HAL
open science

Comportement rhéologique de la croûte continentale en conditions HT/UHT : Étude tectono-métamorphique de la ceinture paléoprotérozoïque de la ceinture de Khondalite (Craton de Chine du Nord).

Cyril Lobjoie

To cite this version:

Cyril Lobjoie. Comportement rhéologique de la croûte continentale en conditions HT/UHT : Étude tectono-métamorphique de la ceinture paléoprotérozoïque de la ceinture de Khondalite (Craton de Chine du Nord).. Géomorphologie. Université Bourgogne Franche-Comté, 2018. Français. NNT : 2018UBFCD077 . tel-03378165

HAL Id: tel-03378165

https://theses.hal.science/tel-03378165v1

Submitted on 14 Oct 2021

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.

THESE DE DOCTORAT DE L'ETABLISSEMENT UNIVERSITE BOURGOGNE FRANCHE-COMTE
PREPAREE A L'UNIVERSITE DE FRANCHE-COMTE

Ecole doctorale n°554
École doctorale Environnement santé

Doctorat de géologie

Par
M. LOBJOIE Cyril

Comportement rhéologique de la croûte continentale en conditions HT/UHT : Étude tectono-métamorphique de la ceinture paléoprotérozoïque de Khondalite (Craton de Chine du Nord).

Thèse présentée et soutenue à Besançon, le 14 décembre 2018

Composition du Jury :

M. LABROUSSE Loïc	Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie	Président
Mme DUCHENE Stéphanie	Professeur à l'Université Paul Sabatier Toulouse 3	Rapporteur
M. SCHULMANN Karel	Professeur à l'Université de Strasbourg	Rapporteur
M. BALLEVRE Michel	Professeur à l'Université de Rennes 1	Examinateur
M. MARTELAT Jean-Emmanuel	Maître de conférence à l'Université Lyon 1	Examinateur
M. MARQUER Didier	Professeur à l'UBFC	Directeur de thèse
M. LIN Wei	Professeur à l'Académie des Sciences de Beijing	Codirecteur de thèse
M. TRAP Pierre	Maître de conférence à l'UBFC	Co-encadrant de thèse

RESUME

La ceinture de Khondalite est une chaîne paléoprotérozoïque où affleure très largement une croûte continentale profonde, migmatitique, ayant enregistré un métamorphisme HT/UHT contemporain de l'intrusion de nombreux corps gabbronoritiques et granitiques. Cette croûte partiellement fondue constitue un analogue ancien de la croûte orogénique constituant le cœur actuel des grandes chaînes de subduction-collision et de plateaux tels que les Andes ou l'Himalaya et le Tibet et de chaînes anciennes telles que la chaine Varisque Européenne.

Le métamorphisme enregistré par les migmatites révèle des conditions de température extrêmes supérieures à 900°C. Ce métamorphisme UHT est caractérisé par des trajets *Pression-Température* en refroidissement isobare à des pressions comprises entre 0.6 et 0.8 GPa pour des températures culminant jusqu'à 1050°C. L'originalité de ce travail de thèse est la présentation de deux nouveaux assemblages métamorphiques caractéristiques de condition UHT dans une migmatite riche en Fe. Ces assemblages exotiques sont présents sous forme de symplectites dans la roche et sont constitués d'orthopyroxène + spinelle + cordiérite et d'orthopyroxène + spinelle + olivine.

Une étude tectono-métamorphique a permis de contraindre l'évolution spatiale et temporelle du métamorphisme de UHT afin de tenter de définir les différentes sources de chaleur à son origine. Cette étude apporte également des éléments sur le comportement rhéologique de la croûte partiellement fondue au cours de l'histoire orogénique à l'échelle de cette chaîne. L'architecture de la ceinture de Khondalite est structurée par deux phases majeures de déformation ductile, caractérisées par plusieurs fabriques planaires : 1) une déformation D_1 avec une foliation S_1 subhorizontale portant une linéation d'étirement minérale L_1 subhorizontale à peu plongeante, soulignée par des grenats allongés et des sillimanites ; 2) une déformation hétérogène D_2 représentée par trois fabriques planaires dessinant un réseau anastomosé comprenant une foliation S_2 orientée N70°E, et des zones de cisaillement C_2 orientée N90°E et C'_2 orientée N120°E.

Une étude microstructurale vient renseigner les impacts des transformations minéralogiques sur le comportement rhéologique du squelette minéral des migmatites au cours de la fusion partielle et de la déformation de haute à ultra haute température. Cette étude s'intéresse à la réaction de fusion partielle par déshydratation de la biotite qui produit le liquide silicaté des migmatites ainsi que du grenat. Ce dernier est très présent dans les migmatites et présente parfois des formes en constriction ou en aplatissement. L'étude microstructurale décrit la déformation ductile sous des conditions de hautes à ultra-hautes températures du grenat et l'évolution des agrégats de sillimanite et de la cohésion du squelette minéral au cours de la fusion partielle.

La déformation D_1 est interprétée comme le témoignage d'un fluage latéral de la croûte profonde en contexte d'arc magmatique de type-Andes entre 1.94 Ga et 1.90 Ga. La déformation D_2 serait quant à elle progressive, avec dans un premier temps une évolution en contexte d'arc magmatique avec la subduction d'une ride océanique à l'origine d'une phase de

compression HT dans l'arc à 1.92 Ga. Puis dans un second temps, la collision entre l'arc et le continent du Fuping développerait le système de zones de cisaillement anastomosées en contexte transpressif dextre à partir de 1.90-1.89Ga. Le métamorphisme UHT de la ceinture de Khondalite peut s'observer dans toute la chaîne à la faveur de la S_1 et de la S_2 suprasolidus. Ces conditions de UHT seraient provoquées par une augmentation de chaleur en réponse à l'injection de magma juvénile et d'une remontée de l'asthénosphère au cours du retrait progressif de la plaque subduite. Dans la S_2 suprasolidus, la fusion partielle des granulites résiduelles, dans lesquelles la ségrégation de liquide permet de former une migmatite avec un mélanosome également très réfractaire, engendre l'enregistrement d'assemblages métamorphiques de UHT. Dans ces contextes, la source de chaleur pour ce métamorphisme UHT correspond à l'injection de plutons de gabbronorites suite à la subduction de la ride océanique à 1.92 Ga.

Mots Clés : Migmatites, Métamorphisme UHT, Fluage crustal, Ceinture de Khondalite, Craton de Chine du Nord.

ABSTRACT

The Paleoproterozoic Khondalite belt exposes a mid to lower continental crust made of HT-UHT migmatites, numerous granite and gabbronorite intrusions. It represents an ancient analogous of the actual orogenic crust involved in large subduction-collision belt and orogenic plateau like the Andes or the Himalaya-Tibet system, respectively. In this PhD thesis, a tectono-metamorphic study of the Khondalite, based on multi-scale structural analysis, *P–T* modeling and petrochronological new results, is presented. Our results allow to a strong reappraisal of the geodynamic setting of the Khondalite belt and bring new insights to the knowledge of the thermomechanical of the deep and partially molten crust.

The structural analysis yields to the recognition of two main deformation events, D_1 and D_2. The D_1 deformation shows a subhorizontal S_1 foliation holding a mineral and stretching sub-horizontal to gently dipping L_1 lineation, underlined by elongated garnet grains and sillimanite. The D_2 deformation is represented by three planar fabrics drawing an anastomosed system with a N70°E trending subvertical S_2 foliation and shear zones that trend N90°E (C_2) and N120°E (C'_2). These $C_2/C'_2/S_2$ relationships emphasize a bulk dextral progressive D_2 kinematics. A microstructural study and EBSD analysis of different garnet-type occurrences show different constrictional and flattening finite strain patterns in abundant garnet bearing migmatites. Within the flat D_1 foliation, two main garnet typologies are described characterized by elongated grain with sillimanite, biotite and quartz inclusion or forming a biphased garnet-quartz agregate with poecilithic garnet grains. EBSD result reveals that garnet grains were plastically deformed. Using pseudosection modeling, we characterized low melt amount under UHT conditions during the garnet and garnet-quartz deformation. Power flow laws are used to model the garnet and garnet-quartz aggregate viscous shear strength at HT-UHT conditions. It reveals that garnet was as weak phase as quartz and that garnet-quartz aggregate strength is similar to quartzo-feldspathic assemblage under UHT conditions.

The UHT metamorphism of the Khondalite Belt is observed regionally within both S_1 and S_2 suprasolidus foliations. These UHT conditions were the result of an increase of temperature within the orogenic system in response of juvenile gabbroic injections and asthenospheric upwelling in the continental arc setting. We discovered two novel orthopyroxene + spinel + cordierite and orthopyroxene + spinel + olivine UHT metamorphic assemblages that characterized UHT conditions of ~0.6–0.8 GPa, and a maximum temperature of 1,050°C within Fe-rich migmatites. These assemblages originated from UHT metamorphism of residual granulites in response to gabbronorite intrusions along D_2 vertical pathways. Indeed, the structural and petrological results show that during the D_2 deformation, melt migration was very efficient with the formation of a melt network within metatexites. The new subvertical S_2 foliation facilitates melt migration, with the formation of diatexites and S-type granites in melt percolation domains and of residual granulites in melt depleted domains.

The D_1 deformation is interpreted as an evidence for mid to lower lateral crustal flow in Andean-type continental magmatic arc setting between 1.94 Ga and 1.90 Ga. The progressive

D_2 deformation occurs firstly with a mid-ocean ridge subduction responsible for HT conditions within the arc at 1.92 Ga. Secondly, the collision between the magmatic arc and the Fuping continent developed progressively an anastomosed system of shear zones in a bulk dextral transpressional setting at ca. 1.90-1.89 Ga.

Keywords : Migmatites, UHT Metamorphism, Crustal flow, Khondalite Belt, North China Craton.

REMERCIEMENTS

Je tiens dans un premier temps à remercier tous les membres de mon jury, Stéphanie Duchêne, Michel Ballèvre, Loïc Labrousse, Jean-Emmanuel Martelat et Karel Schulmann d'avoir si gentiment accepter d'examiner ce travail de thèse. C'est un grand honneur pour moi. Je tiens d'ailleurs à remercier Loïc Labrousse d'avoir accepté de me suivre au cours de mes comités de suivi de thèse. Vous avez toujours eu de précieux conseils qui m'ont beaucoup apporté.

Je voudrais remercier de tout cœur la personne qui a accepté il y a six ans de me faire découvrir la recherche. A l'époque, je suis venu timidement te voir, Pierre Trap pour avoir des informations sur « la recherche sur les roches métamorphiques ». Que de chemin depuis ! Merci vraiment pour tout Pierre. Tu m'as tellement apporté que je pourrais en écrire des pages ! D'abords, merci pour la confiance dont tu as fait preuve à mon égard, merci aussi pour la liberté de manœuvre que tu m'as toujours laissé. J'ai toujours pu exprimer ma curiosité et cela a souvent payé (même si je suis d'accords, on en a bavé avec cette migmatite à olivine). En travaillant avec toi j'ai pu m'épanouir dans la recherche et je ne demande qu'à continuer. Pour tout ce que tu as fait pour moi, saches que je t'en suis reconnaissant à vie. Ce serait donc un grand plaisir pour moi de continuer à travailler avec toi.

Merci à vous également Didier Marquer, pour la disponibilité dont vous avez toujours fait preuve malgré le fait que vous êtes sur Paris. Vos précieux conseils m'ont toujours aidé à améliorer la qualité de mon travail. Vous avez en plus cette capacité à trouver les mots justes qui permettent de ne pas se décourager face à de nombreuses corrections qui m'ont vraiment aidé, notamment pour notre premier article où j'ai brusquement découvert la réalité concernant la rédaction d'un article.

Et vous Lin Wei, je tiens à vous remercier sincèrement pour votre hospitalité, votre gentillesse, votre enthousiasme et votre aide sur le terrain. Les missions de terrains en Chine ont été pour moi des moments formidables qui resteront gravés dans ma mémoire. Vous m'avez fait découvrir tellement de chose sur votre formidable pays, votre langue, votre culture et votre gastronomie. Je me sens vraiment privilégié d'avoir découvert toutes ces choses avec vous. Pour cela, mille merci. Merci également de m'avoir fait visiter la Grande Muraille et le Temple du Ciel, c'était vraiment magnifique ! Je suis vraiment heureux de vous avoir eu comme co-directeur de thèse et ce serait pour moi un plaisir de continuer à collaborer avec vous.

Je tiens également à te remercier Philippe Goncalves. Tu as très souvent été disponible pour moi, j'ai beaucoup appris de toi. Par contre, tu avais raison quand tu m'as dit en première année de venir au foot parce que sinon « j'allais découvrir qu'une thèse c'est 10kg ». Je confirme, je les ai pris… Remarques, cela te simplifierait peut-être la tâche maintenant pour me mettre un but !

Merci également à toi Nicolas Carry, pour tout tes conseils, ton aide sur les figures du premier papier. J'ai vraiment beaucoup appris à tes côtés en termes de vulgarisation scientifique notamment, entre « une classe, un chercheur », la fête de la science et autres. Il y a juste mes chemises blanches qui ne te remercient pas (lol !) parce qu'elles avaient toujours la mal chance d'être sur mes épaules un jour de déménagement.

Merci Émilien Oliot. Merci pour ton hospitalité, pour ta sympathie et ton enthousiasme. C'est vraiment cool de travailler avec toi. C'est toujours un plaisir de descendre à Montpellier pour te voir et j'espère qu'on pourra bosser sur des projets ensemble à l'avenir.

Merci à vous aussi les copains ! Mazette que c'était chouette !

Fraté, finalement tu avais raison, j'ai plus appris de mots corses que toi tu n'as été changé par la Franche-Comté. Mais bon, c'est en Franche-Comté que tu vas devenir le parrain ! ;)

Léa, c'était vraiment cool d'avoir le soutient de ma tite sœur ces trois années. Qui sait, j'aurai peut-être l'occasion de lire ton manuscrit dans quelques années ! ;)

Ma petite Mémé Brognard, toujours au taquet pour la déconne ! C'était cool de se soutenir mutuellement pour la dernière année. En plus tu m'as grandement aidé à m'inspirer des Andes pour mon boulot donc merci et bon courage pour ta soutenance !

