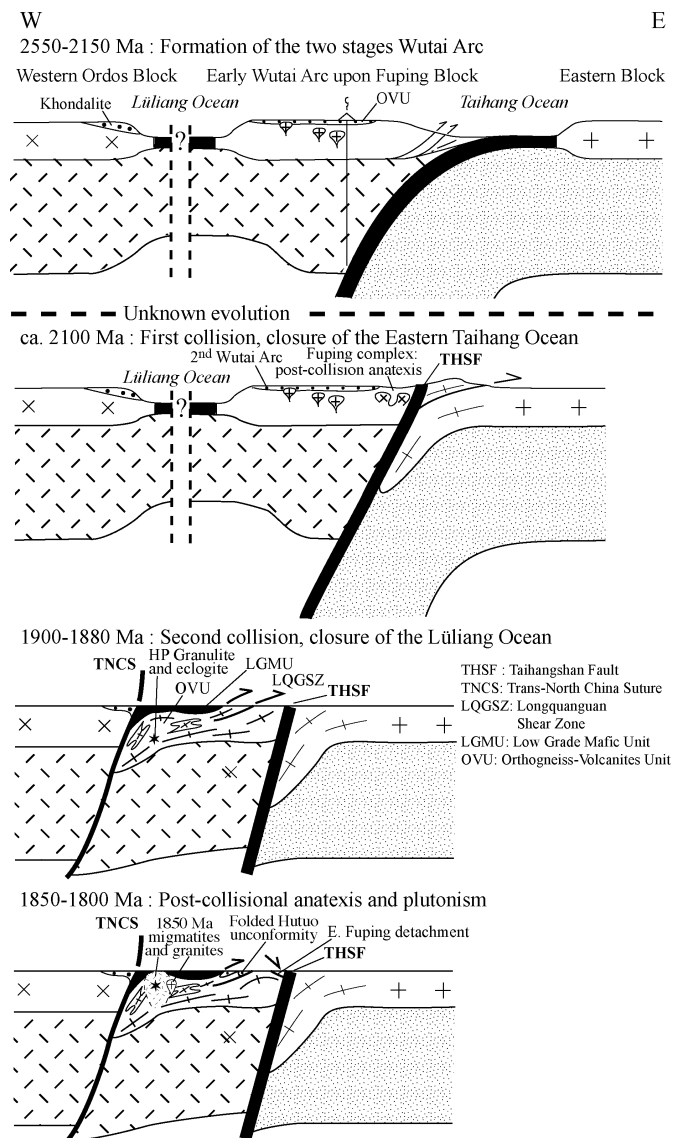


Figure 9 Schematic geodynamic model accounting for the Paleoproterozoic evolution of the Trans North China Belt. The belt was built up through the closure of two oceanic domains, namely the Eastern Ocean and Lüliang Ocean. LGMU: Low Grade Mafic Unit, OVU: Orthogneiss-Volcanites Unit, LQGSZ: Longquanguan Shear Zone, THSF: Taihangshan Fault (first Paleoproterozoic suture at ca. 2100 Ma); TNCs: Trans-North China Suture, (second Paleoproterozoic suture at ca. 1900 Ma).

can be compared to an Andean-type arc where oceanic subduction lasts also since more than 250 Ma. The available radiometric ages for the Low Grade Mafic Unit range between 2535 Ma and 2000 Ma. This suggests that the Lüliang Ocean that separated the Western Ordos Block and the Wutai magmatic Arc already existed in Neoproterozoic times. In our interpretation, the Wutai Arc is related to the westward subduction of the Taihang Ocean. However, this Neoproterozoic evolution is largely speculative.

The youngest Wutai magmatic arc formed around 2170–2120 Ma in response to the westward subduction of the Taihang Ocean before the first continental collision between the Fuping Block and the Eastern Block. This event occurred probably around 2100 Ma since the 2070–2050 Ma migmatites and Nanyang granites formed during a post-collisional crustal melting (Guan et al., 2002; Liu et al., 2002, 2005). The suture that might correspond to the present Taihangshan Fault is not exposed.

Since the tectonics related to the closure of the Lüliang Ocean is dated around 1900–1850 Ma, the Lüliang Ocean lasted more than 500 Ma. Compared to the average lifetime of the present oceanic basins, this duration is quite long. However, the Neoproterozoic–Paleoproterozoic history (i.e. opening, width, etc...) of the Lüliang Ocean remains presently poorly documented. The large scatter of the radiometric ages of the mafic rocks requires further studies.

Our structural studies suggest that the Lüliang Ocean closed due to the subduction of the Fuping Block below the Ordos Block. The crust and oceanic sediments of the Lüliang Ocean are presently preserved in the Low Grade Mafic Unit. At that time, top-to-the-SE ductile and synmetamorphic shearing deformed the bimodal volcanic-sedimentary series and the calc-alkaline plutons corresponding to the Orthogneiss-Volcanites Unit. The Wutai Arc was sliced to the SE by intracontinental thrusts such as the Longquanguan Shear Zone. The high-pressure granulites and eclogites coeval with the continental subduction of the Fuping Block might also form during this second collisional orogenic event.

Lastly, during its exhumation, the subducted crust of the Fuping Block and the Wutai Arc rocks experienced migmatization and plutonism. In this scheme, the deposition of the Hutuo Supergroup occurred immediately after the closure of the Lüliang Ocean and subsequent collision, but continuing convergence deformed also this sedimentary unit during the second tectonic phase.

Conclusion

The structural, metamorphic and magmatic features of the Trans-North China Belt allow us to conclude that the amalgamation of the North China Craton took place in Paleoproterozoic times through two distinct continental collisions at ca 2100 Ma and 1900 Ma. The Neoproterozoic to Paleoproterozoic geodynamic evolution of the TNCB is quite similar to that of the modern-type collisional orogens. The materials involved in the orogen, namely, ophiolites, turbidites and subduction related magmatic rocks do not differ from those that form the present mountain belts. The HP granulitic metamorphism, argue for continental subduction, and the flat-lying foliation developed coevally with an amphibolite facies metamorphism comply with crustal thickening. Alike in many Phanerozoic belts, the migmatization and plutonism can be seen as a late to post-orogenic crustal melting in response to the thermal disturbance due to collision. From the mechanical point of view, this comparison implies that around 2000–1800 Ma, the strength of the continental crust of the North China Craton was already high enough to accommodate horizontal shortening by ductile flat-lying shearing.

Acknowledgements

This work has been funded by NSF of China grant n° 40472116. A scholarship from the Conseil Régional du Centre for Pierre Trap is

also acknowledged. A. Cocherie is thanked for his advices on the interpretation of U-Th/Pb data.

References

- Bai, J., 1986, The Early Precambrian geology of Wutaishan, Tianjin Science and Technology Press, Tianjin, 445 pp.
- Bruguier, O., Telouk, P., Cocherie, A., Fouillac, AM. and Albarède, F., 2001, Evaluation of Pb-Pb and U-Pb laser ablation ICP-MS zircon dating using matrix-matched calibration samples with a frequency quadrupled (266 nm) Nd-YAG laser: Geostandards Newsletter, v. 25, pp. 361–373.
- Cawood, P., Kröner, A. and Pisarevsky, S., 2006, Precambrian plate tectonics: criteria and evidence: GSA Today, v. 16, pp. 4–11.
- Cocherie, A., Legendre, O., Peucat, JJ. and Kouamelan, A.N., 1998, Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total Pb determination: Implications for lead behaviour in monazite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, pp. 2475–2497.
- Cocherie, A. and Albarède, F., 2001, An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, pp. 4509–4522.
- Cocherie, A., Be Mézème, E., Legendre, O., Fanning, M., Faure, M. and Rossi, P., 2005, Electron microprobe dating as a tool for understanding closure of U-Th-Pb system in monazite from migmatites: *American Mineralogist*, v. 90, pp. 607–618.
- Condie, K.C., Boryta, M.D., Liu, J. and Qian, X., 1992, The origin of khondalites: geochemical evidence from the Archean to early Proterozoic granulite belt in the North China craton: *Precambrian Research*, v. 59, pp. 207–223.
- Crowley, J.L. and Ghent, E. D., 1999, An electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite: the role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallization: *Chem. Geol.*, v.157, pp. 285–302.
- Faure, M., Lin, W., Monié, P. and Bruguier, O., 2004, Paleoproterozoic arc-magmatism and collision in Liaodong Peninsula (NE China): *Terra Nova*, v. 16, pp. 75–80.
- Foster, G., Gibson, HD., R. Parrish, R., Horstwood, M., Fraser, J. and Tindle, A., 2002, Textural, chemical and isotopic insights into the nature and behaviour of metamorphic monazite: *Chem. Geol.*, v. 191, pp. 183–207.
- Griffin, W.L., Zhang, A., O'Reilly, S. and Ryan, C., Phanerozoic evolution of the Lithosphere beneath the Sino-Korean Craton: *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia geodynamics*, v. 27, pp. 107–126.
- Geng, Y., Wan, Y., Shen, Q., Li, H. and Zhang, R., 2000, Chronological framework of the early Precambrian important events in the Lüliang area, Shanxi Province: *Acta Geol., Sinica*, v. 74, pp. 216–223.
- Geng, Y., Wan, Y., Shen, Q., Li, H. and Zhang, R., 2004a, Chronological framework of the early Precambrian important events in the Lüliang area, Shanxi Province: *Acta Geol. Sinica* v. 74, pp. 216–223.
- Geng, Y., Yang, C., Song, B., Wan, Y., 2004b, Post-orogenic granites with an age of 1800 Ma in Lüliang area, North China Craton: constraints from isotopic geochronology and geochemistry: *Geol. J. China Universities*, v. 10, pp. 477–487.
- Guan, H., Sun, M., Wilde, S., Zhou, X. and Zhai, M., 2002, SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Fuping Complex: implications for formation and assembly of the North China Craton: *Precambrian Res.* v.113, pp. 1–18.
- Günther, D. and Heinrich, CA., 1999, Enhanced sensitivity in LA-ICP-MS using helium-argon mixture as aerosol carrier: *J Anal. At. Spectrom.*, v. 14, pp. 1369–1374.
- Guo, JH., O'Brien, P. J. and Zhai, M., 2002, High-pressure granulites in the Sanggan area, North China craton: metamorphic evolution, P-T paths and geotectonic significance: *J. Metam. Geology*, v. 20, pp. 741–756.
- Guo, JH., Sun, M., Chen, F.K. and Zhai, M., 2005, Sm-Nd and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of high-pressure granulites in the Sanggan area, North China Craton: timing of Paleoproterozoic continental collision: *J. of Asian Earth Sciences*, v. 24, pp. 29–642.
- HGBMR (Henan Bureau of Geology and Mineral Resources), 1989, *Regional Geology of Shanxi Province*, Geological Publishing House, Beijing, 742 pp.
- Helmstaedt, H.H. and D.J. Scott, D.J., 1992, The Proterozoic ophiolite problem, in: Condie, K. ed, *Proterozoic crustal evolution*, Elsevier, Amsterdam. pp. 55–95.
- Huang, J.Q., 1977, The basic outline of China tectonics. *Acta geol. Sin.*, v. 52, pp. 117–135.
- Huang, J. and Zhao, D., 2004, Crustal heterogeneity and seismotectonics of the region around Beijing, China: *Tectonophysics*, v. 385, pp. 159–180.