Josélito ma belle blonde, mazette çà va me manquer de te dire « salut ! » le matin. Mais bon on aura tôt fait de se revoir maintenant que tu comprends mon vieil accent de paysan mdr. Encore désolé pour ta première année… Si seulement j'avais su…

Et toi mon petit Bébert adoré. Toujours persuadé de finir président avec ta stratégie du « çà suffit je pose mes 2 » ! Alala, j'espère qu'on se verra le plus souvent possible en France et au Cameroun et j'imagine que je suis loin d'être le seul à y penser ! En tout cas courage et merde pour la fin de ta thèse !

Vous êtes les meilleurs les copains ! On a passé des moments énormes ensemble, que de poésie, de dictionnaire, d'humilité et d'humour. On avait vraiment l'impression qu'il était 16h toute la journée ! Je pourrais vous en dire beaucoup mais j'en garde sous le coude comme çà on aura de bonnes raisons de se faire des bouffes entre copaing !

Petit clin d'œil à vous aussi mes potos Gaétan et Julien je ne vous oublie pas mes « Jacquouille ». Si vous êtes sages vous aurez même droit à une dédicace lol !

Je voudrais terminer en remerciant ma famille pour le soutient infaillible dont elle a toujours fait preuve. Merci à vous papa, maman pour tout ce que vous avez fait pour moi, ce manuscrit est en partie votre réussite aussi.

Et merci à toi ma petite femme, Maud, je pourrais faire un second mémoire rien que pour te remercier, d'autant qu'on aura bientôt un merveilleux chapitre supplémentaire à y écrire !

SOMMAIRE

Résumé **3**

Abstract **5**

Remerciements **7**

Sommaire **9**

Chapitre 1 : Impact de la fusion partielle sur la rhéologie et la structuration de la croûte continentale orogénique : Etat de l'art et questions **13**

1. La fusion partielle dans la croûte continentale orogénique 16

1.1. Les migmatites 16

1.2. Les migmatites, des roches à fort pouvoir affaiblissant 21

2. Fluage de la croûte partiellement fondue et formation des plateaux orogéniques 27

3 Objectifs de la thèse 33

Chapitre 2 : La ceinture de Khondalite dans le Craton de Chine du Nord **35**

1 Histoire tectonique de la formation du craton de Chine du Nord 37

1.1 Les complexes et chaînes du craton de Chine du Nord de l'Archéen au Paléoprotérozoïque 37

1.2 La ceinture de Jiao-Liao-Ji ou « Jiao-Liao-Ji Belt » 39

1.3. La « Trans-North China Belt », une chaîne Paléoprotérozoïque de collision de type moderne 41

1.4 La ceinture de Khondalite 50

2 Présentation des modèles de formation de la ceinture de Khondalite 62

2.1 Collision à 1.95-1.92 Ga et métamorphisme UHT post-collision (Santosh et al., 2007a, b, 2008, 2009, 2012, 2013 ; Shimizu et al., 2013 ; Tsunogae et al., 2011 ; Yang et al., 2014 ; Zhang et al., 2012) 62

2.2 Collision à 1.95 Ga et métamorphisme UHT post-collision en lien avec une subduction vers l'Ouest puis une collision à 1.85 Ga (Guo et al., 2012 ; Huang et al., 2016 ; Jiao et al., 2013, 2015, 2017 ; Peng et al., 2010, 2011, 2012, 2014) 64

2.3 Collision à 1.95 Ga en lien avec une subduction vers le Nord et un métamorphisme post-collision (X.W. Li & Wei, 2016, 2018) 65

3 Annexe (Chapitre 2) 67

3.1 Le massif de Zanhuang : zone de suture Est de la TNCB 67

3.2 Le cœur de la TNCB : les complexes du Fuping, du Wutaishan et du Sud Hengshan 70

3.3 Le complexe du Lüliangshan : zone de suture Ouest de la TNCB 75

3.4 La chaîne de Haute Pression 78

Chapitre 3 : Contrainte de l'évolution P-T et de l'Origine du métamorphisme de la ceinture de Khondalite 82

1 Le métamorphisme de ultra-haute température : répartition, durée et source de chaleur . 83

1.1 Définition 83

1.2 Diagnostique du métamorphisme UHT 84

1.3 Estimation des conditions *P-T* du métamorphisme UHT via la modélisation thermodynamique 88

1.4 Trajet *P-T*, le problème du temps et les implications géodynamiques 90

2 Présentation de l'article 96

3 Article 1 : Ultra-High Temperature metamorphism recorded in Fe-rich olivine-bearing migmatite from the Khondalite Belt, North China Craton. 98

3.1 Abstract 99

3.2 Introduction 99

3.3 Geological setting 101

3.4 Petrography and chemistry of UHT migmatites 104

3.5 Mineral phase equilibria modelling and thermobarometry 116

3.6 Geochronological results 125

3.7 Discussion 131

3.8 Conclusion 135

3.9 Acknowledgements 135

3.10 References (Voir en fin de manuscrit) 136

4 Complément de l'Article 1. 136

Chapitre 4 : Etude structurale de la ceinture de Khondalite 137

1 Présentation de l'article 139

2 Article 2 : Strain pattern within the UHT Khondalite Belt (North China Craton): Toward a reappraisal of its geodynamic evolution. 141

2.1 Abstract 142

2.2 Introduction 142

2.3 Geological setting 144

2.4 Structural analysis 148

2.5 Strain pattern within granitoids 163

2.6 Relationship between D_1 and D_2 deformations, partial melting and transfer of magma 165

2.7 Discussion 169

2.8 Conclusion 174

2.9 Acknowlodgement 175

2.10 References (Voir en fin de manuscrit) 175

Chapitre 5 : Etude de la déformation ductile du grenat dans la foliation S_1 et implications rhéologiques 176

1 Présentation de l'article 177

2 Article 3 : Rheological behavior of garnet and garnet-quartz aggregate at ultra-high temperatures: an example from felsic migmatites in the Khondalite belt, North China Craton. 178

2.1 Introduction 179

2.2 Geological setting 180

2.3 Petrological and microstructural analyses 181

2.4 EBSD analysis 190

2.5 Strength of the garnet and garnet-quartz assemblage 199

2.6 Discussion 203

2.7 Conclusion 207

2.8 Acknowlodgement 208

2.9 References (Voir en fin de manuscrit) 208

3 Complément de l'article 208

Chapitre 6 : Age et durée de la déformation et de la fusion partielle dans la ceinture de Khondalite 212

1 Article 4: Age and duration of partial melting and deformation in the Khondalite Belt, North China Craton? 213

2.1 Introduction 214

2.2 Geological setting 216

2.3 Sample locations 218

2.4 Petrography of selected samples 219

2.5 Geochronological results 225

2.6 Discussion 238

2.7 Conclusion 242

2.8 Acknowlodgement 242

2.9 References (Voir en fin de manuscrit) 242

2 Complément de l'article, âge des zircons détritiques 243

Chapitre 7 : Discussion et perspectives 247

1 Le comportement de la croûte continentale orogénique partiellement fondue en contexte HT/UHT 248

1.1 Partitionnement de la déformation de la croûte partiellement fondue en contexte transpressif 248

1.2 Le liquide silicaté des migmatites UHT : localisation et migration 249

1.3 Evolution du squelette minéral au cours de la fusion partielle : le rôle du grenat ... 251
1.4 Déformation du grenat et du squelette minéral au cours de la fusion partielle 252
2. La ceinture de Khondalite, vers une réévaluation de son contexte géodynamique..... 255
2.1 La ceinture de Khondalite : des résultats incompatibles avec la collision entre les blocs de l'Ordos et de Yinshan. 255
2.2 La ceinture de Khondalite : un arc magmatique continental de type-Andes. 257
2.3 Etendue géographique du plateau continental de la ceinture de Khondalite 265
2.4 Bilan du modèle géodynamique de la ceinture de Khondalite et perspectives 267
3 Perspectives 270
Références 271

CHAPITRE 1 : IMPACT DE LA FUSION PARTIELLE SUR LA RHEOLOGIE ET LA STRUCTURATION DE LA CROUTE CONTINENTALE OROGENIQUE : ETAT DE L'ART ET QUESTIONS

Au sein des zones orogéniques, les transferts de chaleur liés à l'épaississement crustal, la mise en place de magmas et les intéractions croûte/manteau sont à l'origine de températures élevées dans la croûte moyenne et inférieure qui atteint alors un état partiellement fondu et enregistre des conditions de métamorphisme de Haute Température (HT) et Ultra-Haute Température (UHT) (e.g.Brown, 2006 ; Harley, 2016 ; Kelsey, 2008 ; Kelsey & Hand, 2015 et références associées à ces synthèses). Cette croûte « chaude » et migmatitique voit sa résistance mécanique chuter de manière importante, ce qui modifie notamment le bilan des forces de surface (tectoniques) et de volume (gravitaires). La croûte profonde est alors capable de se déplacer verticalement et horizontalement dans la chaîne en construction, en réponse à la compétition de ces deux forces de gravité et tectoniques. Ce fluage crustal est un mécanisme prépondérant dans la construction des prismes et plateaux orogéniques lors des processus de subduction-collision (Figure 1.1 ; e.g. Beaumont, Jamieson, Nguyen, & Lee, 2001a).

Le système orogénique Himalaya-Tibet en est l'exemple typique au sein duquel la chute de viscosité, liée à l'apparition de liquide silicaté, induirait un découplage mécanique partiel ou total à l'origine de la formation de chenal de fluage crustal (e.g. Beaumont et al., 2001a ; Beaumont, Jamieson, Nguyen, & Medvedev, 2004 ; Jamieson, Beaumont, Medvedev, & Nguyen, 2004). Les travaux de géophysiques, notamment sur des données magnétotelluriques, estiment des valeurs de taux de fusion de l'ordre de 5 à 14% pour le Sud du Tibet et de 2 à 4 % dans le Nord-Ouest de l'Himalaya (Unsworth et al., 2005). Les résultats de modèles numériques prédisent des températures excédant les 800°C et atteignant les conditions UHT dans la croûte inférieure du Tibet (Figure 1.1 ; Beaumont et al., 2004). Ces prédictions sont corroborées par des estimations *P–T* réalisées sur des xénolithes granulitiques de la croûte inférieure tibétaine remontée à la faveur d'éruptions miocènes. Ces roches témoignent de conditions de température très élevées entre 1.7 et 2.2 GPa, soit à près de 60-80 km de profondeur (Chan et al., 2009 ; Z. Zhang, Xiang, Dong, Ding, & He, 2015). Dans le cas du Tibet, l'impossibilité de procéder à des observations directes de la croûte profonde, rend difficile sa compréhension. C'est pourquoi l'amélioration de la connaissance du comportement de la croûte migmatitique HT et UHT et de son rôle dans la structuration des orogènes passe par l'étude d'analogues anciens où affleure le cœur des chaînes de montagne (e.g. Brown, 2001 ; Labrousse, Prouteau, & Ganzhorn, 2011 ; Schulmann et al., 2008 ; St-Onge, Searle, & Wodicka, 2006 ; Vanderhaeghe, 2009, 2012 ; Vanderhaeghe & Teyssier, 2001a, b).

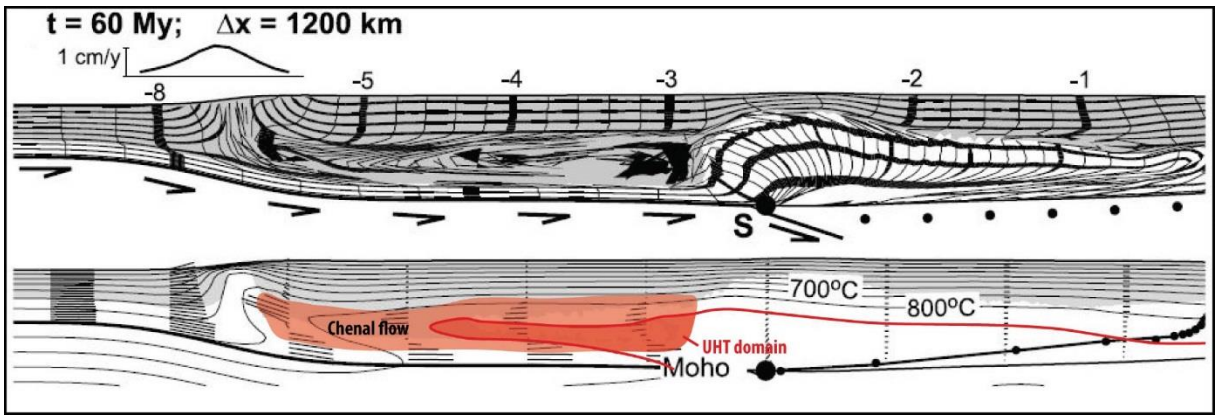

Figure 1.1 : Modélisation numérique du chenal de fluage actif dans le système Himalaya-Tibet et des isothermes de la croûte continentale. On observe au cœur du chenal de fluage un domaine où les températures excèdent les 900°C (isotherme rouge), propice au développement d'un métamorphisme UHT. Modifié de Beaumont et al. (2004).

Dans ce chapitre sont présentés un état de l'art du comportement des migmatites et de leur impact sur le fluage de la croûte orogénique. Les objectifs de la thèse seront présentés à la fin de ce premier chapitre. L'analogue ancien et objet naturel de l'étude est la ceinture de Khondalite située dans le craton de Chine du Nord. Cet orogène d'âge Paléoprotérozoïque sera quant à lui présenté en Chapitre 2.

1. La fusion partielle dans la croûte continentale orogénique

1.1. Les migmatites

Les migmatites sont des roches métamorphiques issues de la fusion partielle. Elles sont hétérogènes de l'échelle microscopique à macroscopique. Les migmatites se composent généralement de deux parties, une partie foncée appelée mélanosome, montrant généralement des caractéristiques de roches métamorphiques et une partie claire, le leucosome, à l'apparence de roche ignée. La richesse en termes d'aspect et de microstructure est à l'origine de nombreuses nomenclatures quant à la description des migmatites et de nombreuses interprétations quant à la nature de chaque partie d'une migmatite. Dans ce travail de thèse nous avons choisi de suivre la nomenclature proposée dans l'atlas de Sawyer, (2008).

1.1.1. Métatexite et diatéxite, entre roche métamorphique et magmatique

En fonction de la proportion de leucosome observée à l'affleurement, les migmatites sont classées en deux catégories : les métatexites, pauvres en leucosomes et les diatexites, riches en leucosome.

La métatexite se rapporte à une migmatite hétérogène à l'échelle de l'affleurement, ayant préservé une structure pré-fusion partielle, paléosome, et dont la quantité de liquide silicaté nouvellement crée dans le néosome est relativement faible (Figure 1.2a). Ces métatexites peuvent parfois contenir des poches de percolation de liquide qui déstructurent la foliation de la migmatite, traduisant un taux de liquide plus important, intermédiaire avant le stade des diatexites de provenance *in situ* ou éloignée (Figure 1.2b).

Le terme de diatexites se rapporte quant à lui à une migmatite dont la quantité de leucosome dans le néosome observée à l'affleurement est dominante, avec une proportion de liquide importante, distribuée dans toute la migmatite. La structure pré-fusion partielle disparait au profit de structure syn-anatexie et l'on retrouve des reliques du paléosome sous forme de xenolithes dans la diatexite (Figure 1.2c).

Il existe classiquement deux types de diatexites : 1) les diatexites à liquide autochtone, le liquide est produit *in situ* avec un taux de fusion important dans un système fermé empêchant une migration du liquide ; 2) les diatexites à liquide mixte provenant d'une part de la fusion *in situ* et d'autre part de l'apport de liquide par migration en système ouvert. C'est à cause de cet apport potentiel de liquide allochtone qu'il est parfois risqué de relier la proportion de liquide observée à l'affleurement au taux de fusion partielle de la migmatite sans analyses plus poussées. De même, une roche avec peu de liquide n'est pas nécessairement une métatexite au taux de fusion peu important mais peut aussi être ce qui sera qualifié dans ce travail de thèse de granulite résiduelle (Figure 1.2d). Une granulite résiduelle est une migmatite appauvrie en liquide et dont le mélanosome résiduel, réfractaire à la fusion, enregistre un métamorphisme granulitique ± UHT.

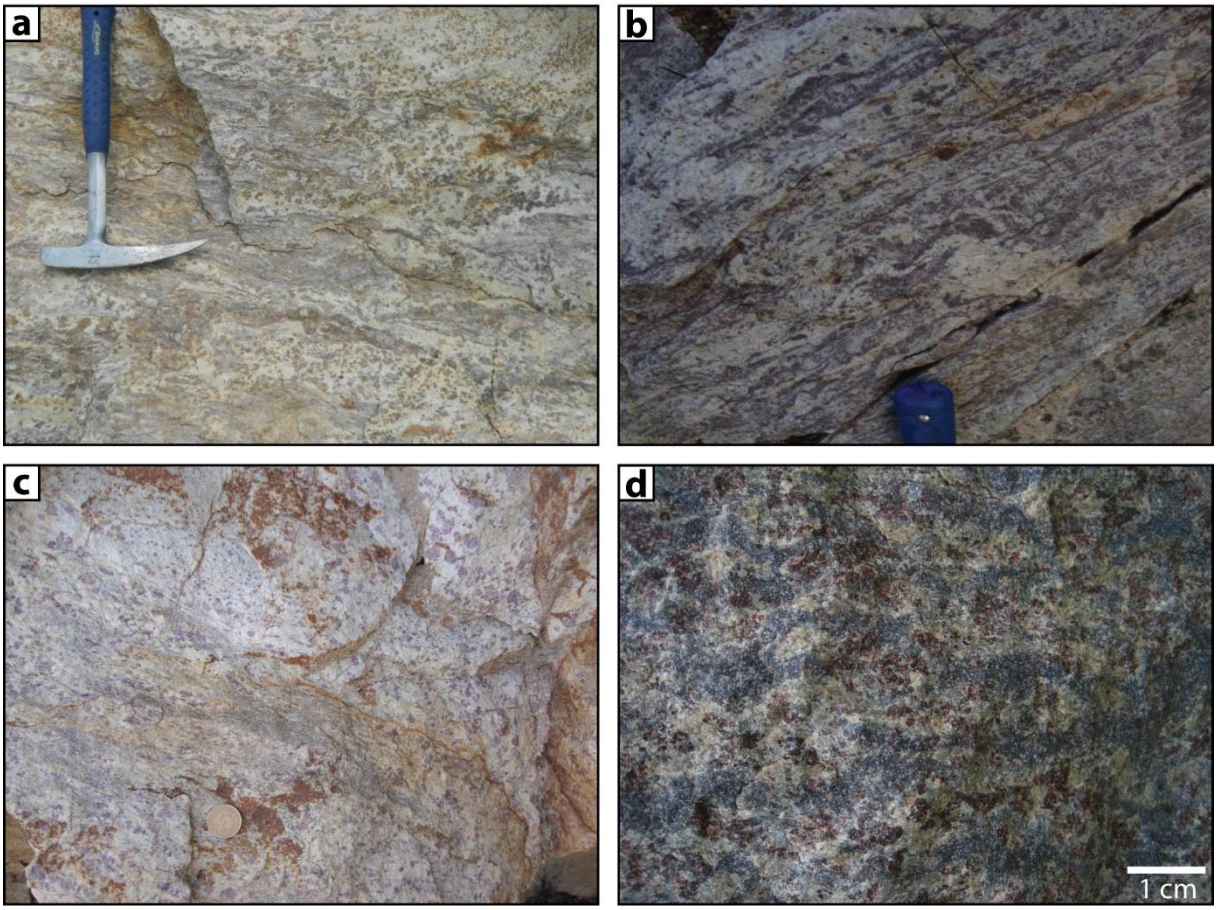

Figure 1.2 : a) Photographie d'une métatexite montrant une hétérogénéité entre des domaines à leucosome et mélanosome ; b) Photographie d'une migmatite intermédiaire entre la métatexite et la diatexite. Cette proto-diatexite montre des niveaux de percolation de liquide sécant à la foliation, le paléosome se fait plus rare dans cette migmatite ; c) Photographie d'une diatexite où domine le néosome, le paléosome n'apparaissant que sous forme d'enclaves reliques(xénolithes) ; d) Migmatite qualifiée de granulite résiduelle, roche riche en mélanosome réfractaire à la fusion contenant encore du liquide en quantité relativement faible dans le néosome.

1.1.2. Réactions de fusions partielles

Les migmatites sont le fruit de différentes réactions de fusion partielle qui dépendent de la nature du protolithe, des conditions de pression (*P*) et de température (*T*) et de la teneur en eau du système (Weinberg & Hasalová, 2015). On distingue deux types (extrêmes) de réactions de fusion partielle en fonction de la présence ou de l'absence de fluides libres (V):

-Fusion partielle fluide-présent : par exemple : ms + sil+ q + V= L

-Fusion partielle fluide-absent : par exemple : ms + q = Kfs+ sil+ L

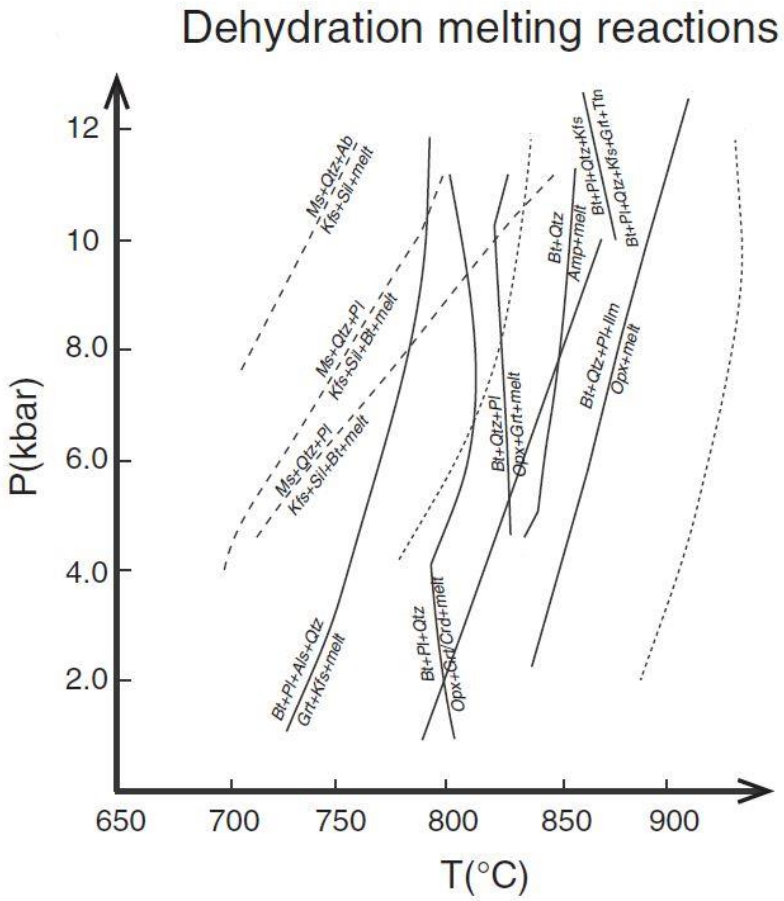

Figure 1.3 : Diagramme P-T représentant quelques réactions de déshydratation courante, modifié de Weinberg & Hasalová (2015).

Les réactions fluides-présent sont des réactions congruentes qui produisent exclusivement du liquide silicaté (Weinberg & Hasalová, 2015 et références associées). Les réactions fluide-absent sont non congruentes et produisent des minéraux péritectiques tels que les alumino-silicates (sillimanite, andalousite), le grenat, l'orthopyroxène, la hornblende ou encore la cordiérite. Ces dernières sont classiquement des réactions de déshydratation parmi

lesquelles nous citerons de manière non-exhaustive les réactions de déshydratation de la muscovite, de la biotite ou des amphiboles (Figure 1.3 ; Weinberg & Hasalová, 2015).

Ces réactions de déshydratation présentent généralement une forte dépendance à la température avec un fort $\Delta P/\Delta T$ à l'exception de la réaction de déshydratation de la muscovite qui montre une pente un peu moins forte (Figure 1.3).

Dans le faciès des granulites HT, la réaction de déshydratation à l'origine des assemblages métamorphiques est principalement la réaction de déstabilisation de la biotite (e.g. Le Breton & Thompson, 1988). Cette réaction se fait généralement à partir de 750°C et en condition de sous saturation en H_2O. La faible hydratation d'une roche est connue pour déplacer le solidus vers des températures plus élevées et ce quelle que soit la réaction (Figure 1.4 ; Weinberg & Hasalová, 2015)

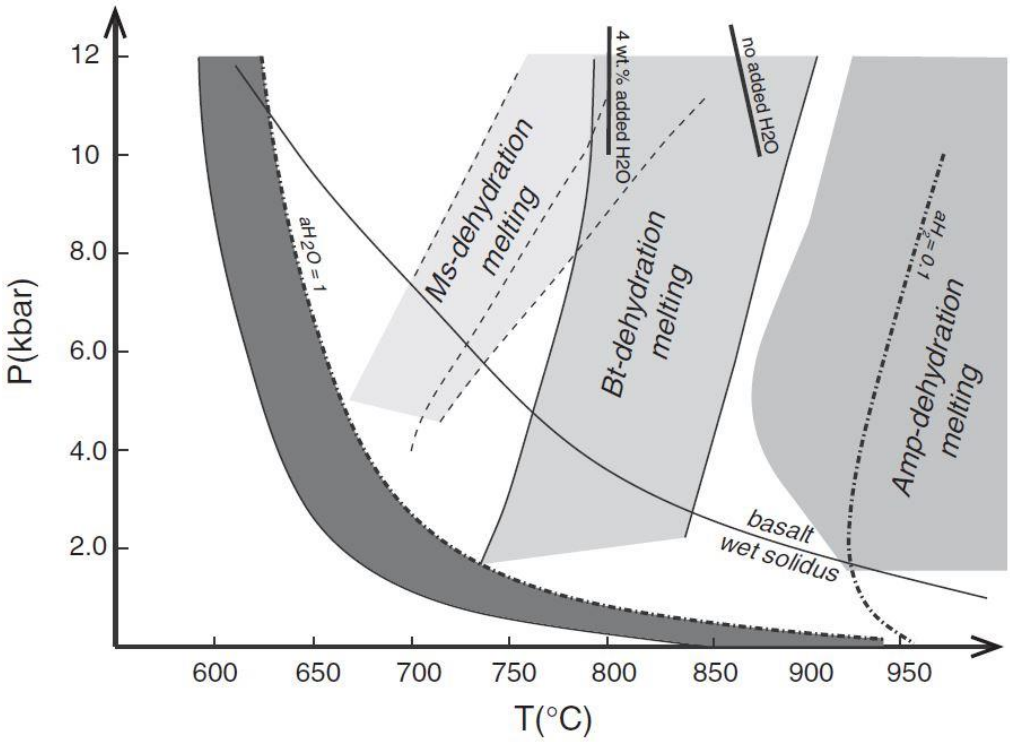

Figure 1.4 : Diagramme P-T représentant l'impact de la quantité d'eau présente au cours de la fusion partielle, modifié de Weinberg & Hasalová (2015). On note une translation des réactions de déshydratation vers les hautes températures avec la diminution de la quantité d'eau.