- Hollings, P. and Ansdell, K., 2002, Paleoproterozoic arc magmatism imposed on an older backarc basin : implications for the tectonic evolution of the trans-Hudson orogen, (Canada): *GSA Bulletin*, v. 114, pp. 153–168.
- Kusky, T.M., Li, J.H. and Tucker, R.D., 2001, The Archean Dongwanzi ophiolite complex, North China Craton: 2.505 billion-year-old oceanic crustand mantle, *Science* v. 292, pp. 1142–1145.
- Kusky, T.M. and Li, J.H., 2003, Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China craton, *J. Asian Earth Sci.* v., 22, pp. 383–397.
- Kröner, A., Wilde, S., Li, J.H. and Wang, K.Y., 2005, Age and evolution of a late Archean to Paleoproterozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China. *J. Asia Earth Sciences*, v. 24, pp. 577–595.
- Kröner, A., Wilde, S.A., Zhao, G., O'Brien, P., Sun, M., Liu, D.Y., Wan, Y.S., Liu, SW and Guo, J.H., 2006, Zircon geochronology and metamorphic evolution of mafic dykes in the Hengshan Complex of Northern China, : evidence for late Paleoproterozoic extension and subsequent high-pressure metamorphism in the North China Craton: *Precambrian research*, v. 146, pp. 45–67.
- Li, J.H. and Qian, X.L., 1991, A study of Longquanguan shear zone in northern part of the Taihangshan, Shanxi Geology, v. 6, pp. 17–29.
- Li, J., Wang, K., Wang, Q., Liu, X. and Zhao, Z., 1990, Early Proterozoic collision orogenic belt in Wutaishan area, China, *Scientia geol. Sinica*, v. 1, pp. 1–11.
- Li, J.H., Kusky, T.M. and Huang, X., 2002, Archean podiform chromitites and mantle tectonites in ophiolitic mélange, North China craton: a record of early oceanic mantle processes, *GSA Today*, v. 12, pp. 4–11.
- Liu, D.Y., Nutman, A.P., Compston, W. and Sen, Q.H., 1992, Remnants of >3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton, *Geology*, v. 20, pp. 339–342.
- Liu, S., Pan, Y., Li, J., Li, Q. and Zhang, J., 2002, Geological and isotopic geochemical constraints on the evolution of the Fuping Complex, North China Craton, *Precambrian Res.* v. 117, pp. 41–56.
- Liu, S., Pan, Y., Xie, Q., Zhang, J., Li, Q. and Yang, B., 2005, Geochemistry of the Paleoproterozoic Nanyang granitic gneisses in the Fuping Complex: implications for the tectonic evolution of the Central Zone, North China Craton, *J. Asian Earth Sci.*, v. 24, pp. 643–658.
- Liu, S., Zhao, G., Wilde, S., Shu, G., Sun, M., Li, Q., Tian, W. and Zhang, J., 2006, Th-U-Pb monazite geochronology of the Lüliang and Wutai Complexes: constraints on the tectonothermal evolution of the Trans-North China orogen: *Precambrian Research*, v. 148, pp. 205–224.
- Lu, X.P., Wu F.Y., Guo, J.H., Wilde, S. A., Yang, J.H., Liu X.M. and Zhang, OX., 2006, Zircon U-Pb geochronological constraints on the Paleoproterozoic crustal evolution of the Eastern block in the North China Craton: *Precambrian Research*, v.146, pp. 138–164.
- Ludwig, K.R., 2000, *Isoplot/Ex, Version 2.4. A geochronological tool kit for Microsoft Excel*, Berkeley Geochronological Centre Spec. Publications, Berkeley, 56 pp.
- Ma, X.Y., Bai, J., Suo, S.T., Lao, Q.Y. and Zhang, J.S., 1987, The Precambrian tectonic framework and the research method in China: *Geol. Pub. House, Beijing*.
- Maxeiner, R.O., Corrigan, D., Harper, C.T., MacDougall, D.G. and Ansdell, K., 2005, Paleoproterozoic arc and ophiolitic rocks on the northwest-margin of the Trans-Hudson orogen, Saskatchewan, Canada : their contribution to a revised tectonic framework for the orogen, *Precambrian Res.* v. 136, pp. 67–106.
- Möller, A., Appel, P., Mezger, K. and Schenk, V., 1995, Evidence for a 2Ga subduction zone : eclogite in the Usagaran belt of Tanzania, *Geology*, v. 23, pp. 1076–1070.
- O'Brien, P., Walte, N. and Li, J., 2005, The petrology of two distinct granulite types in the Hengshan Mts, China and tectonic implications. *J. Asia Earth Sciences*, v. 24, pp. 615–627.
- Parrish, R.R., 1990, U-Pb dating of monazite and its application to geological problems: *Can. J. Earth Sci.*, v. 27, pp. 1431–1450.
- Polat, A., Kusky, T., Li, J., Fryer, B., Kerrich, R. and Patrick, K., 2005, Geochemistry of Neoproterozoic (ca. 2.55–2.5 Ga) volcanic and ophiolitic rocks in the Wutaishan greenstone Belt, central orogenic belt, North China craton: implications for geodynamic setting and continental growth, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 117, pp. 1387–1399.
- Pommier, A., Cocherie, A. and Legendre, O., *EPMA Dating User's manual: Age calculation from electron probe microanalyser measurements of U-Th-Pb*. BRGM, Orléans, France 2002, 9 pp.
- SBGMR (Shanxi Bureau of Geology and Mineral Resources), 1989, *Regional Geology of Shanxi Province*, Geological Publishing House, Beijing, 780 pp.
- Smithies, R.H., Van Kranendonk, M.J. and Champion, D.C., 2007, The Mesoproterozoic emergence of modern-style subduction: *Gondwana Research*, v. 11, pp. 50–68.
- Tian, Y.Q., *Geology and mineralization of the Wutai-Hengshan greenstone belt: Shanxi*, Science and Technology Press, Taiyuan, 1991, 137–152.
- Trap, P., Faure, M., Lin, W. and Monié, P., Late Paleoproterozoic (1900–1800 Ma) nappe stacking and polyphase deformation in the Hengshan-Wutaishan area: Implication for the understanding of the Trans-North China Belt, North China Craton, *Precambrian Research*, in press.
- Vavra, G., Schmid, R. and Gebauer, D., Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps): *Contrib. Mineral. Petrol.* v.134, pp. 380–404.
- Wan, Y., Geng, Y., Shen, Q. and Zhang, R., 2000, Khondalite series-geochronology and geochemistry of the Jiekou Group in Lüliang area, Shanxi province, *Acta Petrologica Sinica*, v.16, pp. 49–58.
- Wang, H. and Mo, X., 1995, An outline of the tectonic evolution of China: *Episodes*, v. 18, 6–16.
- Wang, K., Li, J., Hao, J., Li, J. and Zhou, S., 1996, The Wutaishan orogenic belt within the Shanxi Province, northern China: a record of late Archean collision tectonics, *Precambrian Res.* V. 78, pp. 95–103.
- Wang, Z., Wilde, S., Wang, K. and Yu, L., 2004, A MORB-arc basalt-adakite association in the 2.5 Ga Wutai greenstone belt: late Archean magmatism and crustal growth in the North China Craton, *Precambrian Res.*, v. 131, pp. 323–343.
- Wang, Y., Fan, W., Zhang, H. and Peng, T., 2006, Early Cretaceous gabbroic rocks from the Taihang Mountains: implications for a paleosubduction-related lithospheric mantle beneath the central North China Craton: *Lithos*, v. 86, pp. 281–302.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L. and Meier, M., 1995, Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses, *Geostandards Newsletter*, v. 19, pp. 1–23.
- Wilde, S., Cawood, P., Wang, K.Y., Nemchin, A. and Zhao, G., 2004a, Determining Precambrian crustal evolution in China: a case-study from Wutaishan, Shanxi Province, demonstrating the application of precise SHRIMP U-Pb geochronology, in: Malpas, J., Fletcher, C., Ali, J. and Aitchison, J. eds, *Aspects of the Tectonic Evolution of China*, *Geol. Soc. London, Special Pub.* v. 226, pp. 5–25.
- Wilde, S., Zhao, G., Wang, K. and Sun, M., 2004b, First SHRIMP zircon U-Pb ages for Hutuo Group in Wutaishan: further evidence for Paleoproterozoic amalgamation of North China Craton, *Chinese Sci. Bull.* v.49, pp. 83–90.
- Wilde, S., Cawood, P., Wang, K.Y. and Nemchin, A., 2005, Granitoid evolution in the Late Archean Wutai Complex, North China Craton. *J. Asia Earth Sciences*, v. 24, pp. 597–613.
- Williams, I.S. and Claesson, S., 1987, Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides; 2, Ion microprobe zircon U-Th-Pb: *Contrib. Mineral. Petrol.* v. 97, pp. 205–217.
- Williams, M.L. and Jercinovic, M. J., 2002, Microprobe monazite geochronology: putting absolute time into microstructural analysis: *J. Struct. Geol.*, v. 24, pp. 1013–1028.
- Wu, C.H. and Zhong, C.T., 1998, The Paleoproterozoic SW-NE collision model for the central North China Craton, *Progress in Precambrian Res.*, v. 21, pp. 28–50.
- Xia, X., Sun, M., Zhao, G. and Luo, Y., 2006, LA-ICP-MS U-Pb geochronology of detrital zircons from the Jining Complex, North China Craton and its tectonic significance: *Precambrian Research*, v. 144, pp. 199–212.
- Yang, Z., Cheng, Y. and Wang H., 1986, *The Geology of China*, Clarendon Press, Oxford, 303pp.
- Yu, J., Wang, D.Z., Wang, C.R. and Li, H.M., 1997, Ages of the Lüliang Group and its metamorphism in Mts Lüliang Region, Shanxi province: evidence from single grain zircon U-Pb dating: *Chin. J. Geochem.*, v. 16, 170–177.
- Yu, J., Wang, D., Wang, C., Wang, L., 2004, Paleoproterozoic granitic magmatism and metamorphism in Middle part of Lüliang range, Shanxi Province, *Geol. J. China Universities* v. 10, pp. 500–512.
- Zhai, M., Guo, J. and Liu, W., 2005, Neoproterozoic to Paleoproterozoic continental evolution and tectonic history of the North China Craton : a review. *J. Asia Earth Sciences*, v. 24, pp. 547–561.
- Zhang, Q., Dong, Y., Yuan, H. and Xu, C., 1998, Sm-Nd age of the uppermost strata of the Wutai group, Lüliang Mt area and the specific feature of the mantle at the magmatic source region, *J. Chengdu College of Geology*, v. 15, pp. 76–85.
- Zhang, J., Zhao, G., Sun, M., Wilde, S., Li, S. and Liu, S., 2006, High-pressure granulites in the Trans-North China Orogen: Tectonic significance and age: *Gondwana Research*, v. 9, pp. 349–362.

- Zhao, G., Cawood, P., Wilde, S., Sun, M. and Lu, L., 2000, Metamorphism of basement rocks in the Central Zone of the North China Craton: implications for Paleoproterozoic tectonic evolution, *Precambrian Res.*, v. 103, pp. 55–88.
- Zhao, G., Wilde, S., Cawood, P. and Sun, M., 2001, Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution. *Precambrian Res.*, v. 107, pp. 45–73.
- Zhao, G., Wilde, S., Cawood, P. and Sun, M., 2002, SHRIMP U-PB zircon ages of the Fuping complex: implications for Late Archean to Paleoproterozoic accretion and assembly of the North China Craton. *Am. J. Science*, v. 302, pp. 191–226.
- Zhao, G., Sun, M., Wilde, S., and Guo, J., 2004, Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the Trans-North China Orogen: insights from synthesis of existing data from the Hengshan-Wutai-Fuping belt in: Malpas, J., Fletcher, C., Ali, J. and Aitchison, J. eds, *Aspects of the Tectonic Evolution of China*, Geol. Soc. London, Special Pub. v. 226, pp. 27–55.
- Zhao, G., Sun, M., Wilde, S. and Li, S., 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited, *Precambrian Res.*, v. 136, pp. 177–202.
- Zhu, X.K. and O'Nions, R.K., 1999, Zonation of monazite in metamorphic rocks and its implications for high temperature thermochronology: a case study from the Lewisian terrain: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 171, 209–220.

Michel Faure is professor of structural geology and tectonics in Orléans University. His scientific work is dedicated to the geodynamic evolution of mountain belts. More particularly, he investigates the tectonic setting of metamorphic and magmatic roots of orogens from lithospheric convergence to collision, exhumation of High Pressure and Ultra-High Pressure tectonic units and crustal melting. His Ph. D. degree, obtained in 1985 in Orléans University, is dealing with tectonics of SW Japan. Then he worked in several places of Eastern Asia, from Russia to the Philippines, but mainly in China. He is also interested in tectonics, magmatism and ore deposits of the Paleozoic Variscan Belt of Western Europe.



Pierre Trap is finishing his Ph. Degree at the Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), in Orléans University, France. He is a young geologist with a particular interest in applying structural analysis, thermobarometry of metamorphic rocks and geochronological methods to the understanding tectonic problems. Currently, its main investigation concerns the Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton and in particular the study of the Trans-North China Orogeny.



Wei Lin is Associate Professor of structural geology at the Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences. He obtained his Ph. degree in Orleans University (France). He studied the structural geology and tectonics of Eastern China. In recent years, his research interest focuses on the structural analysis, tectonic evolution and geodynamics of the Paleoproterozoic belts in the North China Craton, the HP and UHP orogenic belt of Central China and the Mesozoic to Cenozoic lithosphere thinning in the North China Craton.



Conclusion et Perspectives

Conclusion et Perspectives

Comme toute les chaînes modernes, la "Trans-North China Belt" est le résultat de la fermeture de domaines océaniques, de la collision de blocs continentaux puis d'une déformation intralithosphérique qui s'est propagée à partir des zones internes jusqu'aux zones d'avant-pays. Les structures développées sont des nappes mises en place grâce au jeu de chevauchements ductiles majeurs, à faible pendage, caractérisant une tectonique tangentielle. Les nappes sont charriées, vers le SE, sur un para-autochtone caractérisé, entre autre, par une structure en "dôme-et-bassin". Cette dernière, met en évidence des mouvements verticaux qui témoignent d'une rhéologie différente due en partie à un gradient géothermique plus élevé et un à magmatisme plus important.

L'ouverture à 2.1 Ga de deux bassins océaniques, l'océan de Lüliang et l'océan de Taihangshan, pourrait être associée au fonctionnement d'un panache mantellique. Ces deux océans se referment vers 1880 Ma lors de la collision continentale entre les blocs de l'Ouest, du Fuping et de l'Est.

Afin de confirmer une telle évolution géodynamique, il sera nécessaire de poursuivre l'étude d'autres segments de la "Trans-North China Belt" et du Craton de Chine du Nord, en particulier, des domaines septentrionaux où les granulites de haute pression affleurent. Il faudra continuer l'étude structurale, métamorphique et géochronologique détaillée des massifs de Lüliangshan, Hengshan, Wutaishan, Fuping et Zanhuang. Entre autres, d'avantage de travaux de pétrologie métamorphique sont nécessaires afin de préciser les trajets P-T-t des différentes unités. Les cibles primordiales sont l'unité "LGMU", dans le massif de Wutaishan mais aussi et surtout dans le massif du Lüliangshan où les roches de cette unité ont enregistré deux événements métamorphiques. L'étude de l'évolution métamorphique de la ceinture de Taihangshan dans le massif du Zanhuang est aussi une priorité.

Afin de confirmer le mode d'exhumation des roches de haute pression vers 1850 Ma, il faudrait préciser le jeu des contacts au sud et au nord de cette unité. On devrait notamment retrouver une faille normale au nord de l'unité de haute pression comme le prédit le modèle de Chemenda (1995).

Nos travaux soulèvent évidemment beaucoup de questions auxquelles des études futures devraient répondre. Une fois la "Trans-North China Belt" comprise, et en raison de l'excellente qualité de ses affleurements, elle constituera avec certitude un laboratoire naturel privilégié pour étudier les processus liés à la déformation de la croûte profonde et à la géodynamique au Paléoproterozoïque.

Références bibliographiques

- Agard, P., Lemoine, M., 2003. Visages des Alpes, structure et évolution géodynamique. Commission de la Carte Géologique du Monde, Paris, p 49.
- Albarède, F., Michard A., Cuney, M., 1985. Les chronomètres uranium–thorium–plomb. Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels. 123-173. Masson.
- Aftalion, M., Bibikova, E.V., Bowes, E.R., Hopgood, A.M., Perchuk, L.L., 1991. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss charnokite-granite complex, Lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study. *J. of Geol.* 99, 851-861.
- Ames L., Zhou G., Xiong, B., 1996. Geochronology and isotopic character of ultrahigh-pressure metamorphism with implications for collision of the Sino-Korean and Yangtse cratons, Central China. *Tectonics*, 15, p.472-489
- An, M.J., Shi, Y.L., 2006. Lithospheric thickness of the Chinese continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 159, 257-266.
- Anhaeusser, C.R., Mason, R., Viljoen, R.P., 1969. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, 2175-2200.
- Amato, J.M., Wright, J.E., Gans, P.B., Miller, E.L., 1994. Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska. *Tectonics*, 13, p.515-527
- Armstrong, R.L., 1981. The persistent myth of crustal growth. *Austr. J. Earth. Sci.* 38, 613-630.
- Arndt, N.T., Nisbet, E.G., 1982. Komatiites. Georges Allen and Unwin, London, p 526.
- Artemieva, I.M., Mooney, W.D., 2001. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: a global study. *J. Geophys. Res.* 106, 16387-16414.
- Ashworth, J.R., 1985. Introduction. In: Ashworth, J.R. (Editor), *Migmatites*. Black and Glasgow, 1-35.
- Augier, R., Agard, P., Jolivet, L., Monié, P., Robin, C., Booth-Rea, G., 2005. P-T-D-t retrograde evolution of the Nevado-Filabride complex (SE Spain): New insights from in-situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and metamorphic petrology. *Journal of Metamorphic Geology* 23, 357-381.
- Bai, J., 1986. The Precambrian crustal evolution of the Wutaishan area. In: Bai, J. (Eds.), *The Early Precambrian Geology of Wutaishan*. Tianjin Science and Technology Press, Tianjin, pp. 376-383 (in Chinese).
- Bai, J., Wang, R.Z., Guo, J.J., 1992. The major geologic events of Early Precambrian and their dating in Wutaishan Region. Geological Publishing House, Beijing.
- Bai, J., 1993. The Precambrian Geology and Pb-Zn Mineralization in the Northern Margin of North China Platform. Geological Publishing House, Beijing.
- Bai, J., Dai, F.Y., 1998. Archean crust of China. In: Ma, X. Y., Bai, J. (Eds), *Precambrian crust evolution of China*, Beijing, Springer-Geological Publishing House, pp. 15-86.
- Baldwin, J.A., Bowring, S.A., Williams, M.L., 2003. Petrological and geochronological constraints on high pressure, high temperature metamorphism in the Snowbird tectonic zone, Canada. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 81-98.
- Barbey, P., Convert, J., Moreau, B., Capdevila, R., Hameurt, J., 1984. Petrogenesis and evolution of an early Proterozoic collisional orogenic belt: the Granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia). *Bull. Geol. Soc. Finland* 56, 161-188.
- Barbey, P., Raith, M., 1990. The granulite belt of Lapland. In: Vielzeuf, D., Vidal, P., (Ed.), *Granulite and crustal evolution*, Kluwer Academic, pp. 111-132.
- Barbey, P., Oberli, F., Burg, J.-P., Nachit, H., Pons, J., Meir, M., 2004. The Palaeoproterozoic in western Anti-Atlas (Morocco): a clarification. *Journal of African Earth Sciences* 39, 239-245.
- Barrier, L., 2003. Interactions déformation-sédimentation dans les systèmes compressif supracrustaux. Exemples naturels et modélisation analogique. *Mém. Géosciences Rennes, Université de Rennes* 1, p 219.
- Bé Mezème, E., 2005. Contribution de la géochronologie U-Th-Pb sur monazite à la compréhension de la fusion crustale dans la chaîne Varisque française et implication géodynamique. Thèse de l'Université d'Orléans, Orléans, 248 p.

- Bé Mezème, E., Cocherie, A., Faure, M., Legendre, O., Rossi, P., 2006. Electron microprobe monazite geochronology of magmatic events: examples from Variscan migmatites and granitoids, massif central, France. *Lithos* 87, 276–288.
- Berman, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist* 29, 833–855.
- Bickle, M.J., 1986. Global thermal histories. *Nature* 319, 13–14.
- Bingen, B., Demaiffe, D., Hertogen, J., 1996. Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: the role of apatite and monazite in orthogneisses from south-western Norway. *Geochim Cosmochim Acta* 60, 1341–1354.
- Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J., Foudoulis C., 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chemical Geology* 200, 155–170.
- Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Davis D. W., Aleinikoff J. N., Valley J. W., Mundil R., Campbell I. H., Korsch R. J., Williams I. S., Foudoulis C., 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS, and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology* 205, 115–140.
- Blewett, R.S., 2002. Archaean tectonic processes: a case for horizontal shortening in the North Pilbara Granite-Greenstone Terrane, Western Australia. *Precambrian Research* 113, 87–120.
- Braitenberg, C., Wang, Y., Fang, J., Hsu, H.T., 2003. Spatial variations of flexure parameters over the Tibet–Quinghai plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.* 205, 211–224.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nedelec, A., Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology* 20, 35–38.
- Bouhallier, H., Choukroune, P., Ballèvre, M., 1993. Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the Archaean Dharwar craton: the Holenarsipur area, southern India. *Precambrian Research* 63, 43–58.
- Bouhallier, H., 1995. Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). *Mém. Geosciences Rennes, Université de Rennes 1*, n° 60 p. 277.
- Bouhallier, H., Chardon, D., Choukroune, P., 1995. Strain patterns in Archaean dome and basin structures: the Dharwar craton (Karnakata, South India). *Earth Planetary Science Letters* 135, 57–75.
- Bosse V. et al., 2002. Ductile thrusting recorded by the garnet isograd from blueschist-facies metapelites of the Ile de Groix, Armorican Massif, France. *Journal of Petrology* 43, 485–510.
- Bowie, S. H. U., Horne, J. E. T., 1953. Cheralite, a new mineral of the monazite group. *Mineral Mag.* 30, 93–99.
- Brown, M., 1973. Definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proc. Geol. Assoc.* 84, 371–382.
- Brown, M., Rushmer, T., 1997. The role of deformation in the movement of granitic melt: views from the laboratory and the field. In: Holmes, M.B. (Ed.), *Deformation-Enhanced Fluid Transport in the Earth Crust and mantle*. The Mineralogical Society Series 8. Chapman and Hall, pp. 111–144.
- Bruguier, O., Télouk, P., Cocherie, A., Fouillac, A.M., Albarède, F., 2001. Evaluation of Pb–Pb and U–Pb laser ablation ICP-MS zircon dating using matrix-matched calibration samples with a frequency quadrupled (266 nm) Nd-YAG laser. *Geostandards Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis* 25, 361–373.
- Brun, J.P., Pons, J., 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crustal undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, southern Spain. *Journal of Structural Geology* 3, 219–229.
- Brun, J.P., van den Driessche, J., 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bulletin de la Société Géologique de France* 165, 519–530.
- Buick, I.S., Holland, T.J.B., 1989. The P–T–t path associated with crustal extension, Naxos, Cyclades, Greece. In: Daly, J.S. (Ed.), *Evolution of Metamorphic Belts*. Geological Society of Special Publication, pp. 365–369.
- Burg, J.P., Guiraud, M., Chen, G.M., Li, G.C., 1984. Himalayan metamorphism and deformations in the north Himalayan belt (southern Tibet, China). *Earth and Planetary Science Letters*, 69, p.391–400.

- Burg, J. P., 1991. Syn-migmatization way-up criteria. *Journal of Structural Geology* 13, 617–623.
- Burg, J.P., Vanderhaeghe, O., 1993. Structures and way-up criteria in migmatites, with application to the Velay dome (French Massif Central). *Journal of Structural Geology* 15, 1293-1301.
- Burov, E.B., Poliakov, A.N.B., 2001. Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution: verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model, *J. Geophys. Res. B* 106, 16426-16481.
- Burov, E., Jolivet, L., Le Pourhiet, L., Poliakov, A., 2001. A thermomechanical model of exhumation of high pressure (HP) and ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks in Alpine-type collision belts. *Tectonophysics* 342, 113-136.
- Cabella, R., Lucchetti, G., Marescotti, P., 2001. Authigenic monazite and xenotime from pelitic metacherts in pumpellyite–actinolite facies conditions, Sestri-Voltaggio zone, Central Liguria, Italy. *Can. Mineral.* 39, 717–727.
- Caby, R., Delor, C., Agoh, O., 2000. Lithologie, structure et métamorphisme des formations birimiennes dans la région d’Odienné (Côte d’Ivoire) : rôle majeur du diapirisme des plutons et des décrochements en bordure du craton de Man.
- Cagnard, F., 2005. Compression des lithosphères continentales "chaudes". Application à la tectonique précambrienne. Thèse de l’Université de Rennes I, Rennes, 339 p.
- Cagnard, F., Brun, J.P., Gapais, D., 2006a. Modes of thickening of analogue weak lithospheres. *Tectonophysics* 421, 145-160.
- Cagnard, F., Durrieu, N., Gapais, D., Brun, J.P., Elhers, C., 2006b. Combinations of crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular references to Precambrian times. *Terra Nova* 18, 72-78.
- Cagnard, F., Gapais, D., Barbey, P., 2007. Collision tectonics involving juvenile crust: The example of the southern Finnish Svecofennides. *Precambrian Research* 154, 125-141
- Campbell, I. H., Griffiths, R.W., Hill, R.I., 1989. Melting in an Archean mantle plume: head it’s basalts, tail it’s komatiites. *Nature*, 339, p.697-699
- Calvert, A.J., Sawyer, E.W., Davis, W.J., Ludden, J.N., 1995. Archean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province: *Nature* 375, 670–673.
- Carreras, J., Druguet, E., Giera, A., 2005. Shear zone-related folds. *Journal of Structural Geology* 27, 1229–1251.
- Cawood, P.A., Wilde, S.A., Wang, K., Nemchin, A.A., 1998. Application of integrated field mapping and SHRIMP U/Pb geochronology to subdivision of the Precambrian in China: constraints from the Wutaishan. Abstract-vol., ICOG-9, Beijing 1998. *Chinese Science Bulletin* 43, 17.
- Cawood, P.A., Kröner, A., Pisarevsky, S., 2006. Precambrian plate tectonics: criteria and evidence. *Journal of the Geological Society of America* 16, 4-11.
- Chang, X.Y., Chen, Y.D., Zhu, B.Q., 1999. U-Pb zircon isotope age of metabasites from Hengshan grey gneiss. *Acta Mineral. Sin.* 19, 263–266 (in Chinese with English abstract).
- Chardon, D., Choukroune, P., Jayananda, M., 1996. Strain patterns, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in South India. *Journal of Structural Geology* 18, 991-1004.
- Chardon, D., 1997. Les déformations continentales archéennes. Exemples naturels et modélisation thermomécanique. *Mém. Géosciences Rennes, Université de Rennes 1*, p257.
- Chardon, D., Choukroune, P., Jayananda, M., 1998. Sinking of the Dharwar Basin (South India): implications for Archean tectonics. *Precambrian Research* 91, 15-39.
- Charreau, J., 2005. Evolution tectonique du Tianshan au Cénozoïque liée à la collision Inde-Asie. Apports de la magnétostratigraphie et de la géochronologie isotopique U-Th/He. Thèse de l’Université d’Orléans, Orléans, 279 p.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M., Malavieille, J., Bokun, A.N., 1995. A mechanism for syn-collision rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 132, 225-232.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M., Bokun, A.N., 1996. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 143, 173-182.
- Chen, N.S., Wang, R.J., Shan, W.Y., Zhong, Z.Q., 1994. Isobaric cooling P–T–t path of the western section of the Miyun Complex and its tectonic implications. *Sci. Geol. Sin.* 29, 354–364 (in Chinese with English abstract).

- Cheng, Y.C., Chung, F.T., Su, Y.J., 1973. The Pre-Sinian of Northern and North-eastern China. *Acta Geol. Sin.* 1, 72-81 (in Chinese).
- Cheng, Y.Q., Wan, Y.S., Gao, J.F., Ma, R., 2001. Petrographic characteristics of three anatectically transformed metamorphic rock types of the Fuping group - Complex of the Xiaojue Region, Pingshan, Hebei. *Geological Review* 47, 1-8 (in Chinese with English abstract).
- Cheng, L.Z., Mareschal, J., Jaupart, C., Rolandone, F., Gariépy, C., Radigon, M., 2002. Simultaneous inversion of gravity and heat flow data: constraints on thermal regime, rheology and evolution of the Canadian Shield crust. *J. Geodyn.* 34, 11-30.
- Chopin, C., 1984. Coesite and pure pyrope in high grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contributions of Mineralogy and Petrology* 86, 107-118.
- Choukroune, P., Auvray, B., Jahn, B.M., Chen, T., Geng, Y., Liu, D., 1993. Coupe structurale de la croûte Archéenne en Hebei (Craton sino-coréen, Chine du nord). *C. R. Acad. Sci. Paris* 316, 669-675.
- Choukroune, P., 1995. Déformations et déplacements dans la croûte terrestre, Masson, p 226.
- Choukroune, P., Bouhallier, H., Arndt, N.T., 1995. Soft lithosphere during periods of Archaean crustal growth or crustal reworking. In: Coward, M.P. and Ries, A. (Eds.), *Early Precambrian Processes*. *Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 95, 67-86.
- Choukroune, P., Ludden, J.N., Chardon, D., Calvert, A.J., Bouhallier, H., 1997. Archaean crustal growth and tectonic processes: a comparison of the Superior province, Canada and the Dharwar Craton, India. In: Burg, J.P., Ford, M. (Eds.), *Orogeny through time*. *Geol. Soc. London. Spe. Pub.* 121, pp. 63-98.
- Cocherie, A., Legendre, O., 2007. Potential minerals for determining U-Th-Pb chemical age using electron microprobe. *Lithos* 93, 288-309.
- Cocherie, A., Legendre, O., Peucat, J.J., 1998. Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination: implications for lead behaviour in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 2475-2497.
- Cocherie, A., Albarede, F., 2001. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 4509-4522.
- Cocherie, A., Be Mezeme, E., Legendre, O., Fanning, M.C., Faure, M., Rossi, P., 2005. Electron microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazites. *Am. Mineral.* 90, 607-618.
- Collins, W.J., van Kranendonk, M.J., Teyssier, C., 1998. Partial convective overturn of Archaean crust in the east Pilbara Craton, Western Australia: driving mechanisms and tectonic implications. *Journal of Structural Geology* 20, 1405-1424.
- Collins, A.S., Reddy, S.M., Buchan, C., Mruma, A., 2004. Temporal constraints on Palaeoproterozoic eclogite formation and exhumation (Usagaran Orogen, Tanzania). *Earth and Planetary Science Letters* 224, 175- 192.
- Condie, K.C., Boryta, M.D., Liu, J., 1992. The origin of khondalites: geochemical evidence from the Archean to early Proterozoic granulite belt in the North China craton. *Precambrian Research* 59, 207-223.
- Condie, K.C., 1994. *Archean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam, p 528.
- Condie, K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth Planetary Science Letters* 163, 1-4, 97-108.
- Cui, W.Y., Wang, C.Q., Wang, S.G., 1991. Geochemistry and metamorphic P-T-t path of the Jianping Complex in the Western Liaoning Province. *Acta Petrol. Sin.* 7, 13-26 (in Chinese with English abstract).
- Copeland P., Parrish R. R., Harrison T. M., 1988. Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U-Pb systematics. *Nature* 333, 760-763.
- Corrigan, D., Rivers, T., Dunning, G., 2000. U-Pb constraints for the plutonic and tectonometamorphic evolution of Lake Melville terrane, Labrador and implications for basement reworking in the northeastern Grenville Province. *Precambrian Research* 99, 65-90.
- Crowley, J. L., Ghent, E. D., 1999. An electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite: the role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallization. *Chemical Geology* 157, 285-302.

- D'Acremont, E., Leroy, S., Burov, E.E., 2003. Numerical modelling of a mantle plume: the plume head-lithosphere interaction in the formation of an oceanic large igneous province. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 379-396.
- Dalrymple, G. B., 1989. The GLM continuous laser system for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: description and performance characteristics. In: Shanks W.C., Criss, R., (Eds.), *New Frontiers in Stable Isotope Research USGS Bull.* 1890, pp.89-96.
- Davies, G.F., 1979. Thickness and thermal history of continental crust and root zones. *Earth and Planetary Science Letters* 44, 231-238.
- Davies, G.A., Coney, P.J., 1979. Geological development of metamorphic core complexes. *Geology* 7, 120-124.
- Davy, P., 1986. Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. *Mém. Géosciences Rennes, Université de Rennes 1*, p 233.
- Davy, P., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layers model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1-25.
- Debelmas, J., Mascle, G., 2000. *Les grandes structures géologiques*. Dunod Eds., p312.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Melnikov, A., Ermikov, V., 1995. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part I. Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution. *Tectonophysics* 252, 61-101.
- Dewey, J.F., Horsfield, B., 1970. Plate tectonics, orogeny and continental growth. *Nature* 225, 521-525.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., Sengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone. In: Coward, P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*, 19. Geological Society of London Special Publication, pp. 3-36.
- De Wolf, C.P., Belshaw, N., O'Nions, R.K., 1993. A metamorphic history from micron-scale $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ chronometry of Archean monazite. *Earth and Planetary Science Letters* 120, 207-220.
- Dirks, P. H. G. M., Zhang, J. S., Passchier, C. W., 1997. Exhumation of high-pressure granulites and the role of lower crustal advection in the North China Craton near Datong. *Journal of Structural Geology* 19, 1343-1358.
- Donnot, M., Guigues, J., Lulzac, Y., Magnien, A., Parfenoff, A., Picot, P., 1973. Un nouveau type de gisement d'euporium: la monazite grise à europium en nodules dans les schistes paléozoïques de Bretagne. *Mineralium Deposita* 8, 7-18.
- Duguet, M., Le Breton, N., Faure, M., 2007. P-T paths reconstruction of a collisional event: the example of the Thiviers-Payzac Unit in the Variscan French Massif Central. *Lithos*
- Drury, S.A., Harris, N.B., Holt, R.W., Reeves-Smith, G.J., Wightman, R.T., 1984. Precambrian tectonics and crustal evolution in South India. *Journal of Geology* 92, 3-20.
- England, P., Bickle, M., 1984. Continental thermal and tectonic regimes during the Archaean. *Journal of Geology* 92, 353-367.
- England, P.C., Houseman, G.A, 1989. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan plateau. *J. Geophys. Res.* 94, 17561-17579.
- Enkin, R., Yang, Z.Y., Chen, Y., Courtillot, V., 1992. Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the Major blocks of China from the Permian to the Present. *J. Geophys. Research* 97, 13953-13989.
- Faryad, S.W., 1999. Metamorphic evolution of the Precambrian South Badakhshan block, based on mineral reactions in metapelites and metabasites associated with whiteschists from Sare Sang (Western Hindu Kush Afghanistan). *Precambrian Research* 98, 223-241.
- Faure, M., Lin, W., Sun, Y., 1998. Doming in the southern foreland of the Dabieshan (Yangtse block, China). *Terra Nova* 10, 307-311.
- Faure, M., Lin, W., Monié, P., Bruguier, O., 2004. Palaeoproterozoic arc magmatism and collision in Liaodong Peninsula (north-east China). *Terra Nova* , 1-6.
- Faure, M., Be Mézème, E., Duguet, M., Cartier, C., Talbot, J.-Y., 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricaïn. In: Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D., Rosenbaum, G. (Eds.), *The Southern Variscan belt*. *Journal of the Virtual Explorer* 19, Paper 5.