En outre, une forte teneur en titane et en fluor va favoriser la stabilité de la biotite et repousser la réaction de fusion vers des températures de 850°C voir au-delà (Dooley & Patiño Douce, 1996). C'est pourquoi, dans les contextes granulitiques HT-UHT, cette réaction de fusion partielle est la plus commune. La production de liquide silicaté et la formation de migmatites s'effectue pour des températures entre 800 et 900°C. La quantité de liquide silicaté

produit au cours de la fusion par déstabilisation de la biotite est relativement importante avec des taux de l'ordre de 10 à 15% (Figure 1.5 ; Vielzeuf & Schmidt, 2001).

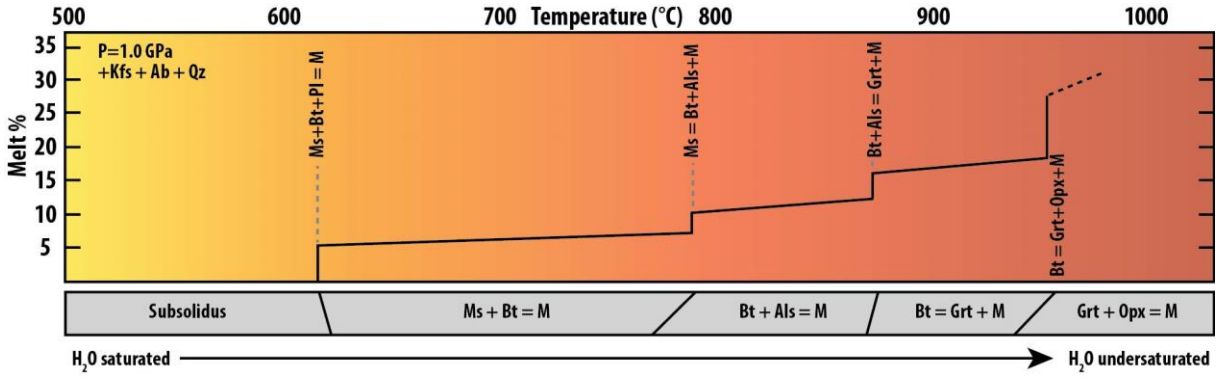

Figure 1.5: Diagramme de productivité de liquide de différentes réaction de fusion en fonction de la température, publié dans Vielzeuf & Schmidt (2001).

C'est également cette réaction de déstabilisation de la biotite qui pourrait contribuer au magmatisme de type-S dans les Andes. En effet, Wörner, Mamani, & Blum-Oeste, (2018) proposent une fusion crustale de haute température dans le champs de stabilité du grenat, expliquant la faible teneur en terres rares lourdes (HREE) des magmas de type-S (Figure 1.6).

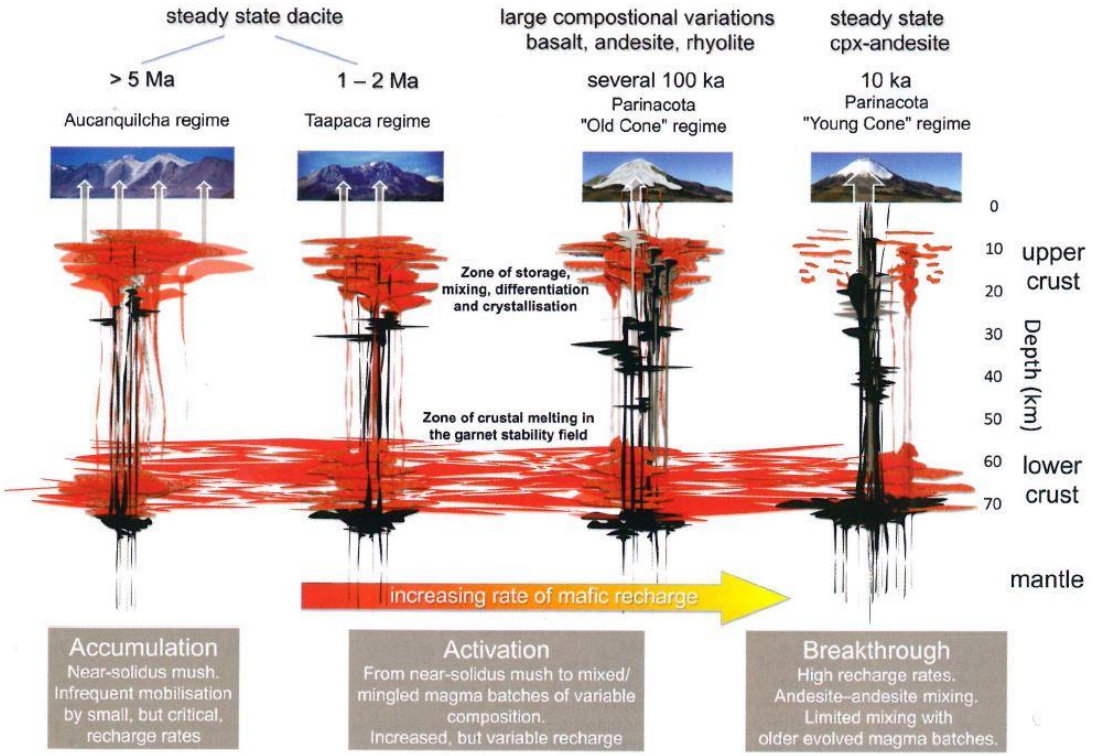

Figure 1.6 : Schéma illustrant la reconstruction des différents régimes magmatiques dans les Andes, dans la région du plateau de l'Altiplano-Puña montrant une zone de fusion crustale dans le champ de stabilité du grenat (Wörner et al., 2018). Cette zone pourrait correspondre à une zone où la fusion déshydratation de la biotite serait active et produirait du liquide silicaté et des grenats responsables de la signature déprimée en HREE des magmas de type-S.

1.1.3. Rôle de la production et mouvement de liquide eutectique dans la formation et la préservation d'assemblages granulitiques

Nous venons de voir que les réactions de fusion partielle produisent d'un côté du liquide silicaté et de l'autre un résidu solide plus ou moins anhydre. Lors de ces réactions, l'eau contenue dans le protolith se retrouve dans le liquide silicaté (e.g. White & Powell, 2002). Ce liquide silicaté produit peut ensuite coalescer et migrer par compaction, dans des fractures ou par diapirisme gravitaire pour atteindre les niveaux structuraux supérieurs et former des plutons de granite (Vanderhaeghe, 2009). Au cours de cette migration de liquide, la migmatite résiduelle devient de plus en plus anhydre et réfractaire à la fusion. Cette roche va donc pouvoir enregistrer un métamorphisme de type granulitique (White & Powell, 2002). Lorsque les températures sont extrêmes (>900°C) ces granulites résiduelles peuvent enregistrer un métamorphisme UHT. Le caractère anhydre de ces roches favorise ensuite la préservation partielle à totale de l'assemblage granulitique au cours de l'évolution rétrograde du fait de l'absence d'eau, inhibant les réactions rétromorphiques (White & Powell, 2002).

1.2. Les migmatites, des roches à fort pouvoir affaiblissant

L'apparition de liquide silicaté dans une migmatite a pour effet de diminuer de manière significative sa viscosité (Arzi, 1978 ; Rosenberg & Handy, 2005). La quantité de liquide silicaté est le paramètre de premier ordre contrôlant le comportement mécanique et la localisation de la déformation (Misra, Burlini, & Burg, 2009). La distribution de la phase liquide (i.e. connectivité des liquides silicatés) joue également un rôle majeur sur le comportement mécanique des migmatites (Holyoke & Rushmer, 2002 ; Misra et al., 2009 ; Ganzhorn et al., 2016).

1.2.1. Proportion de liquide et seuils rhéologiques

La quantité de liquide présent dans les migmatites est un facteur prépondérant qui permet de définir le comportement rhéologique de ces roches en fonction de deux limites

géométriques : le seuil de connexion de ces liquides silicatés et le seuil de connexion de la phase solide (Figure 1.7 ; Maaløe, 1982).

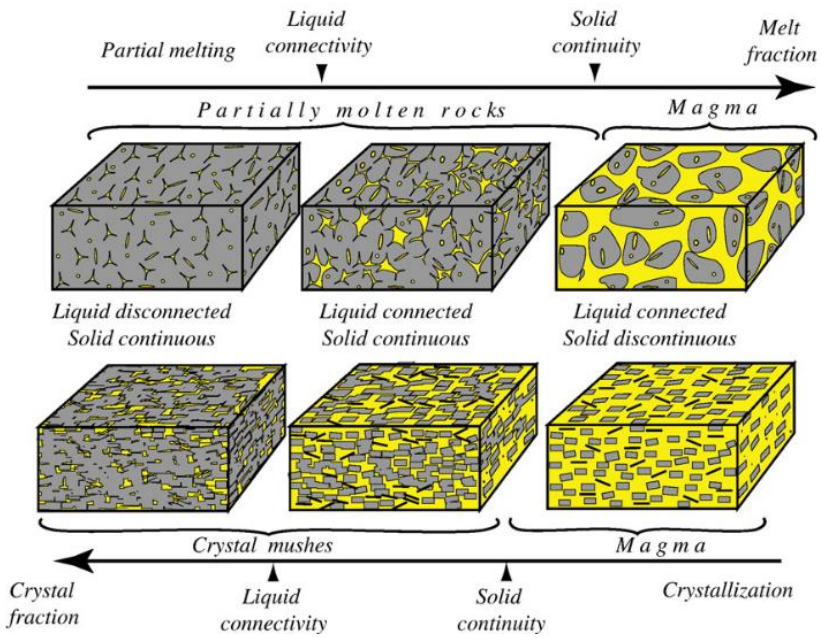

Figure 1.7 : Evolution des limites géométriques entre phase solide et phase liquide en fonction de la quantité de liquide en présence (publié dans Vanderhaeghe, 2009)

En effet, lorsque que les liquides silicatés sont interconnectés (MCT, « Melt Connectivity Threshold » or « Liquid connectivity » Figure 1.7), une chute brutale de l'ordre de deux à trois ordres de grandeur de la résistance et de la viscosité de la roche est observée (Figures 1.7 & 1.8). Lorsque la quantité de fusion partielle atteint 20 à 40% (RCMP, « Rheological Critical Melt Point » or « Solid continuity » Figure 1.7) une autre chute brutale de près de dix ordres de grandeur est observée (Figures 1.7 & 1.8). Cette limite correspond à un secteur de transition entre les roches partiellement fondues et les magmas. En effet, lorsque la fraction solide n'est plus connectée on passe dans le domaine des magmas (Arzi, 1978 ; Rosenberg & Handy, 2005).

Ces résultats sur ces proportions critiques de liquides de 7% (MCT) et ~30% (RCMP) ont été obtenus via des études expérimentales réalisées sur des échantillons centimétriques soumis à des déformations dont les vitesses sont bien plus grandes que celles observées dans la nature (Rosenberg & Handy, 2005). La déformation rapide des échantillons au cours des expériences a provoqué de la fracturation dans ces derniers (Rosenberg & Handy, 2005). Cette fracturation induit, par définition, une rupture dans le squelette minéral de la migmatite et donc une chute dramatique de la compétence de cette dernière. De plus, les vitesses expérimentales

trop élevées de déformation ne permettent pas d'observer les phénomènes naturellement à l'œuvre comme la diffusion ou le fluage dislocation par exemple. Les conditions d'expérimentation pourraient donc surestimer l'impact du liquide sur la perte de viscosité.

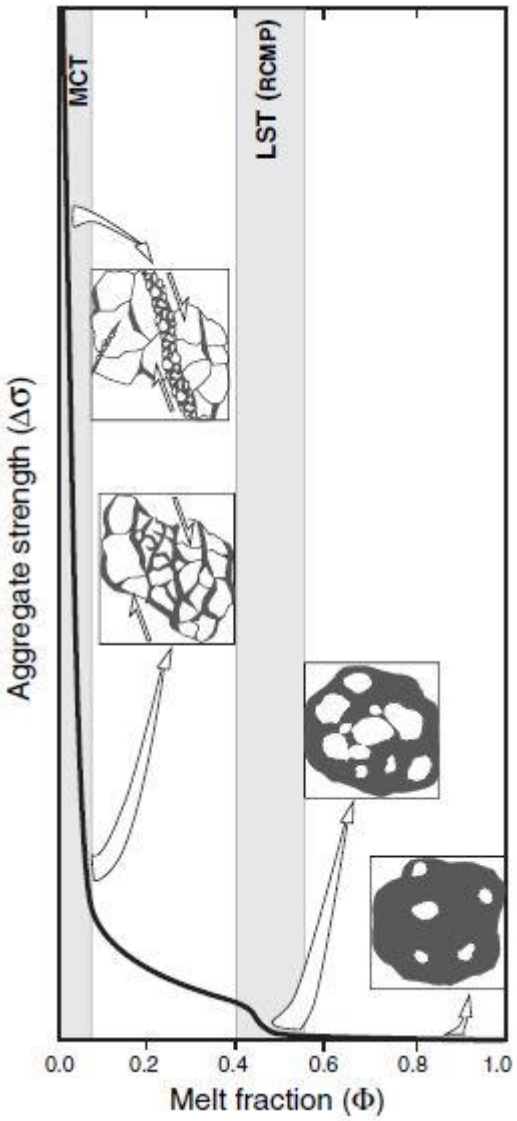

Figure 1.8 : Graphique illustrant la perte de compétence d'une roche en fonction de la proportion de liquide silicaté. La « MCT » correspond à la transition où le liquide devient interconnecté, la « LST » ou « Liquid Solid Transition » est la proportion de liquide à partir de laquelle le solide ne forme plus un réseau connecté, c'est-à-dire que des fragments solides « nagent » au sein du liquide silicaté à partir de ce stade. Figure de Rosenberg & Handy (2005)

1.2.2. Le rôle du squelette minéral

Si lors des travaux expérimentaux la vitesse de déformation provoque de la fracturation, l'impact du squelette minéral sur la viscosité globale de la migmatite s'en trouve nécessairement sous-estimé. Ceci signifie également que la MCT pourrait être atteint à des taux de fusion sensiblement plus élevé que les 7% (Rosenberg & Handy, 2005). Ceci induit un rôle non négligeable du squelette minéral dans la déformation d'une migmatite au début de la fusion partielle ou à des taux de fusion faible.