- 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.
- Felix, M., Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., 2007. A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes* 27, 83-100.
- Fernando, F., Alkmim, F.F., Stephen, M., 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research* 90, 29-58.
- Ferry, J.M., Spear, F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 113-117.
- Ferry J.M., 2000. Patterns of mineral occurrence in metamorphic rocks. *American Mineralogist* 85, 1573-1588.
- Finger, F., Krenn, E., Riegler, G., Romano, S., Zulauf, G., 2002. Resolving Cambrian, Carboniferous, Permian and Alpine monazite generations in the polymetamorphic basement of eastern Crete (Greece) by means of the electron microprobe. *Terra Nova* 14, 233-240.
- Fitzsimons, I.C.W., Kinny, P.D., Wetherley, S., Hollingsworth, D.A., 2005. Bulk chemical control on metamorphic monazite growth in pelitic schists and implications for U-Pb age data. *J. Metamorph. Geol.* 23, 261-277.
- Flinn, 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quart. Jour. Geol., London* 118, pp. 385-433.
- Flower, M.F.J., Tamaki, K., Hoang, N., 1998. Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in east Asia and the western Pacific. In: Flower, M., Ching, S.L., Lo, C.H., Lee, T.Y. (Eds.), *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. AGU Geodynamics Series, vol. 27, pp. 67-88.
- Förster, H.J., 1998. The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals from peraluminous granites of the erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany. I. The monazite-(Ce)-brabantite solid solution series. *American Mineralogist* 83, 259-272.
- Foster, G., Gibson, H.D., Parrish, R., Horstwood, M., Fraser, J., Tindle, A., 2002. Textural, chemical and isotopic insights into the nature and behaviour of metamorphic monazite. *Chem. Geol.* 191, 183-207.
- Franz, G., Andrehs, G., Rhede, D., 1996. Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. *European Journal of Mineralogy* 8, 1097-1118.
- Fyfe, W.S., 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Phil. Trans. R. Soc. London* A273, 457-461.
- Fyfe, W.S., 1978. The evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics. *Chem. Geol.* 23, 89-114.
- Gao, S., Rudnick, R.L., Carlson, R.W., McDonough, W.F., Liu, Y., 2002. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China Craton. *Earth and Planetary Science Letters* 198, 307-322.
- Gardés, E., 2006. Diffusion du plomb dans la monazite. Thèse de l'Université de Toulouse III, Toulouse, 223p.
- Gardés, E., Jaoul, O., Montel, M., Seydoux-Guillaume, A.M., Wirth, R., 2006. Pb diffusion in monazite: An experimental study of $Pb^{2+} + Th^{4+} \leftrightarrow 2Nd^{3+}$ interdiffusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 2325-2336.
- Ge, W.C., Sun, D.Y., Wu, F.Y., Lin, Q., 1994. P-T-t path and tectonic evolution of the Archaean rocks in southern Jilin Province. *Min. Petrol. Mag.* 13, 23-32 (in Chinese).
- Geng, Y.S., Wan, Y.S., Shen, Q.H., Li, H.M., Zhang, R.X., 2000. Chronological framework of the early Precambrian important events in the Lüliang area, Shanxi Province. *Acta Geologica Sinica* 74, 216-223 (in Chinese with English abstract).
- Geng, Y.S., Wan, Y.S., Yang, C.H., 2003. The Palaeoproterozoic rift-type volcanism in Lüliangshan Area, Shanxi Province and its geological significance. *Acta Geoscientica Sinica* 24, 97-104 (in Chinese with English abstract).
- Geng, Y.S., Yang, C.H., Song, B., Wang, Y.S., 2004. Post-orogenic granites with an age of 1800 Ma in Lüliang area, North China Craton: constraints from isotopic geochronology and geochemistry. *Geol. J. Chin. Univ.* 10, 477-487 (in Chinese with English abstract).

- Gloaguen, E., 2006. Apports d'une étude intégrée sur les relations entre granites et minéralisations filoniennes (Au et Sn-W) en contexte tardi orogénique (Chaîne Hercynienne, Galice centrale, Espagne). Thèse de l'Université d'Orléans, Orléans, 574p.
- Goncalves, P., 2002. Pétrologie et géochronologie des granulites de ultra-haute température de l'unité basique d'Andriamena (Centre-Nord Madagascar). Apport de la géochronologie in-situ U-Th-Pb à l'interprétation des trajets P-T. Thèse de l'Université de Clermont Ferrand, Clermont Ferrand, 320p.
- Goodwin, A.M., 1981. Archean plates and greenstone belts. In: Kroner A. (Ed), *Precambrian Plate tectonics*, Elsevier, Amsterdam, pp. 105-135.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene, *Episodes* 27, 83-100.
- Greenfield, J.E., Clarke, G.L., Bland, M., Clark, D.J., 1996. In-situ migmatite and hybrid diatexite at Mt Stafford, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 413-426.
- 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, vol. 27, pp. 107-126.
- Griffiths, R.W., Campbell, I.H., 1990. Stirring and structure in mantle plumes, *Earth and Planetary Science Letters* 99, 66-78.
- Guan, H., 2000. The Fuping Complex and its significance in early Precambrian crustal evolution of Sino-Korean Craton: Ph.D. thesis of the University of Hong Kong, 223 p.
- Guan, H., Sun, M., Wilde, S.A., Zhou, X.H., Zhai, M.G., 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Fuping Complex: implications for formation and assembly of the North China craton. *Precambrian Research* 113, 1-18.
- Ghent, E.D., 1976. Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer geothermometer. *Am. Mineral.* 61, 710-714.
- Günther, D., Heinrich, C.A., 1999. Enhanced sensitivity in LA-ICPMS using helium-argon mixture as aerosol carrier. *J. Anal. At. Spectrom.* 14, 1369-1374.
- Guo, J.H., O'Brien, P.J., Zhai, M.G., 2002. High pressure granulites in the Sanggan area, North China Craton: metamorphic evolution, P-T paths and geotectonic significance. *Journal of Metamorphic Geology* 20, 741-757.
- Guo, J.H., Sun, M., Chen, F.K., Zhai, M.G., 2005. Sm-Nd and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of high-pressure granulites in the Sanggan area North China Craton: timing of Paleoproterozoic continental collision. *J. Asian Earth Sci.* 24, 629-642.
- Hacker, B.R., Ratschbacher, L., Webb, L., McWilliams, M.O., Ireland, T., Calvert, A., Dong, S., Wenk, H.R., Chateigner, D., 2000. Exhumation of ultrahigh-pressure continental crust in east central China: Late Triassic - Early Jurassic tectonic unroofing. *Journal of Geophysical Research* 105, 13339-13364.
- Hacker, B. R., Ratschbacher, L., and Liou, J. G., 2004. Subduction, Collision, and Exhumation in the Qinling-Dabie Orogen: a Review. in John Malpas, ed., *Aspects of the Tectonic Evolution of China*. Special Paper 226, Geological Society of London, p. 157-175.
- Hajnal, Z., S. B. Lucas, D. J. White, J. Lewry, S. Bezdan, M. R. Stauer, and Thomas, M. D., 1995. Seismic reection images of strike-slip faults and linked to detachments in the Trans-Hudson Orogen. *Tectonophysics* 15, 427-439.
- Halls, H.C., Li, J.H., Davis, D., Hou, G.T., Zhang, B.X., Qian, X.L., 2000. A precisely dated Proterozoic palaeomagnetic pole from the North China Craton, and its relevance to palaeocontinental reconstruction. *Geophys. J. Int.* 143, 185-203.
- 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.
- Hamilton, W.B., 1998. Archean magmatism and deformation were not products. *Precambrian Research* 91, 143-179.
- Hammond, E.C., Nisbet, B.W., 1992. Towards a structural and tectonic framework for the central Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Geol. Dept. (Key Centre) University ext. University of Western Australia Publ* 22, pp. 39-50.
- Hao, J., Wang, K.Y., Zhou, S.P., 1995. Discussion on stratigraphic and tectonic features of "Longquanguan Group" in the south west piedmont of Wutai mountain and relevant problems. *Sci. Geol. Sin.* 30, 183-189 (in Chinese with English abstract).

- Harley, S. L., 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine* 126, 215-247.
- Harley, S.L., 1992. Proterozoic granulite terranes. In: Condie, K.C., (Ed) Proterozoic crustal evolution. Elsevier Amsterdam, pp.301-359.
- Harrison T.M., McKeegan K.D., LeFort P., 1995. Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ion microprobe dating: crystallization age and tectonic significance. *Earth and Planetary Science Letters* 133, 271-282.
- HBGMR (Henan Bureau of Geology and Mineral Resources), 1989. Regional Geology of Shanxi Province, Geological Publishing House, Beijing, 742 p.
- He, G.P., Lu, L.Z., Yie, H.W., Jin, S.Q., Yie, T.S., 1991. Metamorphic evolution of the Early Precambrian Basement of the Eastern Hebei and Southeastern Inner Mongolia Areas. Jilin University Press, Changchun, pp. 1-16 (in Chinese).
- He, J.K., Liu, M., Li, Y.X., 2003. Is the Shanxi rift of northern China extending? *Geophysical research letters* 30, 1-4.
- He, G.P., Ye, H.W., 1998. Two type of Early Proterozoic metamorphism in the eastern Liaoning to southern Jilin and their tectonic implication. *Acta Petrol. Sin.* 14, 152-162.
- Herms, P., 2002. Fluids in a 2 Ga old subduction zone-deduced from eclogite-facies rocks of the Usagaran belt, Tanzania. *European Journal of Mineralogy* 14, 361-373.
- Hibbard, M.J., 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *Journal of Geology* 95, 543-561.
- Hickman, A.H., 2004. Two contrasting granite-greenstone terranes in the Pilbara Craton, Australia: evidence for vertical and horizontal tectonic regimes prior to 2900 Ma. *Precambrian Research* 131, 153-172.
- Hoffman, P.F., 1988. United plates of America, the birth of a craton. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 16, 543-603.
- Hoffman, P.F., 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America. In Bally, A.B., Palmer, A.R. (Eds) *The geology of North America, an overview*. Geol. Soc. Am., Boulder, pp. 447-512.
- Holdaway, M.J., Murkhopadhyay, B.A., 1993. A reevaluation of the stability relations of andalusite: Thermochemical data and phase diagram for the aluminium silicates. *Am. Miner.* 78, 298-315.
- Holland, T.B.J., Powell, R., 1990. An enlarged and updated internal consistent dataset with uncertainties and correlations: the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{MnO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{C}-\text{H}_2\text{O}-\text{O}_2$. *Journal of Metamorphic Geology* 8, 89-124.
- Holland, T.B.J., Powell, R., 1998. An internally-consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 309-343.
- Hollister, L.S., 1966. Garnet zoning: an interpretation based upon the Rayleigh fractionation model. *Science* 154, 1647-1651.
- Hou, G., Liu, Y., Li, J., Qian, X., 2006a. The evidence of ~1.8 Ga extension of NCC from U-Pb SHRIMP dating of mafic dykes in Shandong Province. *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 392-401.
- Hou, G., Wang, C., Li, J., Qian, X., 2006b. The Paleoproterozoic extension and reconstruction of paleostress field of the North China Craton. *Tectonophysics* 422, 87-98.
- Hou, G., Li, J., Yang, M., Yao, W., Wang, C., Wang, Y., 2007. Geochemical constrains on the tectonic environment of the Late Paleoproterozoic mafic dyke swarms in the North China Craton. *Gondwana Research*
- Hu, N, G., 1994. Evolution of Helanshan Complex, Xi'an Atlas Press Xi'an
- Huang, J.Q., 1977. The basic outline of China tectonics. *Acta Geologica Sinica* 52, 117-135 (in Chinese).
- Huang, T.K., 1978. An outline of the tectonic characteristics of China. *Eclogae geologica Helvetica*, 71, p.611-635
- Jahn, B.M., Auvray, B., Cornichet, J., Bai, Y.D., Shen, Q.H., 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.
- Janots, E., Negro, F., Brunet, F., Goffé, B., Engi, M., Bouybaouène, M.L., 2006. Evolution of the REE mineralogy in HP-LT metapelites of the Sebtime complex, Rif, Morocco: monazite stability and geochronology. *Lithos* 87, 214-234.

- Jin, W., 1989. Geological evolution and metamorphic dynamics of early Precambrian basement rocks along the northern boundary (central section) of the North China Craton. Ph.D. Thesis of the Changchun University of Science and Technology, Changchun (in Chinese).
- Jin, W., Li, S.X., Liu, X.S., 1991. The metamorphic dynamics of early Precambrian high-grade metamorphic rocks series in Daqing-Ulashan area, Inner Mongolia. *Acta Petrol. Sin.* 7, 27-35 (in Chinese with English abstract).
- Jordan, T.H., 1988. Structure and formation of the continental lithosphere, in: M.A. Menzies, K. Cox (Eds.), *Oceanic and Continental Lithosphere; Similarities and Differences*, *J. Petrol.*, Special Lithosphere Issue, 11-37.
- Kaneko, Y., Katayama, I., Yamamoto, H., Misawa, K., Ishikawa, M., Rehman, H.U., Kausar A.B., Shiraiishi, K., 2003. Timing of Himalayan ultrahigh-pressure metamorphism, sinking rate and subduction angle of the Indian continental crust beneath Asia, *Journal of Metamorphic Geology* 21, 589-599.
- Karlstrom, K.E., Ahäll, K.I., Harlan, S.S., Williams, M.L., Lelland, J.M., Geissman, J.W., 2001. Long-lived (1.8-1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia. *Precambrian Research* 111, 5-30.
- Kent, C., Condie, K.C., Boryta, M.D., Liu, J.Z., Qian, X.L., 1992. The origin of khondalites: geochemical evidence from the Archean to Early Proterozoic granulite belt in the North China craton. *Precambrian Research* 59, 207-223.
- Khon, M.J., Malloy, M.A., 2004. Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: implications for age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 101-113.
- Kingsbury, J.A., Miller, C.F., Wooden, J.L., Harrison, T.M., 1993. Monazite paragenesis and U-Pb systematics in rocks of the eastern Mojave Desert, CA, USA: implications for thermochronometry. *Chem. Geol.* 110, 147-167.
- Kloppenburg, A., White, S.H., Zegers, T.E. 2001. Structural evolution of the Arrowsana greenstone belt and adjoining granitoid complexes, Pilbara craton, Australia, implications for Archean tectonic processes, *Precambrian Research* 112 (2001), p.107-147
- Kornprobst, J., 1994. *Métamorphisme et roches métamorphiques, signification géodynamique*. Dunod (Eds).
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277-279.
- Kröner, A., 1981. Precambrian plate tectonics. In: Kröner, A., edition *Precambrian plate tectonics*, Elsevier Amsterdam, pp. 56-90.
- Kröner, A., Layer, P.W., 1992. Crust formation and plate motion in the Early Archean. *Science* 256, 1405-1411.
- Kröner, A., Cui, W.Y., Wang, W.Y., Wang, C.Q., Nemchin, A.A., 1998. Single zircon ages from high-grade rocks of the Jianping Complex, Liaoning Province, NE China. *J. Asian Earth Sci.* 16, 519-532.
- Kröner, A., 2002. Zircon ages of the Hengshan Complex. In: Kröner, A., Zhao, G.C., Wilde, S.A., Zhai, M.G., Passchier, C.W., Sun, M., Guo, J.H., O'Brien, P.J., Walte, N. (Eds.), *A late Archean to Paleoproterozoic Lower to Upper Crustal Section in the Hengshan-Wutaishan Area of the North China*. Guidebook for Penrose Conference Field Trip. Chinese Academy of Sciences, Beijing, pp. 28-32.
- Kröner, A., Wilde, S.A., Li, J.H., Wang, K.Y., 2005a. Age and evolution of a late Archean to early Palaeoproterozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/ Fuping terrain of northern China. *J. Asian Earth Sci.* 24, 577-596.
- Kröner, A., Li, J.H., Wilde, S.A., O'Brien, P.J., Walte, N.P., Passchier, C.P., 2005b. Zircon ages and evolution of a late Archean to Paleoproterozoic lower crustal section in the Hengshan terrain of northern China. *Acta Geologica Sinica* 79, 605-629.
- Kröner, A., Wilde, S.A., Zhao, G.C., O'Brien, P.J., Sun, M., Liu, D.Y., Wan, Y.S., Liu, S.W., Guo, J.H., 2006. Zircon geochronology and metamorphic evolution of mafic dykes in the Hengshan Complex of northern China: evidence for late Palaeoproterozoic extension and subsequent high-pressure metamorphism in the North China Craton. *Precambrian Research* 146, 45-67.
- Kusky, T.M., 1993. Collapse of Archean orogens and the generation of late-to postkinematic granitoids. *Geology* 21, 925-928.

- Kusky, T.M., Li, J.H., 2003. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China craton. *J. Asian Earth Sci.* 22, 23-40.
- Kusky, T.M., Windley, B.F., Zhai, M.G., 2006. Tectonic evolution of the North China block: from orogen to craton to orogen. In: Zhai, M.G., Windley, B.F., Kusky, T.M., Meng, Q.R. (Eds.), *Mesozoic Sub-Continental Lithospheric Thinning Under Eastern Asia*. Geological Society of London Special Publication.
- Kusky, T., Li, J.H., Santosh, M., 2007. The Paleoproterozoic North Hebei Orogen: North China craton's collisional suture with the Columbia supercontinent. *Gondwana Research* 12, 4-28.
- Lee, J.S., 1939. *The geology of China*. Murby, London, p. 528
- Lefort, P., Cuney, M., Deniel, C., France-Lanord, C., Sheppard, S.M.F., Upreti, B.N., Vidal, P., 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics* 134, 39-57.
- Le Fort, P., 2006. Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. In Coward, M.P., Ries, A.C., eds *Collision tectonics* Geological Society of London, Special Publication, 19, p.159-172
- Leloup, P.H., Ricard, Y., Battaglia, J., Lacassin, R., 1999. Shear heating in continental strike-slip shear zones: model and field examples. *Geophysical Journal International* 136, 19-40.
- Li, J.H., Qian, X.L., 1991. A study of Longquanguan shear zone in the northern part of the Taihang Mountain. *Shanxi Geol.* 6, 17-29 (in Chinese).
- Li, J.H., Qian, X.L., 1994. Late Archean continental cratonization: evidence from Hengshan metamorphic terrain, North China Craton. In: *Geological Evolution of the Granulitic Belt in the North Part of North China*. Publishing House of Sismology, Beijing, p. 234.
- Li, J.H., Qian, X.L., Zhai, M.G., 1997. Tectonic division of the North China granulite facies belt and its early Precambrian tectonic evolution. *Sci. Geol. Sin.* 32, 254-266 (in Chinese with English abstract).
- Li, J.H., Qian, X.L., Huang, X.N., Liu, S.W., 2000a. The tectonic framework of the basement of North China craton and its implication for the early Precambrian cratonization. *Acta Petrol. Sin.* 16, 1-10.
- Li, J.H., Kröner, A., Qian, X.L., O'Brien, P., 2000b. The tectonic evolution of an early Precambrian high-pressure granulite belt in the North China craton. *Acta Geol. Sin.* 74, 246-256.
- Li, J.H., Niu, S.L., Chen, Z., 2004. Discovery of the deep thrusting structure in the Taihangshan area and its tectonic implications. *Advance in Natural Sciences* 14, 1118-1127.
- Li, J.H., Kusky, T.M., 2007. A Late Archaean foreland fold and thrust belt in the North China Craton: Implications for early collisional tectonics. *Gondwana Research* 12, 47-66.
- Li, Z.H., Zhai, A.M., 1984. Regional metamorphism of Palaeoproterozoic metapelitic series, Lüliang Areas. *Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources Report*, 11, 83-108.
- Li, S.Z., 1995. Paleoproterozoic tectonic framework of the eastern North China Craton. *J. Changchun Sci. Tech.* 25, 14-21 (in Chinese with English abstract).
- Li, S.Z., Han, Z.Z., Liu, Y.J., Yang, Z.S., Ma, R., 2001. Regional metamorphism of the Liaohé Group: implications for continental dynamics. *Geol. Rev.* 47, 9-18.
- Li, Z.L., 1993. Metamorphic P-T-t path of the Archaean rocks in the eastern Shandong Province and its implications. *Shandong Geol.* 9, 31-41 (in Chinese).
- Li, Z.X., 1994. Collision between the North and South China blocks: a crustal detachment model for suturing in the region east of the Tan-Lu fault. *Geology* 22, 739-742.
- Lin, W., 2000. *Etude tectonique de l'avant pays méridional de la chaîne Dabie-Qinling (Nord du bloc de Chine du Sud)*. Thèse de l'Université d'Orléans, Orléans, 180 p.
- Lister, G.S., Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 11, 65-94.
- Li, S.G., Hart, S.R., Wu, T.S., 1990. Rb-Sr and Sm-Nd isotopic dating of an early Precambrian spilite-keratophyre sequence in the Wutaishan area, North China: preliminary evidence for Nd-isotopic homogenization in the mafic and felsic lavas during low-grade metamorphism. *Precambrian Research* 47, 191-203.
- Liu, D., Page, Y., Compston, R.W., Wu, W.J., 1985. U-Pb zircon geochronology of late Archean metamorphic rocks in the Taihangshan-Wutaishan area North China. *Precambrian Research* 27, 85-109.

- Liu, M., Cui, X., Liu, F., 2004a. Cenozoic rifting and volcanism in eastern China a mantle dynamic link to the Indo-Asian collision. *Tectonophysics* 393, 29-42.
- Liu, S.W., 1996. Study on the P-T path of granulites in Fuping area, Hebei Province. *Geol. J. Univ.* 2, 75-84 (in Chinese with English abstract).
- Liu, S.W., Wang, A.J., Li, X.F., 1997. Metamorphic evolution of the late Archean Wutai collisional belt. *Geol. J. Chin. Univ.* 3, 162-170.
- Liu, S.W., 1997. Fluid-rock equilibrium system of the Fuping gneisses. *Science in China* 40, 239-245.
- Liu, S.W., Liang, H.H., 1997. Metamorphism of Al-rich gneisses from the Fuping Complex, Taihang Mountain, China. *Acta Petrologica Sinica* 13, 303-312.
- Liu, S.W., Liang, H.H., Hua, Y.G., 1999. The geology, geochemistry and petrogenesis of granites with Sill-Qz balls, Taihangshan region. *Scientia Geologica Sinica* 34, 390-396. (in Chinese with English abstract).
- Liu, S. W., Liang, H. H., Zhao, G. C., Hua, Y. G., Jian, A. H., 2000. Isotopic chronology and geological events of Precambrian complex in Taihangshan region. *Science in China* 43, 386-393.
- Liu, S.W., Pan, Y., Li, J.H., Li, G.G., Zhang, J., 2002a. Geological and isotopic geochemical constraints on the evolution of the Fuping Complex, North China Craton. *Precambrian Research* 117, 41-56.
- Liu, S.W., Li, J.H., Pan, Y.M., Zhang, J., Li, Q.G., 2002b. An Archean continental block in the Taihangshan and Hengshan regions: constraints from geochronology and geochemistry. *Prog. Nat. Sci.* 12, 568-576.
- Liu, S.W., Pan, Y.M., Xie, Q.L., Zhang, J., Li, Q.G., 2004b. Archean geodynamics in the Central Zone, North China Craton: constraints from geochemistry of two contrasting series of granitoids in the Fuping and Wutai complexes. *Precambrian Research* 130, 229-249.
- Liu, Y., Gao, S., Yuan, H., Zhou, L., Liu, X., Wang, X., Hu, Z., Wang, L., 2004c. U-Pb zircon ages and Nd, Sr and Pb isotopes of lower crustal xenoliths from North China Craton: insights on evolution of lower continental crust. *Chem. Geol.* 211, 87-109.
- Liu, S.W., Zhao, G.C., Wilde, S.A., Shu, G., Sun, M., Li, Q., Tian, W., Zhang, J., 2006. Th-U-Pb monazite geochronology of the Luliang and Wutai complexes: Constraints on the tectonothermal evolution of the Trans-North China orogen. *Precambrian Research* 148, 205-224.
- Liu, D.Y., Nutman, A.P., Compston, W., Wu, J.S., Shen, Q.H., 1992. Remnants of 3800 crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton. *Geology* 20, 339-342.
- Liu, X.S., Jin, W., Li, S.X., Xu, X.C., 1993. Two types of Precambrian high-grade metamorphism, Inner Mongolia, China. *J. Metamorph. Geol.* 11, 499-510.
- Liu, Y.G., Guo, J.H., 1993. The early Precambrian geology of northwestern Hebei Province. In: Zhao, Z.F. (Ed.), *Crustal Evolution of the Sino-Korean Platform*. Science Press, Beijing, pp. 284-330 (in Chinese with English abstract).
- Lu, L.Z., Jin, S.Q., Xu, X.T., Liu, F.L., 1992. *Petrogenesis and Mineralization of Khondalite Series in Southeastern Inner Mongolia*. Jilin Science and Technology Press, Changchun.
- Lu, L.Z., Jin, S.Q., 1993. P-T-t paths and tectonic history of an early Precambrian granulite facies terrane, Jining district, southeastern Inner Mongolia, China. *J. Metamorph. Geol.* 11, 483-498.
- Lu, L.Z., Xu, X.C., Liu, F.L., 1996. *Early Precambrian Khondalite Series in North China*. Changchun Publishing House, Changchun.
- Lucas, S.B., White, D., Hajnal, Z., Lewry, J., Green, A., Clowes, R., Zwanzig, H., Ashton, K., Schledewitz, D., Stauffer, M., Norman, A., Williams, P.F., Spence, G., 1994. Three-dimensional collisional structure of the Trans-Hudson Orogen, Canada. *Tectonophysics* 232, 161-178.
- Ludwig, K.R., 1980. Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. *Earth and Planetary Science Letters* 46, 212-220.
- Ludwig, K. R. 1998. On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 665-676.
- Ludwig, K.R., 2000. Users manual for ISOPLOT/EX, version 2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 1a, p 43.
- Ludwig, K.R., 2003. Users manual for ISOPLOT/EX, version 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, vol. 4.
- Ma, X.Y., Wu, Z.W., 1981. Early tectonic evolution of China. *Precambrian Research* 14, 185-202.

- Ma, X.Y., Bai, J., Suo, S.T., Lao, Q.Y., Zhang, J.S., 1987. The Precambrian Tectonic Framework and the Research Method in China. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Mahéo, G., Pecher, A., Guillot, S., Rolland, Y., Delacourt, C., 2004. Exhumation of Neogene gneiss dome between two oblique crustal boundaries in south Karakorum (NW Himalaya, Pakistan). Geological Society of America Special Publication 380, 141-155.
- Malloé, S. 1982. Petrogenesis of Archaean tonalites. *Geologisches Rundschau*, 71, 328-346.
- Mareschal, J. C., C. Jaupart, L. Z. Cheng, F. Rolandone, C. Gariépy, G. Bienfait, L. Guillou-Frottier, and R. Lapointe, 1999. Heat flow in the Trans-Hudson Orogen of the Canadian Shield : implications for Proterozoic continental growth, *J. Geophys. Res.*, 104, 29007-29024.
- Marmo, V., 1971. Granite Petrology and the Granite Problem. Elsevier Publishing Company. pp. 1-244.
- Marshak, S., Alkmim, F.F, 1998. Transamazonian orogeny in the southern Sao Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Palaeoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research* 90, 29-58.
- Marshak, S., 1999. Deformation style way back when: thoughts on the contrasts between Archean: Paleoproterozoic and contemporary orogens. *Journal of Structural Geology* 21, 1175-1182.
- Mattauer, M., 1986. Intracontinental subduction, crust mantle decollement and crustal stacking wedge in the Himalaya and other collision belts. *J. Geol. Soc. London* 19, 37-50.
- Mattauer, M., Matte, P., Malavielle, J., Tapponnier, P., Maluski, H., Xu, Z.Q., Zhang, Q.W., Wang, Y.M., 1991. La limite Chine du Nord-Chine du Sud au Paléozoïque et au Trias. Nouvelles données structurales et radiométriques dans le Massif du Dabieshan (Chaîne des Qinling). *C. R. Acad. Sci. Paris* 312, 1227-1233.
- Matte, P., 1986. La chaîne Varisque parmi les chaînes Paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au permo-carbonifère. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 8, 9-24.
- Maruyama, S., Liou, J.G., Terabayashi, M., 1996. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. *Int. Geol. Rev.* 38, 486-596.
- McLaren, S., Sandiford, M., Powell, R., 2005. Contrasting styles of Proterozoic crustal evolution: A hot-plate tectonic model for Australian terranes. *Geological Society of America* 33, 673-676.
- Menhert, K.R., 1968. Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. Elsevier, Amsterdam. p393.
- Menzies, M.A., Weiming, F., Zhang, M., 1993. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of N120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. *Geological Society of London Special Publication*, vol. 76, pp. 71-81.
- Menzies, M., Xu, Y.G., Zhang, H.F., Fan, W.M., 2007. Integration of geology, geophysics and geochemistry: A key to understanding the North China Craton. *Lithos* 91, 1-21.
- Mercier, J.L., Hou, M.J., Vergély, P., Wang, Y.M., 2007. Structural and stratigraphical constraints on the kinematics history of the Southern Tan-Lu Fault Zone during the Mesozoic Anhui Province, China. *Tectonophysics* 439, 33-66.
- Merle, O., 1986. Patterns of stretch trajectories and strain rates within spreading-gliding nappes. *Tectonophysics* 124, 211-222.
- Merle, O., 1989. Strain models within spreading nappes. *Tectonophysics* 165, 57-71.
- Mezger, K., 1992. Temporal evolution of regional granulite terrains: implications for the formation of lowermost continental crust. In *Continental Lower Crust*, eds D. M. Fountain, R. Arculus and R. W. Kay, pp. 447-478. Elsevier, Amsterdam.
- Ming, Z.-Q., Hu, G., Jiang, Z.X., Liu, S.C., Yang, Y.L., 1995. Catalogue of Chinese Historic strong Earthquakes from 23 AD to 1911. Seismological publishing House, Beijing, 514 pp (in Chinese).
- Mingjun Liu, M.J., Mooney, W.D., Li, S.L., Okaya, N., Detweiler, S., 2006. Crustal structure of the northeastern margin of the Tibetan plateau from the Songpan-Ganzi terrane to the Ordos basin. *Tectonophysics* 420, 253-266.
- Möller, A., Appel, P., Mezger, K., Schenk, V., 1995. Evidence for a 2 Ga subduction zone: eclogites in the Usagarian belt of Tanzania, *Geology* 23, 1067-1070.
- Molnar, P., Tapponnier, P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science* 189, 419-426.

- Monié, P., Torres-Roldan, R.L., Garcia-Casco, A., 1994. Cooling and exhumation of the western Betic Cordilleras, $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ thermochronological constraints on a collapsed terrane. *Tectonophysics* 238, 353-379.
- Monié, P., Caby, R., Arthaud, M.H., 1997. The neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and petrostructural data from Ceará. *Precambrian Research* 81, 241-264.
- Montel, J.M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C., Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chem. Geol.* 131, 37-53.
- Mortaji, A., Ikenne, M., Gasquet, G., Barbey, P., Stussi, J.M., 2000. Les granitoïdes paléoprotérozoïques des boutonnières du Bas Drâa et de la Tagragra d' Akka (Anti-atlas occidental, Maroc): un élément du puzzle géodynamique du craton ouest-africain. *J. Afr. Earth Sci* 31, 523-538.
- Ni, Y., Hughes, J. M., Mariano, A. N. 1995. Crystal chemistry of the monazite and xenotime structures. *American Mineralogist* 80, 21-26.
- Nironen, M., 1999. Structural and magmatic evolution in the Loimaa area, southwestern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland* 71, 57-71.
- Nisbet, E.G., Cheadle, M.J., Ardnt, N.T., Bickle, M.J., 1993. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: a review of the evidence from komatiites. *Lithos* 30, 291-307.
- NMBGMR (Nei Mongol Bureau of Geology and Mineral Resources), 1991. Regional Geology of Nei Mongol Autonomous Region, Geological Publishing House, Beijing.
- O'Brien, P., Zotov, N., Law, R., Khan, A. M., Jan, M. Q., 2001. Coesite in Himalayan eclogite and implication for models of India-Asia collision. *Geology* 29, 435-438.
- O'Brien, P.J., Rötzler, J., 2003. High pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 3-20.
- O'Brien, P.J., Walte, N., Li, J.H., 2005. The petrology of two distinct Paleoproterozoic granulite types in the Hengshan Mts., North China Craton, and tectonic implications. *J. Asian Earth Sci.* 24, 615-627.
- O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Poudjom Djomani, Y.H., Morgan, P., 2001. Are lithospheres forever? Tracking changes in subcontinentallithospheric mantle through time. *GSA Today* 4-9.
- Okamoto, K., Maruyama, S., 1999. The high-pressure synthesis of lawsonite in the MORB + H₂O system. *American Mineralogist*, 84, p.362-373
- Parrish, R.R., 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Can. J. Earth Sci.* 27, 1431-1450.
- Passchier, C., Trouw, R., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, p 289.
- Pavoni, N., 1992. Rifting of Africa and pattern of mantle convection beneath the African plate *Tectonophysics* 215, 35-53
- Pawley, A.R., 1994. The pressure and temperature stability limits of lawsonite: implications for H₂O recycling in subduction zones. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 118, p.99-108
- Pawley, M.J., Collins, W.J., 2002. The development of contrasting structures during the cooling and crystallisation of a syn-kinematic pluton. *Journal of Structural Geology* 24, 469-483.
- Peltzer, G., Tapponnier, P., and Armijo, R., 1989, Magnitude of late Quaternary Left-Lateral Displacement Along the North Edge of Tibet: *Science*, v. 246, p. 1285-1289.
- Pei, L.T., Yang, M., Ma, G.X., Hao, T.P., Han, Z.H., Bin, J.L., 2001. The geological character of the Longquanguan ductile shear zone. *Beijing Geology* 13, 1-11 (in Chinese with English abstract).
- Pelletier, A., 2001. Etude structurale et métamorphique du socle de Terre Adélie - Georges V Land (Est Antarctique) : un exemple de la transition Archéen/Paléoprotérozoïque. Thèse de l'Université Jean Monnet, Saint Etienne, France, 195 p.
- Peng, P., Zhai, M.G., Zhang, H.F., Guo, J.H., 2005. Geochronological constraints on the palaeoproterozoic evolution of the North China craton: SHRIMP zircon ages of different types of Mafic dikes. *International Geological Review* 47, 492-508.
- Peng, P., Zhai, M.G., Guo, J.H., Kusky, T., Zhao, T.P., 2007. Nature of mantle source contributions and crystal differentiation in the petrogenesis of the 1.78Ga mafic dykes in the central North China craton. *Gondwana Research* in press.
- Percival, J.A., 1994. Archean high-grade metamorphism. In: *Condie, K.C. (Eds), Archean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, pp. 357-410.