Pendant la fusion partielle, si la roche devient effectivement biphasée avec un solide et un liquide, elle connait également une transformation minéralogique et microstructurale de son squelette minéral. Excepté pour la fusion d'un mélange quartzo-feldspathique en présence d'eau, les principales réactions de fusion déshydratation entrainent une disparition des minéraux hydroxylés (micas et amphibole) au profit de phases péritectiques (sillimanite, grenat, orthopyroxène, spinelle, ou cordiérite par exemple). En plus de l'apparition de liquide silicaté, il y a donc une transformation minéralogique et potentiellement structurale dans le squelette minéral. Ces transformations ont donc nécessairement un impact sur la compétence du squelette minéral mais également sur la viscosité globale de la migmatite.

Considérer la déformation du squelette minéral revient à considérer la déformation d'un agrégat polyphasé. Comprendre la déformation d'un assemblage polyphasé est une tâche complexe car chaque phase a ses propriétés rhéologiques et physiques qui lui sont propres, elles sont présentes et en compétition dans l'agrégat dans une certaine proportion et sont réparties de manière homogène ou non dans la roche. C'est pourquoi les rares travaux qui se sont penchés sur la déformation d'agrégat polyphasé se sont limités aux agrégats biphasés (Handy, 1994 ; Handy, Wissing, & Streit, 1999). Ce genre d'agrégat biphasé montre généralement une gamme de microstructures révélant deux types de comportement en fonction de la proportion modale et du contraste de viscosité de chaque phase (Figure 1.9 ; Handy, 1994). Dans le cas où la phase la plus rigide de l'agrégat est la plus importante en terme de proportion, cette phase va constituer une charpente rigide autour de poches constituées de la phase faible, on parle de « Load-Bearing Framework » (LBF ; Handy, 1994). A l'inverse si la phase faible est la plus abondante et forme un réseau interconnecté séparant des clastes de la phase rigide, on parle de « Interconnected Weak Layer » (IWL ; Handy, 1994). Quelle que soit la configuration (LBF ou IWL), c'est le contraste de viscosité qui détermine si les deux phases ou seulement l'une des deux accommode la déformation. Moins le contraste de viscosité est important plus la déformation affectera les deux phases de l'agrégat et donc la déformation interne des deux phases sera importante (Figure 1.9 ; Handy, 1994).

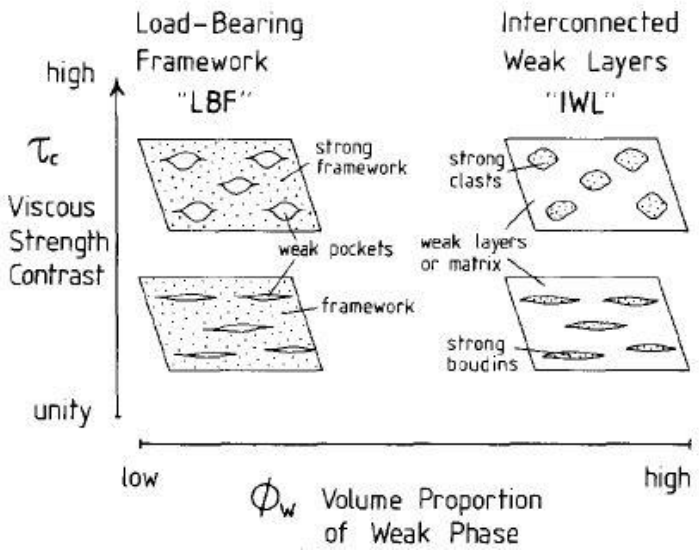

Figure 1.9 : Illustration des microstructures en LBF et IWL en fonction de la proportion volumique de la phase affaiblissante et du contraste de viscosité entre les deux phases de l'agrégat, publié dans Handy (1994).

Au cours de la fusion partielle à haute température par déshydratation de la biotite, la cristallisation du grenat pourrait former des agrégats avec d'autres phases en excès, comme le quartz par exemple. Le grenat est généralement une phase résistante, dans des conditions de basse et moyenne température , tendant à rigidifier l'agrégat (e.g. Oliot, Goncalves, & Marquer, 2010). En conditions HT-UHT, des études récentes ont montré que l'affaiblissement mécanique du grenat était suffisant pour enregistrer une déformation ductile (Ji & Martignole, 1994 ; Kleinschrodt & McGrew, 2000 ; Martelat et al., 2012). Dans ces conditions UHT (~900°C), le grenat pourrait même être mécaniquement plus faible que le quartz (Ji & Martignole, 1994). Dans la ceinture de Khondalite, les migmatites sont très riches en grenat avec une proportion modale du grenat représentant en moyenne 15%. Cependant, du fait de l'hétérogénéité intrinsèque aux migmatites, il n'est pas rare d'observer des niveaux au sein desquels le grenat représente 35 à 50% des phases constituant ces niveaux. Toutefois, peu d'étude s'intéresse à l'impact rhéologique du grenat sur le comportement du squelette minéral des migmatites et plusieurs points restent encore à éclaircir, comme par exemple :

- Comment les phases néoformées comme le grenat modifient le comportement mécanique du squelette minéral ? Jouent-elles un rôle de catalyseur ou de retardateur de l'amollissement de la migmatite ?
- Est-ce que la cristallisation des phases péritectiques entretient la connexion du réseau solide ?

- Est-ce qu'au contraire ces phases cristallisent au cœur du liquide, favorisant ainsi la déstructuration du squelette minéral et la connexion du liquide ?

Ces différents points sont abordés dans une partie du travail de thèse (chapitre 5), qui présente des résultats d'analyse structurale et microstructurale réalisée sur des migmatites à grenat de la ceinture de Khondalite et notamment des assemblages grenat-quartz. L'étude de ces agrégats polyphasés représente un enjeu majeur pour améliorer les modèles numériques qui utilisent de tels paramètres rhéologiques (e.g. Arzi, 1978 ; Bagdassarov & Dorfman, 1998 ; Lejeune & Richet, 1995 ; Rosenberg & Handy, 2005 ; Rutter & Neumann, 1995 ; Van der Molen & Paterson, 1979). Les modèles actuels utilisent généralement des données obtenues sur des agrégats monophasés (quartzite hydraté). De plus, dans ces modèles, la croûte inférieure est modélisée à l'aide de paramètres obtenus sur une diabase. L'étude du comportement de granulite felsique à grenat offre des informations qui pourraient améliorer les modèles dans les cas où la croûte inférieure à moyenne a une affinité plutôt felsique.

2. Fluage de la croûte partiellement fondue et formation des plateaux orogéniques

Dans l'immense variété de relief observable sur Terre, les plateaux continentaux demeurent parmi les plus impressionnants et les plus énigmatiques. L'intérêt pour ces hauts reliefs remonte à l'Antiquité avec les premières descriptions géographiques de l'Himalaya par Hérodote d'Halicarnasse, au Vème siècle avant J.C., qui qualifie ce relief de « territoires de l'excès et du merveilleux ». Au Ier siècle avant J.C., le géographe Strabon d'Amasya évoque pour la première fois le terme *oropedia* (plaine de montagne) pour décrire le plateau anatolien et cartographie le monde connu, tout comme Ptolémée trois siècles plus tard, avec une immense chaîne E-W continue de ce plateau anatolien jusqu'à l'extrémité orientale de l'Himalaya. Le plateau anatolien en Turquie, le plateau de l'Altiplano-Puña en Amérique du Sud et surtout le plateau tibétain en Asie représentent des millions de kilomètres carrés surélevés parfois jusqu'à plus de 4000 mètres d'altitude, et leur mode de formation reste très débattu encore de nos jours (e.g. Allmendinger, Jordan, Kay, & Isacks, 1997 ; Ehlers & Poulsen, 2009 ; Gerbault, Martinod, & Hérail, 2005 ; Husson & Sempere, 2003 ; Ouimet & Cook, 2010 pour les Andes ; e.g. DeCelles, Robinson, & Zandt, 2002 ; Guillot & Replumaz, 2013 ; Leloup et al., 2001 ; Molnar, England, & Martinod, 1993 ; Tapponnier et al., 2001 pour le Tibet).

Le plateau tibétain est l'un des plateaux les plus étudiés en terme de géologie, et ce depuis maintenant plus de 150 ans. En 1924, E. Argand a publié la première coupe géologique illustrant la présence d'un plateau orogénique et le phénomène de collision continentale dans l'Himalaya (Figure 1.10 ; publié dans Mascle & Pêcher, 2017), soit une quarantaine d'années avant que la théorie de Wegener ne soit acceptée. Dans les années 1970, l'Himalaya commence à être considéré comme une chaîne de collision et certaines études proposent que la formation du plateau tibétain en serait l'une des expressions (Dewey & Bird, 1970 ; Le Fort, 1975 ; Molnar & Tapponnier, 1975). Depuis, les plateaux continentaux sont reliés à des phénomènes orogéniques.

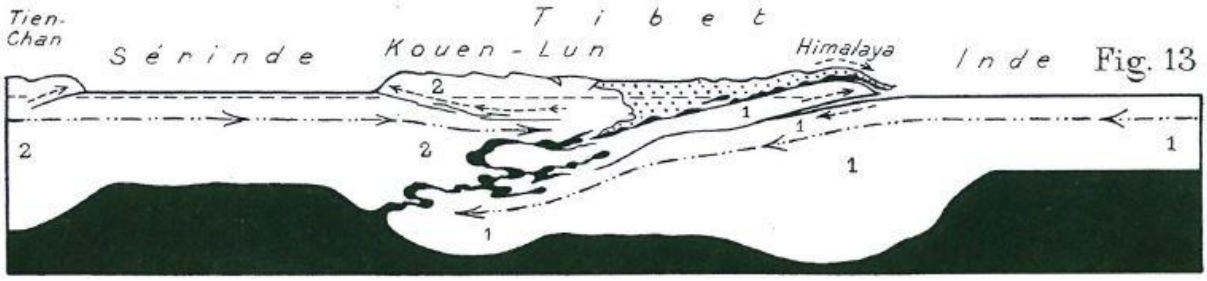

Figure 1.10 : Coupe de l'Himalaya-Tibet réalisée par Emile Argand en 1924, publiée dans Mascle & Pêcher, 2017.

Dans les systèmes de collision, la formation d'un plateau orogénique fait suite au stade de construction du prisme orogénique par maturation de la croûte (Vanderhaeghe, 2012) :

Le prisme orogénique (« orogenic wedge », Figure 1.11) est formé par l'accrétion d'unités lithotectoniques mécaniquement découplées de la plaque subduite (e.g. Beaumont, Fullsack, & Hamilton, 1994 ; Davis, Suppe, & Dahlen, 1983 ; Vanderhaeghe & Duchêne, 2010). Cette accrétion se fait par le biais de chevauchements d'échelle crustale et de la formation d'une racine orogénique, à l'origine de l'épaississement crustal et d'un relief plutôt triangulaire (e.g. Burov, Jolivet, Le Pourhiet, & Poliakov, 2001 ; Medvedev, 2002 ; Platt, 1986 ; Sandiford & Powell, 1990 ; Shemenda & Grocholsky, 1992 ; Vanderhaeghe, 2012 ; Vanderhaeghe, Medvedev, Fullsack, Beaumont, & Jamieson, 2003 ; Willett, 1999 ; Yamato et al., 2007). Dans le cas où l'érosion prime sur l'accrétion d'unités lithotectoniques, la maturation de la croûte ne se produit pas et le prisme n'évolue pas vers un plateau orogénique (Vanderhaeghe, 2012). Le prisme conserve sa morphologie jusqu'au retrait de la plaque plongeante (slab) et à l'effondrement gravitaire de la chaîne (Figure 1.11 ; Vanderhaeghe, 2012). Ce genre d'orogène peut correspondre par exemple, aux Alpes occidentales (e.g. Pfiffner, Ellis, & Beaumont, 2000 ; Schmid & Kissling, 2000), ou à la chaîne Alpine de Nouvelle-Zélande (e.g. Batt & Braun, 1999 ; Little, Cox, Vry, & Batt, 2005).

Le plateau orogénique continental se forme si l'accrétion d'unités lithotectoniques est plus importante que le taux d'érosion (Figure 1.11 ; Vanderhaeghe, 2012). Dans ce cas, il y a une propagation des chevauchements vers le front du prisme. L'épaississement crustal favorise ensuite la production de chaleur radiogénique contribuant fortement à l'augmentation de la température de la croûte continentale. La déformation et l'apport de magma participent également au bilan thermique et l'ensemble de ces phénomènes permettent de porter la croûte orogénique à des températures élevées provoquant l'anatexie (Huerta, Royden, & Hodges, 1999 ; Vanderhaeghe, 2012 ; Vanderhaeghe et al., 2003). La fusion partielle des roches profondes entraine un affaiblissement rhéologique suffisant pour créer un partitionnement de la déformation à l'origine d'un fluage horizontal de la croûte inférieure dont le moteur est la variation latérale des forces gravitaires en jeu à l'échelle de la chaîne (Vanderhaeghe, 2012). Ce fluage serait responsable de la surrection du plateau à l'origine d'un relief plutôt « rectangulaire » (Vanderhaeghe, 2012). Le système Himalaya-Tibet est l'exemple caractéristique de ce type d'orogène. On y observe d'ailleurs un fluage de la croûte en direction de l'Est et du bassin du Sichuan (Clark, Bush, & Royden, 2005 ; Figure 1.12).