- Percival, J.A., Stern, R.A., Skulski, T., 2001. Crustal growth through successive arc magmatism, northeastern Superior Province, Canada. *Precambrian Research* 109, 203-238.
- Perry, H.K.C., 2005. *La Structure Thermique de la Lithosphère Continentale : à l'Heure Actuelle et dans le Passé*. Thèse de l'IPGP, Paris, 217p.
- Perry, H.K.C., Mareschal J.-C., Jaupart C., 2006. Variations of strength and localized deformation in cratons: The 1.9 Ga Kapuskasing uplift, Superior Province, Canada *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 249, 216-228
- Peucat J.J., Capdevila R., Drareni A., Mahdjoub Y., Kahoui M., 2005. The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. *Precambrian Research* 136, 309-352.
- Pidgeon, R.T., 1980. 2480 Ma old zircons from granulites facies rocks from East Hebei Province, North China, *Geol. Rev.* 26, 198-207.
- Pinet, C., Jaupart, C., Mareschal, J.-C., Gariépy, C., Bienfait, G., LaPointe, R., 1991. Heat Flow and structure of the lithosphere in the eastern Canadian shield. *Journal of Geophysical Research* 96, 19941-19963.
- Platt, J.P., 1980. Archaean greenstone belts: a structural test of tectonic hypotheses. *Tectonophysics*, 65, 127-150
- Platt, J.P., Vissers, R.L.M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology* 2, 397-410.
- Platt, J.P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological society of American bulletin* 97, 1037-1053.
- Polat, A., Kusky, T.M., Li, J.H. Geochemical evidence for a fore-arc ophiolitic origin of lavas and chromite deposits in the Wutaishan and Zunhua greenstone belts, North China Craton, *Geochimica et Cosmochimica Acta* in press.
- Polat, A., Kusky, T., Li, J.H., Fryer, B., Kerrich, R., Patrick, K., 2005. Geochemistry of Neoproterozoic (ca. 2.55-2.50 Ga) volcanic and ophiolitic rocks in the Wutaishan greenstone belt, central orogenic belt, North China craton: implications for geodynamic setting and continental growth. *Geol. Soc. Am. Bull.* 117, 1387-1399.
- Polat, A., Hersberg, C., Münker, C., Rodgers, R., Kusky, T., Li, J.H., Fryer, B., Delaney, J., 2006. Geochemical and petrological evidence for a suprasubduction zone origin of Neoproterozoic (ca. 2.5 Ga) peridotites, central orogenic belt, North China craton. *Geol. Soc. Am. Bull.* 118, 771-784.
- Pommier, A., Cocherie, A., Legendre, O., 2002. EPMA Dating User's Manual: Age Calculation from Electron Probe Microanalyser Measurements of U-Th-Pb. BRGM, p 9.
- Pons, J., Barbey, P., Dupuis, D., Léger, J.M., 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of the 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimien of southwestern Niger. *Precambrian Research* 70, 281-305.
- Priestley, K., Debayle, E., 2003. Seismic evidence for a moderately thick lithosphere beneath the Siberian Platform. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1118.
- Pyle J. M., Spear F. S., Rudnick R. L., McDonough W. F., 2001. Monazite-xenotime-garnet equilibrium in metapelites and a new monazite-garnet thermometer. *Journal of Petrology* 42, 2083-2107.
- Pyle J. M., Spear F. S., 2003. Four generations of accessory-phase growth in low-pressure migmatites from SW New Hampshire. *American Mineralogist* 88, 338-351.
- Raleigh, 1883. *Proc. London Math. Soc.*, 14,
- Ramsay, J.C., Huber, M.I., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology*, 1, Strain Analysis, Academic Press, London
- Rasmussen, B., 1996. Early diagenetic REE-phosphates minerals (florencite, gorceixite, crandallite and xenotime) in marine sandstones: a major sink for oceanic phosphorus. *Am. J. Sci.* 296, 601-632.
- Rasmussen B., Fletcher I. R., McNaughton N. J., 2001. Dating low-grade metamorphic events by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in shales. *Geology* 29, 963-966.
- Reymer, A.P.S., Schubert, G., 1984. Phanerozoic and Precambrian crustal growth. In: Kröner, A. (Ed) *Proterozoic crustal evolution*. Elsevier Amsterdam, pp.1-10.
- Ren, J.S., 1980. *Tectonics and Evolution of China*. Science Press, Beijing, pp. 64-75 (in Chinese).
- Ren, J., Wang, Z., Chen, B., Jiang, C., Niu, B., Li, J., Xie, G., He, Z., Liu, Z., 1999. *The Tectonics of China from a global view – A guide to the tectonic map of China and adjacent regions*. Geological Publishing House, Beijing, p 32.

- Richter, F.M., 1984. Regionalized models for thermal evolution of the earth. *Earth and Planetary Science Letters* 68, 471-484.
- Richter, F.M., 1985. Models for the Archean thermal regime. *Earth and Planetary Science Letters* 73, 350-360.
- Ringwood, A.E., 1974. The petrological evolution of island-arc system. *J. Geol. Soc. London* 130, 183-204.
- Rivers, T., Corrigan, D., 2000. Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Can. J. Earth Sci.* Vol. 37.
- Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research* 5, 5-22.
- Rowley, D.B. 1996. Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 145, 1-13.
- Roubault, M., Fabries, J., Touret, J., Weisbord, A., 1963. Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Edition Lamarre-Poinat. 365p.
- Rundqvist, D.V., Mitrofanov, F.P., 1993. Precambrian geology of the USSR. *Developments in Precambrian geology*, Elsevier, Amsterdam. 9, p 528.
- Samson, S.D., Alexander, C.J.R., 1987. New developments and applications in isotope geoscience. *International conference on geochronology, cosmochronology and isotope geology (ICOG IV)*. 6, Cambridge, 66, pp. 27-34.
- Sandiford, M., 1989. Secular trends in the thermal evolution of metamorphic terrains. *Earth and Planetary Science Letters* 95, 85-96.
- Santosh, M., Sajeev, K., Li, J.H., 2006a. Extreme crustal metamorphism during Columbia supercontinent assembly: Evidence from North China Craton. *Gondwana Research* 10, 256-266.
- Santosh, M., Collins, A.S., Tamashiro, I., Koshimoto, S., Tsutsumi, Y., Yokoyama, K., 2006b. The timing of ultrahigh-temperature metamorphism in Southern India: U-Th-Pb electron microprobe ages from zircon and monazite in sapphirine-bearing granulites. *Gondwana Research* 10, 128-155.
- Santosh, M., Tsunogae, T., Li, J.H. and Liu, S.J. 2007a. Discovery of sapphirine-bearing Mg-Al granulites in the North China Craton: Implications for Paleoproterozoic ultrahigh temperature metamorphism. *Gondwana Research* 11, 263-285.
- Santosh, M., Wilde, S.A., Li, J.H., 2007b. Timing of Palaeoproterozoic ultrahigh-temperature metamorphism in the North China Craton: Evidence from SHRIMP U-Pb zircon geochronology. *Precambrian Research* doi:10.1016/j.precamres.2007.06.006.
- Sawyer, E.W., Barnes, S.-J., 1994. Thrusting, magmatic intraplate, and metamorphic core complex development in the Archean Belleterre-Angliers greenstone belt, Superior Province, Québec, Canada. *Precambrian Research* 68, 183-200.
- Sawyer, E.W., 1999. Criteria for the recognition of partial melting. *Physical and Chemical Earth* 24, 269-279.
- SBGMR (Shanxi Bureau of Geology and Mineral Resources), 1989. *Regional Geology of Shanxi Province*, Geological Publishing House, Beijing, p 780.
- Scheck, M., Bayer, U., Lewerenz, B., 2003. Salt movements in the Northeast German Basin and its relation to major post-Permian tectonic phases—results from 3D structural modelling, backstripping and reflection seismic data. *Tectonophysics* 361, 277-299.
- Seydoux-Guillaume, A.M., Paquette, J.L., Wiedenbeck, M., Montel, J.M., Heinrich, W., 2002. Experimental resetting of the U-Th-Pb systems in monazite. *Chem. Geol.* 191, 165-181.
- Seydoux-Guillaume, A.M., Goncalves, P., Wirth, R., Deutsch, A., 2003. Transmission electron study of polyphase and discordant monazite: site-specific specimen preparation using the focused ion beam technique. *Geology* 31, 973-976.
- Seydoux-Guillaume, A.M., Wirth, R., Deutsch, A., Schäfer, U., 2004. Microstructure of 24–1928 Ma concordant monazites; implications for geochronology and nuclear waste deposits. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 68, 2517-2527.
- Shen, Q.H., Qian, X.L., 1995. Archean rock assemblages, episodes and tectonic evolution of China. *Acta Geosci. Sin.* 2, 113-120 (in Chinese with English abstract).

- Sills, J.D., Wang, K.Y., Yan, Y.H., Windley, B.F., 1987. The Archean granulite-gneiss terrain in E. hebei province, N.E. China: geological framework and metamorphic conditions. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 27, 297-305.
- Simons, F.J., van der Hilst, R.D., 2002. Age-dependent seismic thickness and mechanical strength of the Australian lithosphere. *Geophys. Res. Lett.* 29, 1529.
- Simpson, R.L., Parrish, R.R., Searle, M.P., Waters, D.J., 2000. Two episodes of monazite crystallisation during metamorphism and crustal melting in the Everest region of the Nepalese Himalaya. *Geology* 28, 403-406.
- Sklyarov, E.V., Gladkochub, D.P., Mruma, A., Theunissen, K., Melnikov, A.I., Klerkx, J., 1998. Paleoproterozoic eclogites and garnet pyroxenites of the Ubende Belt (Tanzania), *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 78, 257-271.
- Sleep, N.H., Windley, B.F., 1992. Archean plate tectonics; constraints and inferences. *Journal of Geology* 90, 363-379.
- Smelov, A.P., Beryozkin, V.I., 1993. Retrograded eclogites in the Olekma granite-greenstone region, Aldan Shield. *Precambrian Research* 62, 419-430.
- Schmidt, M.W., Poli, S., 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 1-4, p.361-379.
- Smith, H.A., Barreiro, B., 1990. Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 105, 602-615.
- Smith, H.A., Giletti, B.J., 1997. Lead diffusion in monazite. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 61, 1047-1055.
- Smith, J.V., 1981. The first 800 million years of Earth history. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A301, 401-422.
- Song, B., Nutman, A.P., Liu, D.Y., Wu, J.S., 1996. 3800 to 2500 Ma crustal evolution in Anshan area of Liaoning Province, Northeastern China. *Precambrian Research* 78, 79-94.
- Spear, F.S., Kohn, M.J., Florence, F., Menard, T., 1990a. A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: Implications for thermobarometry and P-T path determinations. *Journal of Metamorphic Geology* 8, 683-696.
- Spear, F.S., Hickmott, D.D., Selverstone, J., 1990b. Metamorphic consequences of thrust emplacement, Fall mountain, New Hampshire. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, 1344-1360.
- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogy society of America, Washington, D.C.* p799.
- Spear, F.S., Pyle, J.M., 2002. Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks. In: Khon, M.J., Rakovan, J., Hugues, J.M. (Eds.), *Phosphates: Geochemical, Geobiological and Materials Importance, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol.48. Mineralogical Society of America, pp. 293-335.
- State Seismological Bureau Research Group (SSBRG), 1988. Active fault system around the Ordos, Seismological Press, Beijing, 335 pp.
- Stein, M., Hofmann, A.W., 1994. Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature* 372, 63-68.
- Stauffer, M.R., 1984. Manikewan: an early proterozoic ocean in central Canada, its igneous history and orogenic closure, *Precambrian Research*, 25, p.257-281.
- Stipska, P., Schulmann, K., Hoeck, V., 2000. Complex metamorphic zonation of the Thaya Dome; result of buckling and gravitational collapse of an imbricated nappe sequence. In: Cosgrove, J.W., Ameen, M.S., (Eds.), *Forced folds and fractures: London, Geological Society Special Publication* 169, pp.197-211.
- Suhua, C., Kusky, T., 2007. Komatiites from west Shandong, North China Craton: Implications for plume tectonics. *Gondwana Research* 12, 77-83.
- Sun, Z., Xie, Q., Yang, J., 1989. Ordos basin—a typical example of an unstable cratonic interior superimposed basin In: X. Zhu, Editors, *Chinese Sedimentary Basins*, Elsevier, New York (1989), 63-75.
- Sun, M., Armstrong, R.L., Lambert, R.S.J., 1992. Petrochemistry and Sr, Pb, and Nd isotopic geochemistry of early Precambrian rocks, Wutaishan and Taihangshan areas, China. *Precambrian Research* 56, 1-31.
- Sun, D.Y., Liu, Z.H., Zheng, C.Q., 1993. Metamorphism and Tectonic Evolution of Early Precambrian Rocks in Fushun Area, the Northern Liaoning Province. Seismological Press, Beijing, pp. 90-120 (in Chinese).

- Sun, M., Guan, H., 2001. Zircon U-Pb ages of the Fuping Complex and their implications: some comments on the geochronological study of the precambrian high-grade metamorphic terranes. *Acta Petrologica Sinica* 17, 145-156 (in Chinese with English abstract)
- Sun, Z.L., Li, J.R., Liu, C.R., Zhang, Y.S., Yang, Y.H., Yan, W.S., 2004. Another view on the Longquanguan Ductile Shear Zone. *Geological Survey and Research* 27, 92-100 (in Chinese with English abstract).
- Suzuki, K., Adachi, M., 1991. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochem. J.* 25, 357-376.
- Suzuki, K., Adachi, M., Kajizuka, I., 1994. Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. *Earth Planetary Science Letters* 128, 391-405.
- Syme, E.C., Lucas, S.B., Zwanzig, H.V., Bailes, A.H., Ashton, K.E., Haidl, F.M., 1998. Geology, NATMAPshield margin project area Flin Flon Belt, anitoba/Saskatchewan accompanying notes. GSC map 1968A, MEM ma A-98-2, SEM map 258A.
- Tan, Y.J., Wang, F.Z., Zhao, W.X., 1993. The early Precambrian geology in the south of the Fuping Uplift on the Taihang Mountains and discussion of a few basic problems and the research methods of the Archean geology. The Geology University of China Press, Wuhan, p 161 (in Chinese).
- Tang, X.M., Liu, S.W., 1997. Extensional deformation belt in the Archean metamorphic rocks in the Northern Taihang mountains. *J. Peking Univ.* 33, 447-455.
- Tang, Y.B., Yao, D.Q., 1990. Activity of Chishan section of Tancheng- Lujiang fault zone since Late Pleistocene. *Chinese Earth*, Beijing 6, 63-69.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., and Armijo, R., 1986. On the mechanism collision between India and Asia, in Coward, M.P.R., A.C., ed., *Collision Tectonics*, Volume 19, Geological Society Special Publication, pp. 115-157.
- Taylor, S.R., Mc Lennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.* 33, 241-265.
- Teng, J., 1994. The seismic study of lithospheric physics in China. *Acta Geophys. Sin.* 37 (Suppl. I), 140-159.
- Teyssier, C., Whitney, D.L., 2002. Gneiss domes and orogeny. *Geology* 30, 1139-1142.
- Thompson, A.B., 1984. Geothermal gradients through time. In: Holland, H.D., Trendall, A.F (Eds.), *Patterns of Change in Earth Evolution*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 345-355.
- Tian, Y.Q., 1991. Greenstone belt geology in Wutaishan-Hengshan and Au metallization. Shanxi Science and Technology Press, Taiyuan, pp. 35-46 (in Chinese).
- Tian, Y.Q., Ma, Z.H., Yu, K.R., Liu, Z.H., Peng, Q.M., 1996. The early Precambrian geology of Wutai-Hengshan Mts., Shanxi, China. In: *Field Trip Guide T315 30th International Geological Congress*, Beijing, China. Geological Publishing House, Beijing, p 52.
- Tinkham, D.K., Marshak, S., 2004. Precambrian dome-and-keel structure in the Penokean orogen near Republic, Upper Peninsula of Michigan: (in) Whitney, D.L., Teyssier, C., and Siddoway, C.S., (eds.) *Gneiss Domes in Orogeny: Geological Society of America Special Paper* 380, pp.321-338.
- Trap, P., Faure, M., Lin, W., Le Breton, N., Bruguier, O., Monié, P., 2006. Structural, metamorphic and geochronological works in the Hengshan-Wutaishan-Fuping massifs and correlation with the Lüliang massif: Implication for the tectonic evolution of the Trans-North China Belt. 2006 IAGR Annual Convention and International Conference, Hong Kong, Abstracts, pp. 55-56.
- Trap, P., Faure, M., Lin, W., Monié, P., 2007. Late Palaeoproterozoic (1900-1800 Ma) nappe stacking and polyphase deformation in the Hengshan-Wutaishan area: Implication for the understanding of the Trans-North China Belt, North China Craton. *Precambrian Research* 156, 85-106.
- Trap, P., Faure, M., Lin, W., Bruguier, O., Monié, P. Contrasted tectonic styles for the Paleoproterozoic evolution of the North China Craton. Evidence for a ~2.1 Ga thermal and tectonic event in the Fuping Massif. *Journal of Structural Geology*, in review-a
- Trap, P., Faure, M., Lin, W., Meffre, S. The Lüliang Massif: a key area for the understanding of the Palaeoproterozoic Trans-North China Belt, North China Craton. *Journal of Geological Society of London*, Special Publication, in review-b