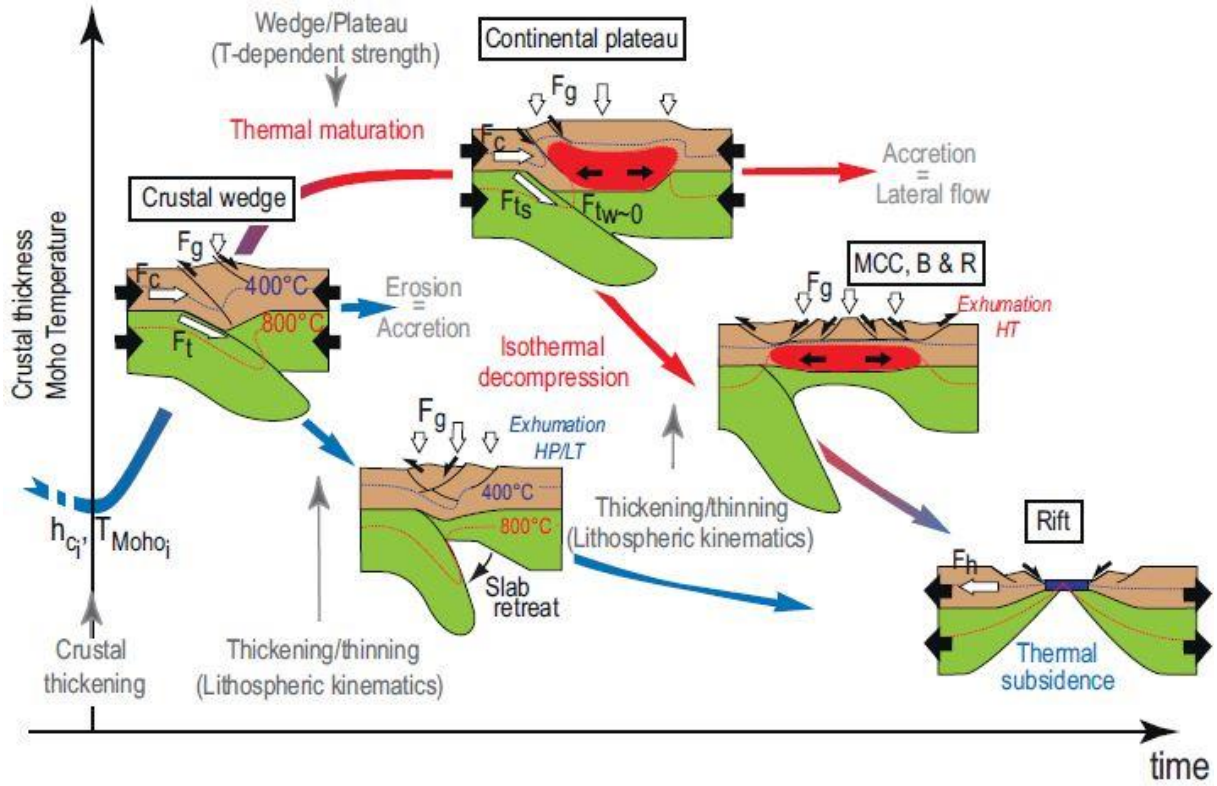

Figure 1.11 : Illustration de l'évolution d'une chaîne de collision avec d'un côté le passage du stade de prisme orogénique au stade de plateau continental par maturation de la croûte avant que celle-ci ne s'amincisse via des mécanismes tels que les complexes à cœur métamorphique par exemple pour finir par une phase de rifting amorçant un nouveau cycle. De l'autre côté, l'érosion de la chaîne est plus forte que l'accrétion d'unités lithotectoniques, la maturation ne se produit pas et ne forme pas de plateau. Le prisme orogénique subsiste donc jusqu'au retrait du slab, stade à partir duquel la chaîne s'effondre sous l'effet des forces gravitaires. Cette évolution orogénique prend également fin lorsque débute le rifting. Schéma publié dans Vanderhaeghe (2012).

Dans les prismes ou plateaux orogéniques, un fluage vertical peut apparaitre. Ce dernier est contrôlé par les contraintes tectoniques prépondérantes (convergentes) appliquées au système. Ce fluage vertical se caractérise par la formation d'une foliation verticale syn-migmatitique, portant une linéation verticale comme cela a été décrit dans les Appalaches (Ellis, Beaumont, Jamieson, & Quinlan, 1998) ou dans la chaîne Varisque (Schulmann et al., 2008). Dans ce type de contexte orogénique, ce fluage vertical est souvent associé à la mise en place de dômes migmatitiques. La migration des liquides silicatés, le long des structures verticales permet également la mise en place de laccolithes dans les niveaux structuraux supérieurs de la croûte (Vanderhaeghe, 2009 et références incluses).

Dans le cas du système Himalaya-Tibet, la plupart des études ont montré que le plateau continental résultait de la collision Inde-Asie. Les grands modèles proposaient un épaississement commençant à 45 Ma (e.g. Tapponnier et al., 2001) voir beaucoup plus tardivement vers 10 Ma (e.g. Molnar et al., 1993). Cependant, de récentes études ont estimé des paléoaltitudes atteignant près de 4000m dans le Tibet il y a 40 Ma déjà, soit 5 millions d'années

seulement après le début de la collision (Guillot & Replumaz, 2013). D'autres indices géologiques suggèrent un héritage mésozoïque avec possiblement l'existence d'un proto-plateau lié au fonctionnement d'un arc magmatique de type-Andes avant le stade collisionnel (de Sigoyer, Guillot, & Airaghi, 2017).

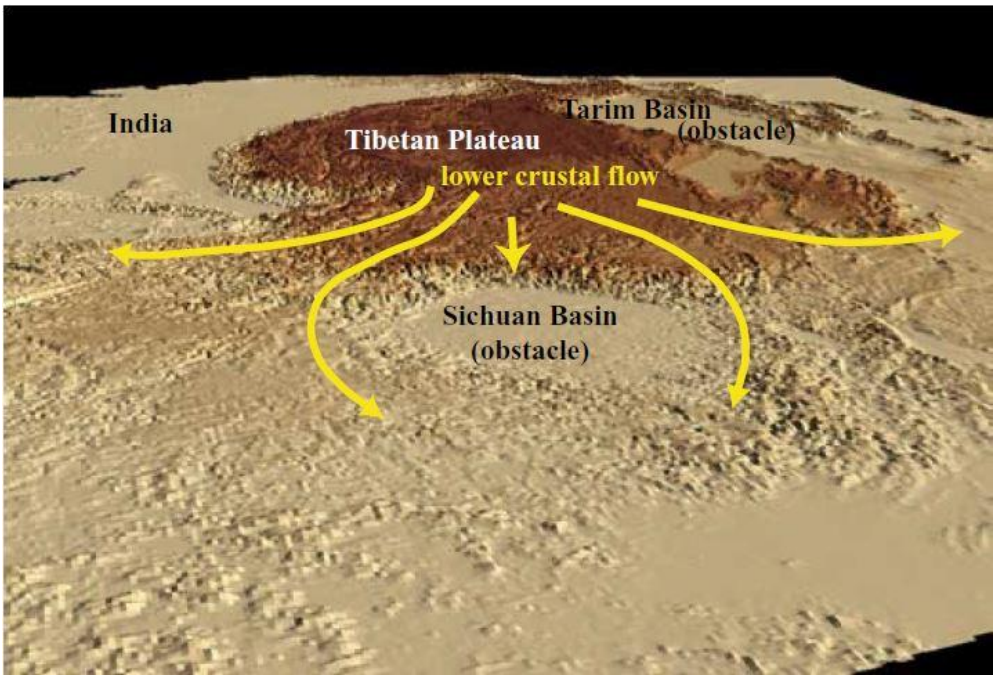

Figure 1.12 : Représentation digital 3D de la topographie du Plateau tibétain avec la représentation du fluage actuel de la croûte en direction de l'Est publiée dans Clark et al. (2005).

Dans les Andes, le plateau de l'Altiplano-Puña est un plateau orogénique qui s'est développé dans un contexte d'arc magmatique continental, en réponse à la subduction de la plaque Nazca sous le continent sud-américain. Les résultats issus d'études géophysiques et de modélisations numériques suggèrent que ce plateau se serait formé par un fluage de la croûte inférieure en réponse à des variations latérales des forces gravitaires (Gerbault et al., 2005 ; Husson & Sempere, 2003 ; Ouimet & Cook, 2010). Des débats demeurent toujours concernant la nature de ce fluage, certains le proposent comme un fluage provenant des cordillères bordant le plateau sous la forme d'un chenal perpendiculaire à la chaîne (Figure 1.13a ; Husson & Sempere, 2003 ; Ouimet & Cook, 2010). D'autres proposent un fluage parallèle à la chaîne (Gerbault et al., 2005) supporté par une étude récente sur la paléotopographie qui a révélé une surrection progressive du plateau depuis les reliefs Sud du Puña vers le Nord, parallèlement à l'orogène (Figure 1.13b ; Schildgen & Hoke, 2018).

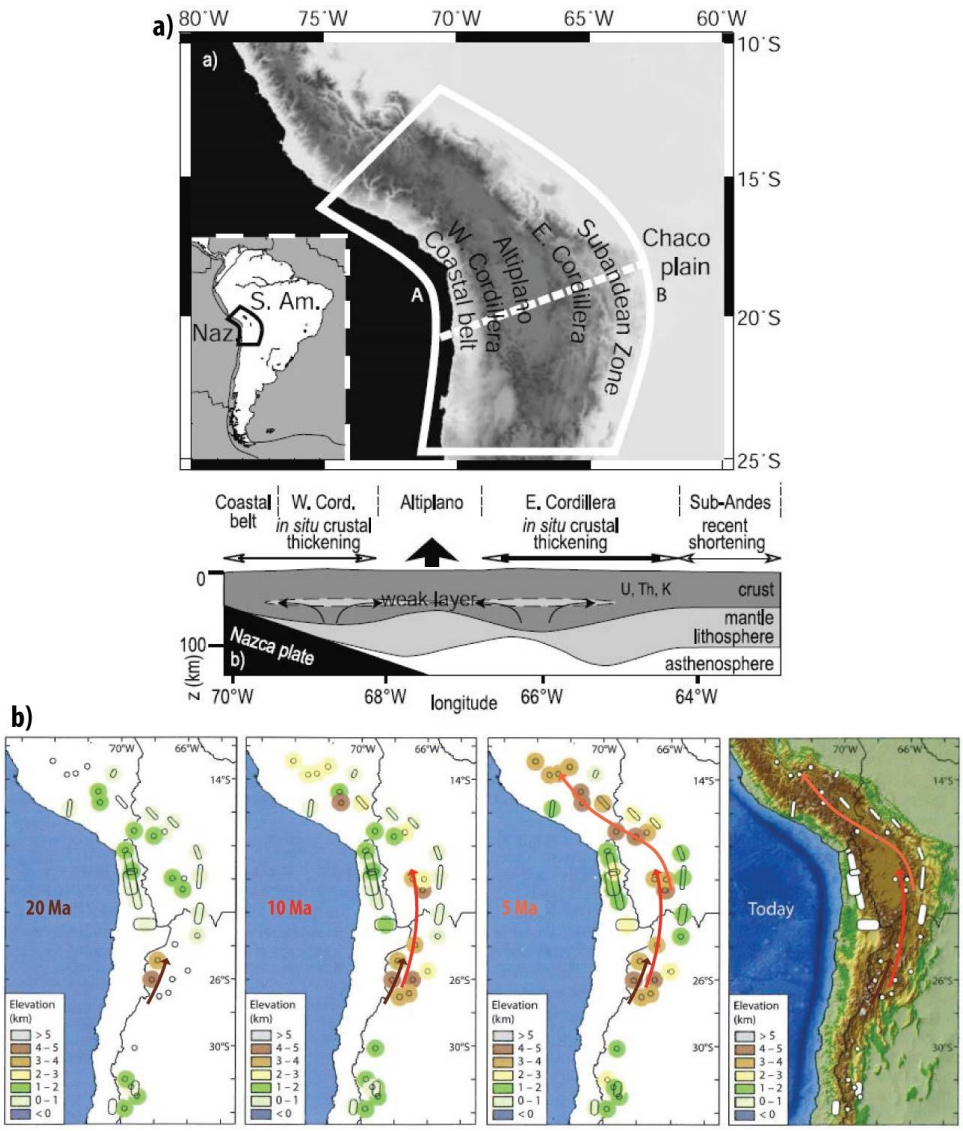

Figure 1.13 : a) Illustration du modèle de fluage dans le plateau de l'Altiplano-Puña depuis les cordillères Est et Ouest publiée dans Husson & Sempere (2003) ; b) Illustration de la reconstruction paléotopographique du plateau de l'Altiplano-Puña depuis 20 Ma (modifié de Schildgen & Hoke, 2017) supportant un fluage parallèle à l'orogène depuis le Sud vers le Nord comme proposé par Gerbault et al. (2005).

Toutefois nous venons de voir que sans observation directe des roches en profondeur, il est difficile de comprendre comment elles se comportent, quelle est vraiment leur nature ou encore à quel point sont-elles fondues ? L'une des possibilités qui s'offre à nous pour comprendre comment se forme une telle chaîne est de s'intéresser à des analogues anciens qui présentent la particularité d'avoir cette portion de croûte à l'affleurement aujourd'hui. Ceci est possible grâce à la cyclicité des phénomènes orogéniques (Vanderhaeghe, 2012 ; Vauchez, Barruol, & Tommasi, 1997 ; Wilson, 1966). Sur ce principe, on admet que les orogènes sont cycliques et subissent les mêmes processus géodynamiques de subduction, collision avec formation d'un prisme orogénique, puis dans certain cas, formation d'un plateau orogénique. Il

serait donc possible de trouver des analogues anciens aux chaînes actuelles et leur étude pourrait apporter des éléments de compréhension aux phénomènes à l'œuvre en Himalaya. C'est pourquoi dans ce travail de thèse nous nous sommes focalisés sur un potentiel analogue ancien au système Himalaya-Tibet, voir andin. Il s'agit de la ceinture de Khondalite dans le craton de Chine du Nord. Si la littérature actuelle sur cette chaîne ne l'identifie pas comme telle, cette chaîne présente un nombre apparent de similitudes avec ce que l'on sait de l'Himalaya-Tibet et des Andes à savoir une chaine de plusieurs milliers de km² composée de roches partiellement fondue, de granulite UHT, de granites de type-I similaires aux granites andins et aux granites mésozoïques tibétains, ainsi que des leucogranites chimiquement proches de ceux documentés au Tibet.