- Tuisku, P., Huhma, H., 1998. Eclogite from the SW-marginal zone of the Lapland Granulite belt: evidence from the 1.90– 1.88 Ga subduction zone, in: E. Hanski, J. Vuollo (Eds.), *International Ophiolite Symposium and Field Excursion: Generation and Emplacement of Ophiolites Through Time*, Geological Survey of Finland, Oulu, Finland, p. 61.
- Väisänen, M., Hölltä, P., 1999. Structural and metamorphic evolution of the Turku migmatite complex, Southwestern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 71, 177-218.
- Lefort, P., 1986. métamorphisme and magmatism during Himalayan collision. In : M.P. Coward et A.C. Rieds eds., *Collision Tectonics*, Geol. Soc.spec. Pub., 19, pp.159-172.
- Vanderhaeghe, O., Teyssier, C., 1997. Formation of the Shuswap metamorphic core complex (MCC) during late-orogenic collapse of the Canadian Cordillera. *Geodinamica Acta* 10, 41-58.
- Vanderhaeghe, O., 1999. Pervasive melt migration from migmatites to leucogranite in the Shuswap metamorphic core complex, Canada: control of regional deformation. *Tectonophysics* 312, 35-55.
- Vanderhaeghe, O., 2001. Melt Segregation, Pervasive Melt Migration and Magma Mobility in the Continental Crust: The Structural Record from Pores to Orogens. *Phys. Chem. Earth* 26, 213-223.
- Vanderhaeghe, O., Teyssier, C., 2001. Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics* 342, 451-472.
- van der Lee, S., 2001. Deep below North America. *Science* 294, 1297-1298.
- van Kranendonk, M.J., Hickman, A.H., Smithies, R.H., Nelson, D.N., Pike, G., 2002. Geology and tectonic evolution of the Archaean North Pilbara terrain, Pilbara Craton, Western Australia. *Econ. Geol.* 97, 695-732.
- van Kranendonk, M.J., Collins, W.J., Hickman, A., Pawley, M.J., 2004. Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archaean East Pilbara Granite–Greenstone Terrane, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research* 131, 173-211.
- Vernon, R.H., 1991. Questions about myrmekite in deformed rocks. *Journal of Structural Geology* 13, 979-985.
- Vernon, R.H., 2000. Review of Microstructural evidence of Magmatic and solid-state flow. *Electronic geosciences* 5(2).
- Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A., Siméon, Y., Alric, G., 1996. Evolution géodynamique de l’Afrique de l’Ouest entre 2.2 et 2.0 Ga: le style “Archéen” des ceintures de roches vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte d’Ivoire. *Bulletin de la Société Géologique de France* 167, 307-319.
- Windley, B.F., 1995. *The Evolving Continents*. 3rd ed. Chichester: John Wiley & Sons, p 526.
- Whitney, D.L., Teyssier, C., and Vanderhaeghe, O., 2004. Gneiss domes and crustal flow. In: Whitney, D.L., Teyssier, C., and Siddoway, C.S. (eds.), *Gneiss Domes and Orogeny*, Geological Society of America Special Paper 380, 15-33.
- Wan, T.F., Zhu, H., 1996. The maximum sinistral strike-slip and its forming stage for the Tancheng–Lujiang fault zone. In: Zhao, Y.H. (Ed.), *Formation and Evolution of the Tancheng–Lujiang Fault Zone*. China University Geosciences Press, Beijing, pp. 56–69.
- Wan, Y.S., Geng, Y.S., Shen, Q.H., Zhang, R.X., 2000. Khondalite series-geochronology and geochemistry of the Jiehekou Group in the Lüliang area, Shanxi Province. *Acta Petrologica Sinica* 16, 49-58.
- Wan, Y.S., Cheng, Y.Q., Gao, J.F., Yang, C.H., 2002. Study on geochemistry of hornblende rocks and their anatectic derivatives of the Fuping group in the Xiaojue Area, Hebei Province. *Acta Geologica Sinica* 23, 429-434.
- Wan, Y.S., Song, B., Liu, D.Y., Wilde, S.A., Wu, J.S., Shi, Y.R., Yin, X.Y., Zhou, H.Y., 2006. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of Palaeoproterozoic metasedimentary rocks in the North China Craton: Evidence for a major Late Palaeoproterozoic tectonothermal event. *Precambrian Research* 149, 249-271.
- Wang, K.Y., Li, J.L., Liu, L. Q., 1991a. Petrogenesis of the Fuping grey gneisses. *Scientia Geologica Sinica* 26, 254-267 (in Chinese).
- Wang, Y., Xu, H., 1996. The variations of lithospheric flexural strength and isostatic compensation mechanisms beneath the continent of China and vicinity. *Chin. J. Geophys.* 39 (Suppl.), 105-113.
- Wang, J.Y., 1996. *Geothermics in China*. Seismological Press, Beijing, pp. 300.

- Wang, Y., 2001. Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: constraints on active deformation. *Phys. Earth Planet. Int.* 126, 121-146.
- Wang, K.Y., Li, J.L., Hao, J., Li, J.H., Zhou, S.P., 1996. The Wutaishan mountain belt within the Shanxi province, Northern China: a record of late Archean collision tectonics. *Precambrian Research* 78, 95-103.
- Wang, K.Y., Hao, J., Cawood, P., Wilde, S.A., 1997. High-pressure metamorphism in kyanite-bearing schists from the original Jingangku Formation of the Wutaishan. In: *Proceeding of the 30th IGC: Precambrian Geol. Metamorph. Petrol.*, vol. 17, pp. 213-220.
- Wang, Y., Wang, J., Xiong, L., Deng, J., 2001a. Lithospheric geothermics of major geotectonic units in China mainland. *Acta Geosci. Sin.* 22, 17-22.
- Wang, K.Y., Wang, Z., Yu, L., Fan, H., Wilde, S.A., Cawood, P.A., 2001b. Evolution of Archean greenstone belt in the Wutaishan region, North China: constraints from SHRIMP zircon U-Pb and other geochronological and isotope information. In: Cassidy, K.F. (Ed.), *Proceedings of the 4th International Archean Symposium 2001, Extended Abstracts*. Australian Geological Survey Organization, Geoscience Australia, pp. 104-105 (Record 37).
- Wang, R.M., Chen, Z.Z., Chen, F., 1991b. Grey gneisses and high pressure granulite enclaves in the Hengshan area and their geological implications. *Acta Petrologica Sinica* 7, 36-46 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y.J., Fan, W.M., Zhang, Y., Guo, F., 2003. Structural evolution and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Zanhuang metamorphic domain in the North China Craton: constraints on Paleoproterozoic tectonothermal overprinting. *Precambrian Research* 122, 159-182.
- Wang, Z., Wilde, S.A., Wang, K., Yu, L., 2004. A MORB-arc basalt-adakite association in the 2.5Ga Wutai greenstone belt: late Archean magmatism and crustal growth in the North China Craton. *Precambrian Research* 131, 323-343.
- Wei, C.J., Zhang, C.G., Zhang, A.L., Wu, T.H., Li, J.H., 2001. Metamorphic P-T conditions and geological significance of highpressure granulite from the Jianping complex, western Liaoning province, *Acta Petrologica Sinica* 17, 269-282.
- Wendt, I., Carl, C., 1991. The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chemical Geology* 86, 275-285.
- Whitney, D.L., Teyssier, C., Vanderhaeghe, O., 2004. Gneiss domes and crustal flow. *Geological Society of America, Special Paper* 380, 15-33.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Ruddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* 19, 1-23.
- Wilde, S.A., Wang, K.Y., 1995. The nature and age of felsic volcanism within the late Archean Wutai complex, Sino-Korean Craton, China. *Precambrian '95 tectonics and Metallogeny of the Early/Mid Precambrian Orogenic Belts, Montreal, Canada*, p 61.
- Wilde, S.A., Cawood, P., Wang, K.Y., Nemchin, A., 1997. The relationship and timing of granitoid evolution with respect to felsic volcanism in the Wutai Complex, North China Craton. *Proceedings of the 30th International Geological Congress, Beijing. Precambrian Geology Metamorphism and Petrology* 17, 75-88.
- Wilde, S.A., Cawood, P.A., Wang, K.Y., Nemchin, A., 1998. SHRIMP U-Pb zircon dating of granites and gneisses in the Taihangshan-Wutaishan area: implications for the timing of crustal growth in the North China Craton. *Chinese Sci. Bull.* 43, 144-145.
- Wilde, S.A., Zhao, G.C., Sun, M., 2002. Development of the North China Craton during the late Archean and its final amalgamation at 1.8 Ga; some speculations on its position within a global Paleoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research* 5, 85-94.
- Wilde, S.A., Cawood, P.A., Wang, K.Y., Nemchin, A., Zhao, G.C., 2004a. Determining Precambrian crustal evolution in China: a case study from Wutaishan, Shanxi Province, demonstrating the application of precise SHRIMP U-Pb geochronology. In: Malpas, J., Fletcher, C.J.N., Ali, J.R., Aitchison, J.C. (Eds.), *Aspects of the Tectonic Evolution of China*, vol. 226. Geological Society of London, pp. 5-25 (special publication).
- Wilde, S.A., Zhao, G.C., Wang, K.Y., Sun, M., 2004b. First SHRIMP zircon U-Pb ages for the Hutuo Group in Wutaishan: further evidence for amalgamation of North China Craton. *Chinese Sci. Bull.*, 49, 83-90.

- Wilde, S.A., Cawood, P.A., Wang, K.Y., Nemchin, A., 2005. Granitoid evolution in the late Archean Wutai Complex, North China Craton. *J. Asian Earth Sci.* 24, 597-613.
- Windley, B.F., 1992. Proterozoic collisional and accretionary orogens. In Condie, K.C. (Ed) *Proterozoic crustal evolution*. Elsevier Amsterdam, pp. 419-446.
- Wing B. N., Ferry J. M., Harrison T. M., 2003. Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: Petrology and geochronology. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 145, 228-250.
- Wu, C.H., Li, S.X., Gao, J.F., 1986. Archean and Paleoproterozoic metamorphic regions in the North China Craton. In: Dong, S.B. (Ed.), *Metamorphism and Crustal Evolution of China*. Geological Publishing House, Beijing, pp. 53-89.
- Wu, C.H., Zhong, C.T., 1998. The paleoproterozoic SW-NE collision model for the central North China Craton. *Progress in Precambrian Research* 21, 28-50 (in Chinese).
- Wu, C. H., Li, H. M., Zhong, C. T., Zhuo, Y. C., 2000. TIMS U-Pb single zircon ages for the orthogneisses and paragneisses of Fuping Complex. *Progress in Precambrian Research* 23, 130-139 (in Chinese).
- Wu, F.Y., Walker, R.J., Ren, X.W., Sun, D.Y., Zhou, X.H., 2003. Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern China. *Chem. Geol.* 196, 107-129.
- Wu, F.Y., Zhao, G.C., Wilde, S.A., Sun, D., 2005. Nd isotopic constraints on crustal formation in the North China Craton. *J. Asian Earth Sci.* 24, 523-545.
- Wu, J., Liu, D., Jin, L., 1986. The zircon U-Pb age of metabasic volcanic lavas from the Hutuo Group in the Wutai mountain area, Shanxi Province. *Geological Review* 32, 178-184 (in Chinese).
- Wu, J. S., Geng, Y. S., Xu, H. F., Jin, L. G., He, S. Y., Sun, S. W., 1989. Metamorphic geology of Fuping Group: *Journal of Chinese Institute of Geology*, 19, 1-213 (in Chinese).
- Wu, J. S., Geng, Y. S., Shen, Q. H., Liu, D. Y., Li, Z. L., Zhao, D. M., 1991. The early Precambrian significant geological events in the North China Craton: Beijing, Geological Publishing House, 1-115 (in Chinese with English abstract).
- Wu, J.S., Geng, Y.S., Shen, Q.H., Wan, Y.S., Liu, D.Y., Song, B., 1998. Archean geological characteristics and tectonic evolution of China-Korea Paleo-continent. Geological Publishing House, Beijing.
- Wu, C., Li H., Zhong, C., Chen, Q., 1998. The age of zircon and rutile (cooling) from khondalite in Huangtuyao, Inner Mongolia. *Geological Review* 44, 618-626 (in Chinese with English abstract).
- Wynne-Edouards, H.R., 1976. Proterozoic ensialitic orogenesis: the millipede model of ductile plate tectonics. *American Journal of Sciences* 276, 927-953.
- Xiao, W.J., Windley, B.F., Hao, J., Zhai, M.G., 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt. *Tectonics* 22, 1069.
- Xia, X.P., Sun, M., Zhao, G.C., Luo, Y., 2006. LA-ICP-MS U-Pb geochronology of detrital zircons from the Jining Complex, North China Craton and its tectonic significance. *Precambrian Research* 144, 199-212.
- Xu, J.W., 1964. On the horizontal displacement along the Tancheng-Lujiang deep fracture zone. *Geol. East China* 5, 17-34 (in Chinese).
- Xu, R.H., Zhu, M., Chen, F.K., Guo, J.H., 1995. A geochronological study of the Longquanguan ductile shear zone. *Quaternary Science* 4, 332-342.
- 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.
- Xu, X.-W., Ma, X.-Y., Deng, Q.-D., 1993. Neotectonic activity along the Shanxi rift system, China. *Tectonophysics* 219, 305-325.
- Yan, Y.H., Li, J.H., Liu, W.J., 1996. Huai'an massif and Hengshan massif. In: Zhai, M.G. (Ed.), *Granulites and Lower Continental Crust in North China Archean Craton*. Seismological Press, Beijing, pp. 55-131.
- Yang, Z., Cheng, Y., Wang, H., 1986. *The Geology of China*, Clarendon Press, Oxford, p 303.
- Yang, Z.S., Li, S.G., Yu, B.X., Gao, D.H., Gao, C.Y., 1988. Structural deformation and mineralization in the Early Proterozoic Liao-Ji rock suite, eastern Liaoning Province, China. *Precambrian Res.* 39, 31-38.
- Yin, A., 2000. Mode of Cenozoic east-west extension in Tibet suggesting a common origin of rifts in Asia during the Indo-Asian collision. *J. Geophys. Res.* 105, 21745-21759.