Cette étude se propose donc de discuter, au travers d'observations et d'une étude multi-échelle pétrologique, structurale et géochronologique, l'évolution géodynamique de cette ceinture de Khondalite, le comportement de la croûte partiellement fondue observée dans cette chaîne et la possibilité de transposer certaines observations aux systèmes Himalaya-Tibet et andin.

3 Objectifs de la thèse

Le craton de Chine du Nord est un objet géologique très étudié depuis de nombreuses années. Toutefois, il n'existe pas de vrai consensus quant à l'évolution géodynamique de ce craton au cours du Paléoprotérozoïque (voir chapitre 2). Ce manque de consensus se retrouve à toutes les échelles, que ce soit au niveau de la "Trans-North China Belt" TNCB ou de ses complexes, au niveau de la ceinture de Khondalite, ou encore de la relation entre ces deux chaînes. Il est donc nécessaire d'étudier la ceinture de Khondalite pour clarifier ces points de divergence pour ensuite discuter de processus tectonique. En outre, cette chaine constitue un laboratoire naturel pour étudier les mécanismes de déformation des migmatites à toutes les échelles, permettant d'apporter des éléments de compréhension du comportement de la croûte partiellement fondue. Les principaux objectifs de ce travail de thèse sont :

- **Faire une analyse pétrologique et géochronologique précise du métamorphisme UHT de la ceinture de Khondalite, et proposer une signification géodynamique aux chemins *P–T* -D-t.**

L'évolution *P–T* du métamorphisme UHT enregistré par les roches de cette chaîne est très débattue. De nombreux points d'incertitude persistent comme la signification de la forme des trajets *P–T*, la durée du métamorphisme HT et UHT et la nature des sources de chaleur.

- **Caractériser l'architecture de la ceinture de Khondalite. Faire une étude détaillée de la déformation finie multi-échelle et caractériser la relation entre déformation, fusion partielle et métamorphisme HT-UHT. Contraindre dans le temps ces différents événements de déformation par une étude géochronologique.**

Les chaînes granulitiques HT-UHT sont toujours le théâtre d'une fusion partielle de la croûte. Cette dernière provoque une chute dramatique de la compétence de la croûte et induit un fluage de la croûte et une migration de magma dans cette dernière. Est-ce que les structures enregistrées par les migmatites de la ceinture de Khondalite témoignent d'un tel fluage ? Comment la déformation se partitionnent dans l'espace et dans le temps au cours de l'évolution tectono-metamorphique *P–T* -D-t ?

- **Proposer un modèle tectonique intégrant la ceinture de Khondalite à l'échelle du Craton de Chine du Nord**

Les différents modèles existant à l'échelle du craton de Chine du Nord ne présentent pas de consensus quant à la place de la ceinture de Khondalite (voir chapitre 2 : Synthèse régionale et modèles). Est-ce un orogène d'accrétion avec un arc magmatique s'étendant de 2,3 à 1,9 Ga, ou un orogène de collision entre deux blocs ? Dans le cas d'une collision, est-ce que la ceinture de Khondalite est le résultat de la collision entre deux blocs suite à une convergence N-S à 1.95 Ga (bloc du Yinshan au Nord et de l'Ordos au Sud) ? Ou la collision implique-t-elle les blocs de l'Est et de l'Ouest suite à une convergence WNW-ESE ? Ou se trouve les sutures de ces éventuelles collisions ? De plus, la vergence des subductions reste à éclaircir, avec des vergences Nord ou Sud avant la possible collision entre les blocs de l'Ordos et du Yinshan et des vergences Est ou Ouest pour la collision entre les blocs de l'Est et de l'Ouest.

- **Faire une analyse microstructurale de la déformation du grenat et du squelette minéral polyphasé en présence de liquide silicaté (dont la quantité présente au cours de la déformation évolue), depuis des conditions de HT (du début de la fusion partielle) à des conditions UHT. Contribuer à l'étude du comportement rhéologique du grenat et des agrégats polyphasés à grenat au cours de la déformation HT-UHT.**

Le comportement des migmatites a été principalement contraint par des études expérimentales sur des roches monophasées (e.g. Rosenberg & Handy, 2005 ; Rutter & Neumann, 1995). Les lois de fluage issues de ces travaux sont utilisées dans des modèles numériques (e.g. Beaumont et al., 2001a, 2004). Cependant, les migmatites sont des roches où le squelette minéral est polyphasé et dont l'assemblage minéralogique évolue au cours de la fusion partielle. Au sein de la ceinture de Khondalite, les migmatites comprennent une grande quantité de grenat. Comment la cristallisation de cette phase péritectique contribue à l'entretien du squelette minéral ou à sa déstructuration ? Le remplacement de la biotite par du grenat va-t-il donc rigidifier la migmatite ? La rhéologie du grenat est-elle au contraire favorable à l'accommodation de la déformation par cette phase péritectique ? Comment un agrégat polyphasé contenant ce grenat se comporte-t-il au cours de la déformation HT-UHT ?

CHAPITRE 2 : LA CEINTURE DE KHONDALITE DANS LE CRATON DE CHINE DU NORD

Dans ce chapitre est présentée une synthèse régionale sur le craton de Chine du Nord comprenant la ceinture de Jiao-Liao-Ji, la « Trans-North China Belt » et la ceinture de Khondalite. Le nom de cette dernière provient de la roche la plus commune de cette chaîne : la khondalite qui est une migmatite à grenat, sillimanite ± spinelle ± biotite, ayant enregistré un métamorphisme granulitique de haute à ultra-haute température (>850°C) et dont le protolithe varie entre une composition de métapélite et de métagraywacke. Une description des lithologies, de la structure, du métamorphisme, du magmatisme et des données géochronologiques de chacun des massifs est proposée d'Est en Ouest. Il est à noter que seuls les complexes de Jining, de Wulashan-Daqingshan et de Huai'an ont fait l'objet de campagne de terrain au cours de ce travail de thèse. La présentation des modèles de formation du craton se focalisera uniquement sur la « Trans-North China Belt » et la ceinture de Khondalite.

Au sein de la Chine, trois grands cratons sont documentés: le craton du Tarim, le craton de Chine du Nord et le craton de Chine du Sud (Figure 2.1, G.C. Zhao, Wilde, Cawood, & Sun, 2001a ; G.C. Zhao et al., 2006a). Ces trois cratons sont représentés par des complexes ou massifs dans lesquels affleurent des roches d'âge archéen à paléoprotérozoïque (Figure 2.1). Dans ce chapitre, nous examinerons exclusivement le craton de Chine du Nord qui est l'objet géologique de ce travail de thèse.

Dans un premier temps, nous décrirons les unités et subdivisions de ce craton avant de décrire dans un second temps les modèles géodynamiques expliquant sa formation et notamment les différentes chaînes de collision en jeu. Enfin, nous soulignerons les problématiques régionales ciblées sur la ceinture de Khondalite et qui ont guidé les travaux de recherche présentés dans les chapitres suivants.

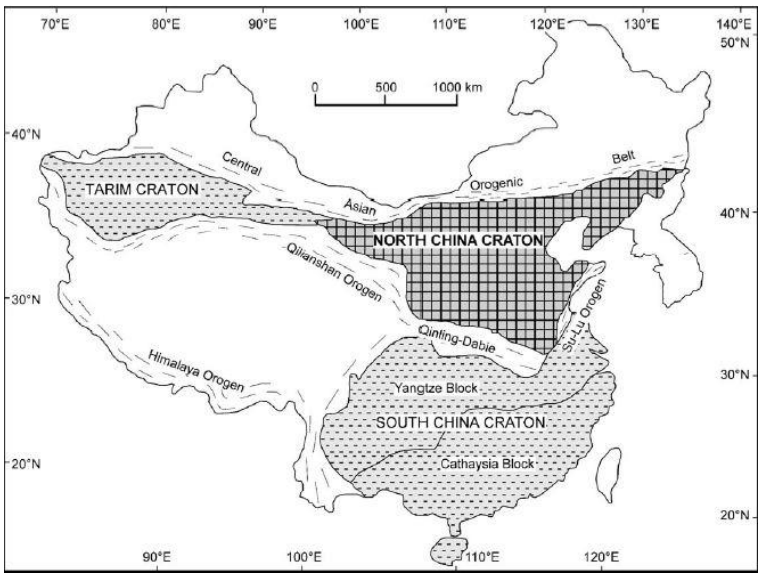

Figure 2.1 : Carte de la Chine et de ses trois cratons (Carte de G.C.Zhao et al., 2001a, 2006a)

1 Histoire tectonique de la formation du craton de Chine du Nord

1.1 Les complexes et chaînes du craton de Chine du Nord de l'Archéen au Paléoprotérozoïque

Le Craton de Chine du Nord s'étend sur environ 1 500 000 km² au Nord-Est de la Chine. Il est constitué de nombreux complexes archéens et paléoprotérozoïques affleurant de la Corée du Nord jusqu'à l'extrémité Ouest de la province de Mongolie intérieure (Figure 2.2).

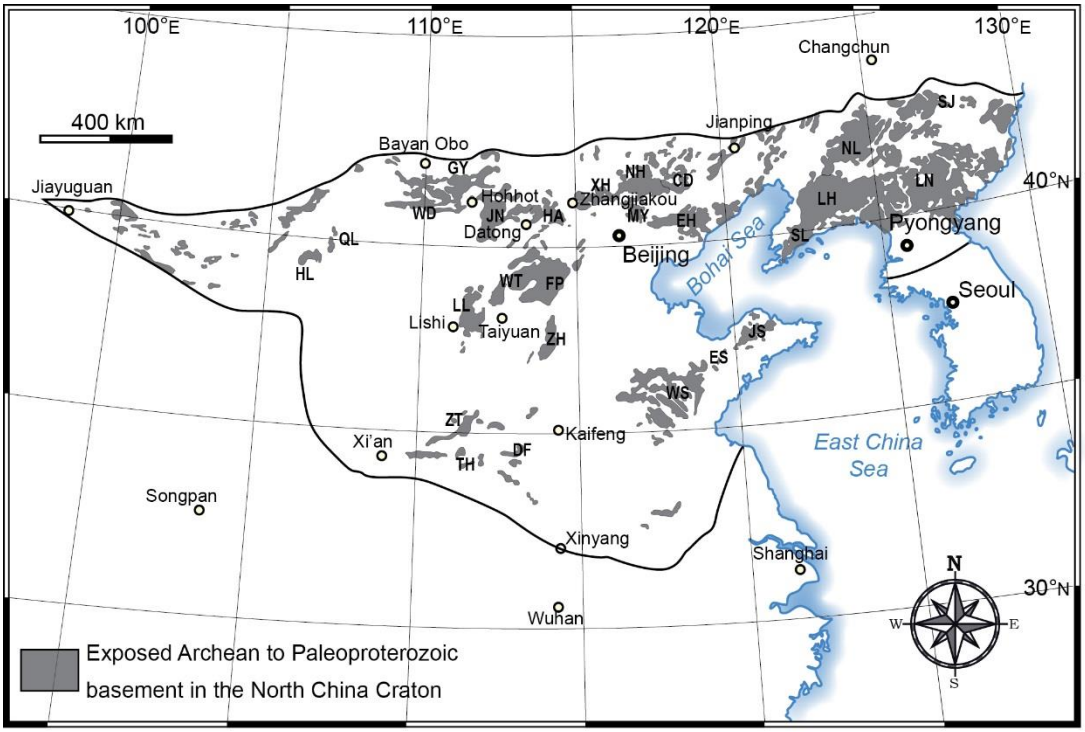

Figure 2.2 : Carte des complexes archéens et paléoprotérozoïques du craton de Chine du Nord. CD : Chengde ; DF : Dengfeng ; EH : Eastern Hebei ; ES : Eastern Shandong ; GY : Guyang ; HA : Huai'an ; HL : Helanshan ; JN : Jining ; JS :Jingshan ; LH : Laohe group ; LL : Lüliang;LN :Liaonan-Nangrim ; MY: 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 : Zanhuang ; ZT : Zhongtiao.

Ce craton est classiquement subdivisé en deux grands blocs nommés Bloc de l'Est (Eastern Block) et Bloc de l'Ouest (Western Block), séparé par la « Trans-North China belt » (Figure 2.3, G.C. Zhao, et al., 2001a ; G.C. Zhao, Sun, Wilde, & Sanzhong, 2005). Dans ce schéma, deux autres ceintures orogéniques sont également décrites dans la littérature, la

ceinture de Khondalite ou « Khondalite belt » et la chaîne de Jiao-Liao-Ji ou « Jiao-Liao-Ji belt », qui affleurent respectivement dans les blocs de l'Ouest et de l'Est. Ces chaînes d'âge paléoprotérozoïque sont très étudiées, toutefois, les événements tectoniques à l'origine de la formation du craton restent très débattus et plusieurs modèles sont discutés pour chaque ceinture orogénique. Une synthèse des modèles est présentée après une description des différentes chaînes du craton.