- Yin, A., Rumelhart, P.E., Butler, R., Cowgill, E., Harrison, T.M., Foster, D.A., Ingersoll, R.V., Quing, Z., Xian-Qiang, Z., Xiao-Feng, W., Hanson, A., Raza, A., 2002. Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in the northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation. *Geological Society of American Bulletin* 114, 1257-1295.
- Yin, A., 2004. Gneiss dome and gneiss dome systems. *Geological society of America, special paper* 380, 1-14.
- Yu, J.H., Li, H.M. 1997a. Ages of the Lüliang Group and its main metamorphism in the Lüliang Mountains, Shanxi: evidence from single-grain zircon U-Pb ages. *Geological Revue* 43, 403-408.
- Yu, J.H., Wang, D.Z., Wang, C.Y. 1997b. Geochemical characteristics and petrogenesis of the early proterozoic bimodal volcanic rocks from the Lüliang Group. *Acta petrologica Sinica*. 13, 59-70.
- Yu, J.H., Wang, C.Y., Lai, M.Y., Chen, S.Q., Lu, B.Q. 1999. Re-division of the metamorphic facies zonation of Lüliang Group in the Shanxi province and its significance. *Geological Journal of China Universities* 5, 65-74.
- Yue, Y., Liou, J. G., 1999. Two-stage evolution model for the Altyn Tagh Fault, China. *Geology* 27, 227-230.
- Yue, Y., Liou, J.-G., Graham, S. A., 2001. Tectonic correlation of Beishan and Inner Mongolia orogens and its implications for the palinspastic reconstruction of North China: *Geological Society of America Memoir* 194, 101-116.
- Zhai, M.G., Yan, Y.H., Lu, W.J., Zhou, J.B., 1985. Geochemistry and evolution of the Qingyuan Archean granite-greenstone terrain, N. China. *Precambrian Research* 27, 37-62.
- Zhai, M.G., Bian, A.G., Zhao, T.P., 2000. The amalgamation of the supercontinent of North China Craton at the end of Neo-Archaean and its break-up during late Palaeoproterozoic and Mesoproterozoic. *Sci. Chin. Ser. D* 43, 219-232.
- Zhang, Y.X., Yan, H.Q., Wang, K.D., Li, F.Y., 1980. Komatiites from the Qianxi Group in the eastern Hebei Province, China. *J. Changchun Univ. Sci. Tech.* 10, pp. 1-8 (in Chinese).
- Zhang, W. Y., 1986. Marine and continental geotectonics of China and its environs (in Chinese). Publishing House of Science, Beijing, pp.
- Zhang, P.-Z., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Bürgmann, R., Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., Hanrong, S., Xinzhao, 2004. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data: *Geology* 32, 809-812.
- Zhang, J., Zhao, G.C., Li, S., Sun, M., Liu, S., Yin, C.Q., 2006a. New U-Th-Pb geochronological constraints on the structural evolution of the Fuping Complex: implications for the tectonic processes of the Trans-North China orogen. In: *IAGR Annual Convention et International Symposium 2006, Hong-Kong, China*, pp. 59-60 (abstract).
- Zhang, J., Zhao, G.C., Li, S., Sun, M., Liu, S., 2006b. Structural geology of the Fuping complex: constraints on the tectonic evolution of the Trans-North China Orogen. In: *AGU Western Pacific Geophysics Meeting, Abstract No. TI2B-03*.
- Zhang, J., Zhao, G.C., Sun, M., Wilde, S.A., Sanzhong, L., Li, S., 2006c. High-pressure mafic granulites in the Trans-North China orogen: tectonic significance and age. *Gondwana Research* 9, 349-362.
- Zhang, J., Zhao, G.C., Li, S.Z., Sun, M., Liu, S.W., Wilde, S.A., Kröner, A., Yin, C.Q., 2007. Deformation history of the Hengshan Complex: Implications for the tectonic evolution of the Trans-North China Orogen. *Journal of Structural Geology* 29, 933-949.
- Zhang, R.Y., Cong, B.L., 1982. Mineralogy and P-T conditions of crystallisation of early Archean granulites from Qianxi County, NE China. *Scientia Sinica* 25, 96-112.
- Zhang, Y.Q., Vergély, P., Mercier, J.L., 1995. Active faulting in and along the Qinling Range (China) inferred from SPOT images and extrusion tectonics of South China with respect to Gobi-Mongolia. *Tectonophysics* 243, 69-95.
- Zhang, Y.S., 1998. Three-dimensional upper mantle structure beneath East Asia and its Tectonic Implications. In: Flower, M., Ching, S.L., Lo, C.H., Lee, T.Y. (Eds.), *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. AGU Geodynamics Series, vol. 27, pp. 11-23.
- Zhang, M., Zhou, X.-H., Zhang, J.-B., 1998. Nature of the lithospheric mantle beneath NE China: evidence from potassic volcanic rocks and mantle xenoliths. In: Flower, M., Ching, S.L., Lo, C.H., Lee, T.Y. (Eds.), *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. AGU Geodynamics Series, vol. 27, pp. 197-220.

- Zhang, Z. Q., Wu, J. S., Xe, X. J., 1991. REE, Rb-Sr and Sm-Nd ages of the Archean metamorphic rocks of the Lower Fuping Subgroup and their implications: *Geochimica* 2, 118-126 (in Chinese).
- Zhao, G.C., Wilde, S.A., Cawood, P.A., Lu, L.Z., 1998. Thermal evolution of Archean basement rocks from the eastern part of the North China Craton and its bearing on tectonic setting. *Inter. Geol. Rev.* 40, 706-721.
- Zhao, G.C., Wilde, S.A., Cawood, P.A., Li, L.Z., 1999a. 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.C., Cawood, P.A., Lu, L.Z., 1999b. Petrology and P-T history of the Wutai amphibolites: implications for tectonic evolution of the Wutai complex, China. *Precambrian Research* 93, 181-199.
- Zhao, G.C., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Lu, L.Z., 2000a. Metamorphism of basement rocks in the Central Zone of the North China Craton: implications for Paleoproterozoic tectonic evolution. *Precambrian Research* 103, 55-88.
- Zhao, G.C., Wilde, S.A., Cawood, P.A., Lu, L.Z., 2000b. Petrology and P-T path of the Fuping mafic granulites: implications for tectonic evolution of the central zone of the North China Craton. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 375-391.
- Zhao, G.C., Wilde, S.A., Cawood, P.A., Sun, M., 2001a. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution. *Precambrian Research* 107, 45-73.
- Zhao, G.C., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Lu, L.Z., 2001b. High-pressure granulites (retrograded eclogites) from the Hengshan Complex North China Craton: petrology and tectonic implications. *J. Petrol.* 42, 1141-1170.
- Zhao, G.C., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Sun, M., 2002a. Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth Sci. Rev.* 59, 125-162.
- Zhao, G.C., Wilde, S.A., Cawood, P.A., Sun, M., 2002b. SHRIMP U-Pb zircon ages of the Fuping Complex: implications for late Archean to Palaeoproterozoic accretion and assembly of the North China Craton. *American Journal of Sciences* 302, 191-226.
- Zhao, L., Jiang, X., Jin, Y., Jin, X., 2004a. Effective elastic thickness of continental lithosphere in western China. *Earth Sci. J. Chin. Univ. Geosci.* 29, 183-190.
- Zhao, G.C., Sun, M., Wilde, S.A., Guo, J.H., 2004b. Late Archean to Palaeoproterozoic evolution of the trans-North China Orogen: insights from synthesis of existing data from the Hengshan-Wutai-Fuping belt. In: Malpas, J., Fletcher, C.J.N., Ali, J.R., Aitchison, J.C. (Eds.), *Aspects of the Tectonic Evolution of China*, Special Publication, vol. 226. Geological Society of London, pp. 27-55 (special publication).
- 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., Kröner, A., Wilde, S.A., Sun, M., 2006a. Lithotectonic elements and geological events in the Hengshan-Wutai-Fuping belt: A synthesis and implications for the evolution of the Trans-North China Orogen. In: *IAGR Annual Convention and International Symposium 2006*, Hong-Kong, China, pp. 57-58 (abstract).
- Zhao, G.C., Kröner, A., Wilde, S.A., Sun, M., Li, S.Z., Li, X.P., Zhang, J., Xia, X.P., He, Y.H., 2007a. Lithotectonic elements and geological events in the Hengshan-Wutai-Fuping belt: A synthesis and implications for the evolution of the Trans-North China Orogen. *Geol. Mag.* in press.
- Zhao, G.Z., Wilde, S.A., Sun, M., Li, S.Z., Li, X.P., Zhang, J., 2007b. SHRIMP U-Pb zircon ages of granitoid rocks in the Lüliang Complex: Implications for the accretion and evolution of the Trans-North China Orogen. *Precambrian Research* doi:10.1016/j.precamres.2007.07.004.
- Zhao, L., Zhang, J.J., Liu, S.W., 2006b. Syn-deformational granites of the Longquanguan ductile shear zone and their monazite electronic microprobe dating. *Acta. Petrol. Mineral.* 25, 210-218.
- Zheng, J., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Lu, F., Zhang, M., Pearson, N.J., 2001. Relict refractory mantle beneath the eastern North China block: significance for lithosphere evolution. *Lithos* 57, 43-66.
- Zheng, J.P., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Lu, F.X., Wang, C.Y., Zhang, M., Wang, F.Z., Li, H.M., 2004. 3.6 Ga lower crust in central China: new evidence on the assembly of the North China Craton. *Geological Society of America* 32, 229-232.

- Zheng, T.Y., Chen, L., Zhao, L., Xu, W.W., Zhu, R.X., 2006. Crust–mantle structure difference across the gravity gradient zone in North China Craton: Seismic image of the thinned continental crust. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 159, 43–58.
- Zhu, J., Cao, J., Cai, X., Yan, Z., Cao, X., 2002. High resolution surface wave tomography in East Asia and West Pacific marginal seas. *Chin. J. Geophys.* 45, 679-698.
- Zhu, X.K., O’Nions, R.K., 1999a. Monazite chemical composition: some implications for monazite geochronology . *Contributions to Mineralogy and Petrology* 137, 351-363.
- Zhu, X.K., O’Nions, R.K., 1999b. Zonation of monazite in metamorphic rocks and its implications for high temperature thermochronology: a case study from the Lewisian terrain. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 209-220.
- Zhu, X.K., O’Nions, R.K., Belshaw, A. J., 1997a. Significance of in situ SIMS chronometry of zoned monazite from the Lewisian granulites, northwest Scotland. *Chemical Geology* 135, 35-53.
- Zhu, X.K., O’Nions, R.K., Belshaw, A. J., 1997b. Lewisian crustal history from in situ SIMS mineral chronometry and related metamorphic textures. *Chemical Geology* 136, 205-218.
- Zwanig, H.V., 1999. Structure and stratigraphy of the south flank of the Kiseynew Domain in the Trans-Hudson Orogen, Manitoba: implications for 1.845-1.77 Ga collision tectonics. *Can. J. Earth Sci.* 36, 1859-1880.

Style tectonique et contexte géodynamique au Paléoprotérozoïque. Exemple du Craton de Chine du Nord

Ce travail de thèse est essentiellement consacré à l'étude du style tectonique et de l'évolution géodynamique de la "Trans-North China Belt", chaîne de collision marquant la fermeture du Craton de Chine du Nord au Paléoprotérozoïque. Cinq principaux massifs ont fait l'objet d'une étude de terrain détaillée, mettant l'accent sur la géométrie des structures et leur cinématique et permettant de distinguer plusieurs unités lithotectoniques aux caractères métamorphiques distincts. Les contraintes temporelles du magmatisme, du métamorphisme et de la déformation ont été obtenues par la datation U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique, la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur monograins d'amphibole, de biotite et de muscovite et la datation U-Pb LA-ICP-MS sur zircon. Deux domaines sont distingués.

Le premier est caractérisé par une tectonique tangentielle. L'unité "LGMU" (*Low-Grade Mafic Unit*) est interprétée comme une nappe ophiolitique qui s'enracine le long de la "Trans-North China Suture", située dans la partie ouest de la chaîne. Cette nappe chevauche vers le SE l'unité "OVU" (*Orthogneiss-and-Volcanites Unit*), composée d'une série volcano-sédimentaire et d'orthogneiss métamorphisés dans le faciès des amphibolites. Ces roches, dont les protolithes sont datés vers 2.5 Ga et 2.1 Ga, sont impliquées dans l'orogénèse de collision caractérisée par une histoire polyphasée entre 1900 Ma et 1800 Ma. En complément des résultats des datations U-Th-Pb et U-Pb, une étude thermobarométrique réalisée sur un micaschiste à disthène et staurolite conduit à la construction d'un chemin Pression-Température-Déformation-temps prograde qui vient confirmer l'âge de la mise en place des nappes et de l'épaississement crustal vers 1880 Ma. Le second domaine, constitue le para-autochtone sur lequel l'unité "OVU" est charriée. Ce domaine est caractérisé par une structure en "dôme-et-bassin", interprétée comme le résultat d'un diapirisme dans un champ de déformation défini par un étirement E-W et un raccourcissement N-S. Cette tectonique "archaïque" est datée vers 2.1 Ga. Enfin, l'étude préliminaire du massif de Zhanhuang, situé à l'est du para-autochtone permet de mettre en évidence une seconde zone de suture où s'empilent, selon une vergence Est, des écailles de roches ophiolitiques et de marge passive continentale.

La synthèse de l'ensemble des résultats conduit à la reconstruction de la structure globale du segment de chaîne considéré, depuis les zones internes jusqu'aux zones externes. En outre, nous proposons un modèle géodynamique qui implique trois blocs néoarchéens, le Bloc de l'Ouest, le Bloc de Fuping et le Bloc de l'Est, séparés par deux océans, l'Océan de Lüliang et l'Océan de Taihang. L'ouverture des domaines océaniques s'opère vers 2175 Ma. La collision à ~1880 Ma, en réponse à leur fermeture, est responsable de la structuration principale de la "Trans-North China Belt".

Ce travail témoigne qu'au Paléoprotérozoïque, une chaîne de collision de type moderne peut se former, avec notamment le développement de chevauchements de type Alpin, suggérant une lithosphère continentale au comportement rhéologique proche de l'actuel.

Mots clés : "Trans-North China Belt" ; Craton de Chine du Nord ; tectonique ; Paléoprotérozoïque

Tectonic style and geodynamic setting during Paleoproterozoic. Example of the North China Craton

This thesis is essentially devoted to the study of the tectonic style and the geodynamic evolution of the "Trans-North China Belt", a collisional orogen that marks the amalgamation of the North China Craton during Paleoproterozoic. We carried a detailed field study in the five main massifs, with emphasis on geometry of structures and kinematics that allows the distinction of several lithotectonic units showing distinct metamorphic features. The time constraints of magmatism, metamorphism and deformation were obtained by U-Th-Pb dating on monazite with the electron microprobe, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on amphibole, muscovite and biotite and U-Pb LA-ICP-MS dating on zircon. Two domains are distinguished.

The first one is characterized by a horizontal style tectonics. The unit "LGMU" (*Low-Grade Mafic Unit*) is interpreted as an ophiolitic nappe that is rooted along the «Trans-North China Suture», located in the western part of the belt. This nappe thrusts toward the SE over the "OVU" (*Orthogneiss-and-Volcanites Unit*), that comprises a series of volcano-sedimentary rocks and orthogneiss metamorphosed at amphibolite facies. These rocks have protolithe ages at ~2.5 Ga and ~2.1 Ga and are involved in the collision characterized by a polyphase history between 1900 and 1800 Ma. In addition to the U-Th-Pb and U-Pb dating results, a thermobarometrical study conducted on a kyanite and staurolite bearing micaschist led to the construction of a prograde Pressure-Temperature-Deformation-time path that confirms the age of the nappe stacking and the crustal thickening around 1880 Ma. The second area is the para-autochthonous domain upon which the OVU nappe is thrust over. This area is characterized by a "dome-and-basin" structure, interpreted as the result of an interplay between diapirism and regional deformation characterized by an E-W directed stretching and a N-S directed shortening. This "archaic" tectonics is estimated to have taken place around 2.1 Ga. Finally, the preliminary study of the Zhanhuang massif, east of the para-autochthonous domain, can highlight a second suture zone along which a stack of east verging slices of ophiolitic and passive continental margin rocks formed.

The synthesis of all results led to the reconstruction of the overall structure of the considered part of the belt, from inner zones to external ones. In addition, we propose a geodynamic model involving three Neoproterozoic blocks, the Western Block, the Fuping Block and the Eastern Block, separated by two oceans, the Lüliang Ocean and the Taihang Ocean. The opening of oceanic basins occurred around 2175 Ma. The collision occurred at 1880 Ma, in response to the closing of ocean basins and is responsible for the main architecture of the "Trans-North China Belt".

This work shows that during Paleoproterozoic, a collisional orogen such as modern ones can form, including the development of Alpine type thrusts, suggesting rheological continental lithosphere behaviour almost similar to the current one.

Key words: "Trans-North China Belt"; North China Craton; tectonics; Paleoproterozoic.

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère
Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) - UMR 6113 - Université d'Orléans - Bâtiment Géosciences- rue de Saint
Amand B.P. 6759 45067 Orléans Cedex 2.