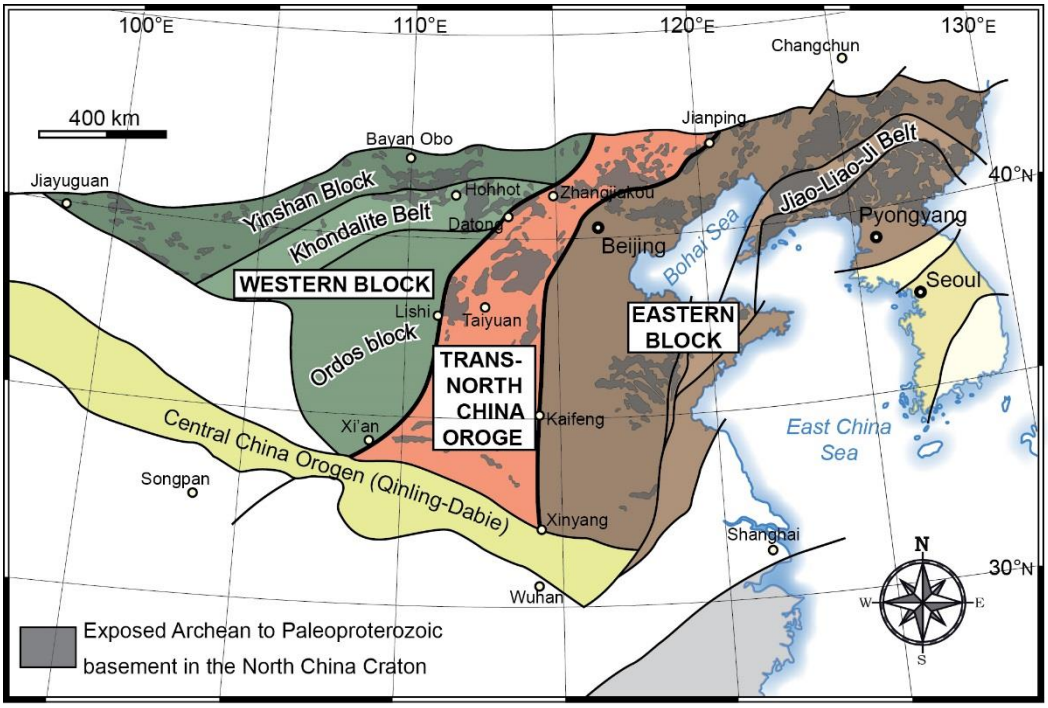

Figure 2.3:Subdivisions du craton de Chine du Nord modifié de Zhao et al. (2005)

Un découpage alternatif du craton de Chine du Nord est proposé par Kusky et al., (2016) (Figure 2.4). Dans ce modèle, la « Trans-North China Belt » est appelée Chaîne orogénique centrale (ou « Central Orogenic Belt ») et la ceinture de Khondalite n'existe pas en tant que chaîne de collision. Les auteurs la rattachent à la bordure Nord du craton et à la chaîne appelée l'Orogène de Mongolie Intérieure et du Nord Hebei (ou « Inner Mongolia North Hebei Ororen, IMNHO) qui correspond à la partie orientale de la chaîne orogénique d'Asie centrale ou « Central Asian Orogenic belt ».

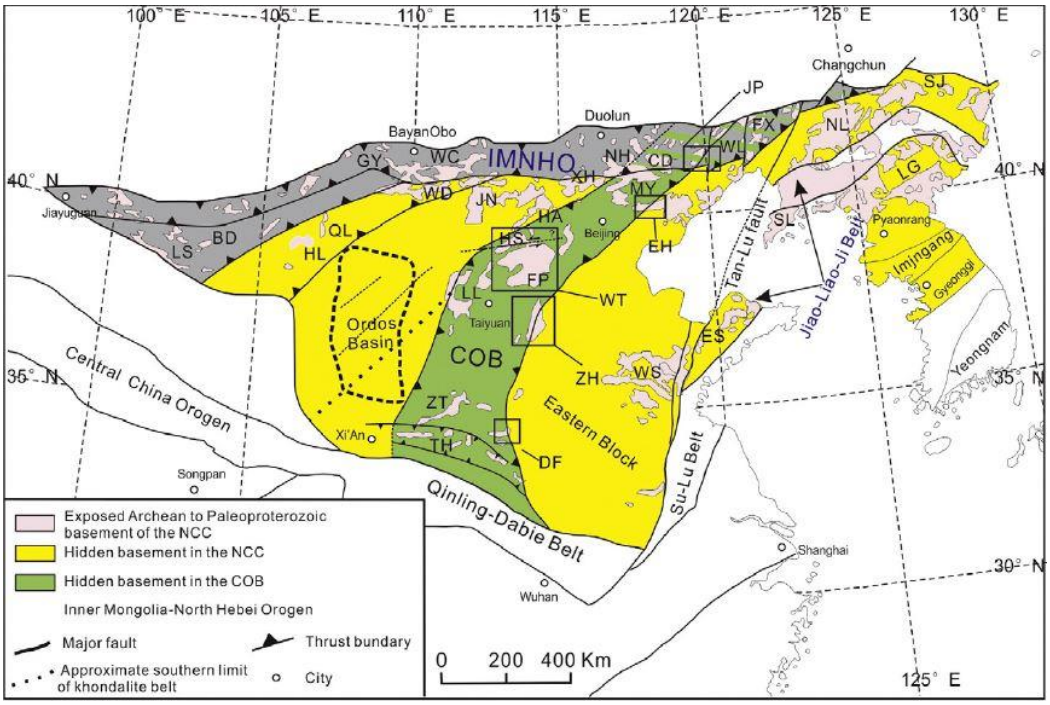

Figure 2.4 : Subdivision du craton de Chine du Nord d'après Kusky et al. (2016)

Ci-dessous, la synthèse régionale est proposée en suivant la vision plus classique de G.C. Zhao et al. (2005). La chaîne de Jiao-Liao-Ji est brièvement présentée, puis la « Trans-North China belt » avant de décrire plus en détail sur la ceinture de Khondalite.

1.2 La ceinture de Jiao-Liao-Ji ou « Jiao-Liao-Ji Belt »

La chaine de Jiao-Liao-Ji est une chaîne Paléoprotérozoïque longue de 1200km et large de 100 à 200km, située dans le bloc de l'Est. Orienté NE-SW, elle s'étend du Nord-Est de la Chine dans la province de Jilin jusqu'au sud de la province du Liaoning et pourrait même se retrouver au-delà de la baie de Bohai dans la province de Shandong. Elle sépare deux blocs archéens, le bloc de Longgang au Nord et le bloc de Langrim au Sud. Ces blocs archéens sont constitués des roches les plus anciennes du craton de Chine du Nord, avec notamment dans le bloc de Longgang une série de gneiss TTG (Tonalite, Trondhjémite, Granodiorite) datée entre ~3,8 et ~3 milliards d'années (Figures 2.5 et 2.6 ; e.g. Faure, Lin, Monié, & Bruguier, 2004 ; J. Liu et al., 2018 ; Song, Nutman, Liu, & Wu, 1996 ; Wan et al., 2015). D'autres gneiss TTG sont décrits dans les deux blocs et datés à ~2,50 Ga (Figures 2.5 et 2.6 ; e.g. Lu et al., 2006 ;

Meng et al., 2013 ; Zhao et al., 2006b). La chaîne de Jiao-Liao-Ji est une succession de roches sédimentaires et d'affinité volcanique, déformées et métamorphisées dans les faciès des schistes verts aux granulites (Figures 2.5 et 2.6 ; S. Li et al., 2005 ; F. Liu et al., 2017 ; J. Liu et al., 2018 ; Luo et al., 2004, 2008 ; Meng et al., 2014). Ces roches sont intrudées par des monzogranites de type-A et par des syénites alcalines datés entre ~2,20 Ga et ~2,14 Ga (S. Li & Zhao, 2007 ; C.C. Wang et al., 2017 ; F. Wang et al., 2017). Le métamorphisme régional enregistré par ces roches a également été daté à *ca.* 1,90 Ga (S. Li & Zhao, 2007 ; Meng et al., 2014 ; Xie, Yang, Wu, Yang, & Wilde, 2011).

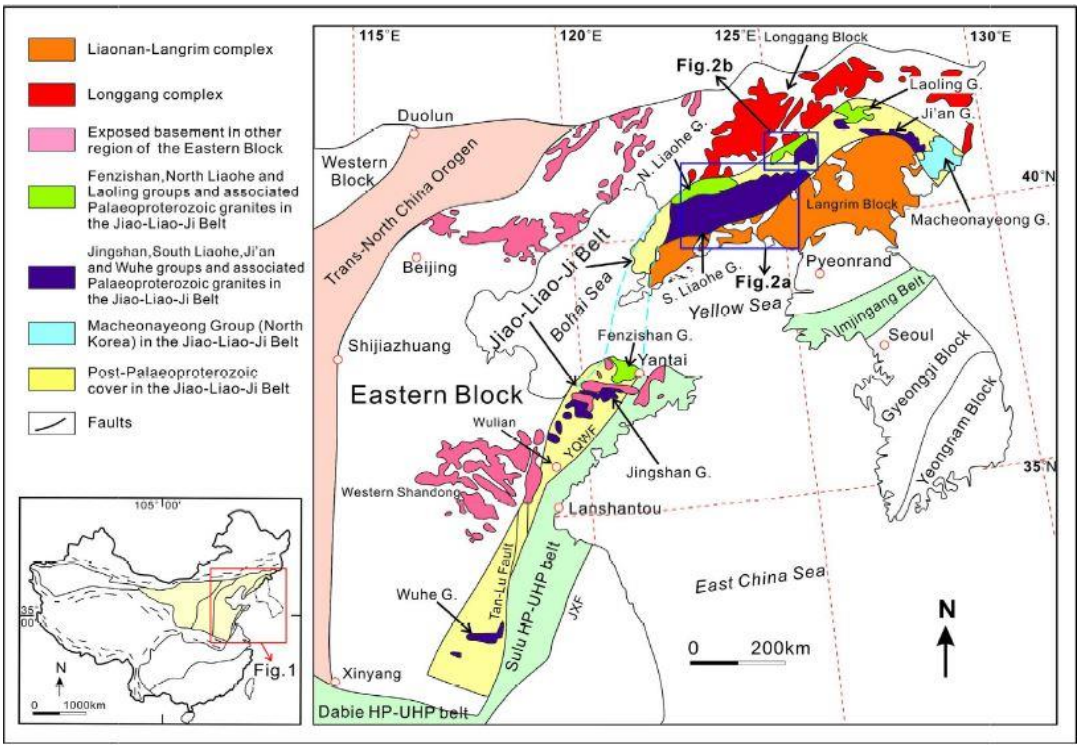

Figure 2.5: Carte géologique simplifiée de la ceinture de Jiao-Liao-Ji publiée dans F.Liu et al. (2017).

Une majorité d'auteurs s'accorde pour décrire la Jiao-Liao-Ji belt comme le résultat de la fermeture d'un rift intra-continental entre les blocs de Longgang et de Langrim (S. Li et al., 2004, 2005, 2006, 2012 ; S. Li & Zhao, 2007 ; Luo et al., 2004, 2008 ; C. Peng, Xue, Zhu, Chai, & Liu, 2016 ; Q. Peng & Palmer, 1995 ; F. Wang et al., 2017). Faure et al. (2004) considèrent cette chaîne comme un arc magmatique (Figure 2.6).

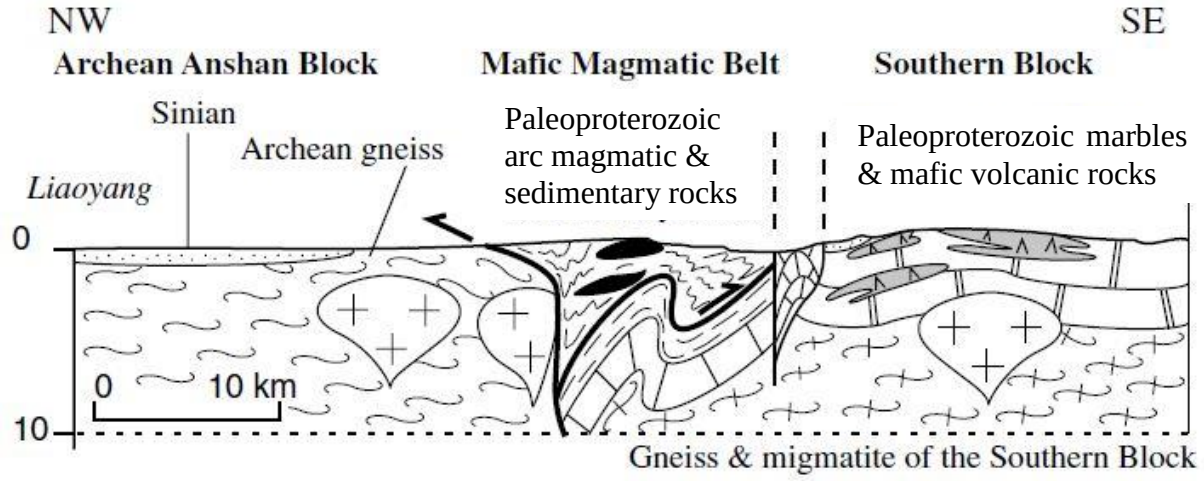

Figure 2.6 : Coupe géologique de la ceinture de Jiao-Liao-Ji au niveau de la latitude 40°N, publiée dans Faure et al. (2004)

1.3. La « Trans-North China Belt », une chaîne Paléoprotérozoïque de collision de type moderne

La “Trans-North China Belt” (TNCB) est la plus grande chaîne paléoprotérozoïque du craton de Chine du Nord. Longue de 1200 km pour 200 à 300 km de large, elle traverse le craton du Nord au Sud. Cette chaîne affleure dans de nombreux massifs (Figures 2.2 et 2.7) dont les plus étudiés sont:

- le massif de Zanhuang situé à l’Est de la chaîne, où affleure la limite Est de la TNCB (Figure 2.7 et 2.8).
- les massifs du Fuping représentant la zone externe, du Hengshan et du Wutaishan qui constituent le cœur de la TNCB (Figure 2.7 et 2.8).
- le massif du Lüliangshan, où affleure la limite Ouest de la TNCB (Figure 2.7 et 2.8).
- la chaîne de haute pression affleurant dans le massif de Huai’an qui représente la zone interne, adjacente à la ceinture de Khondalite (Figure 2.7 et 2.8).

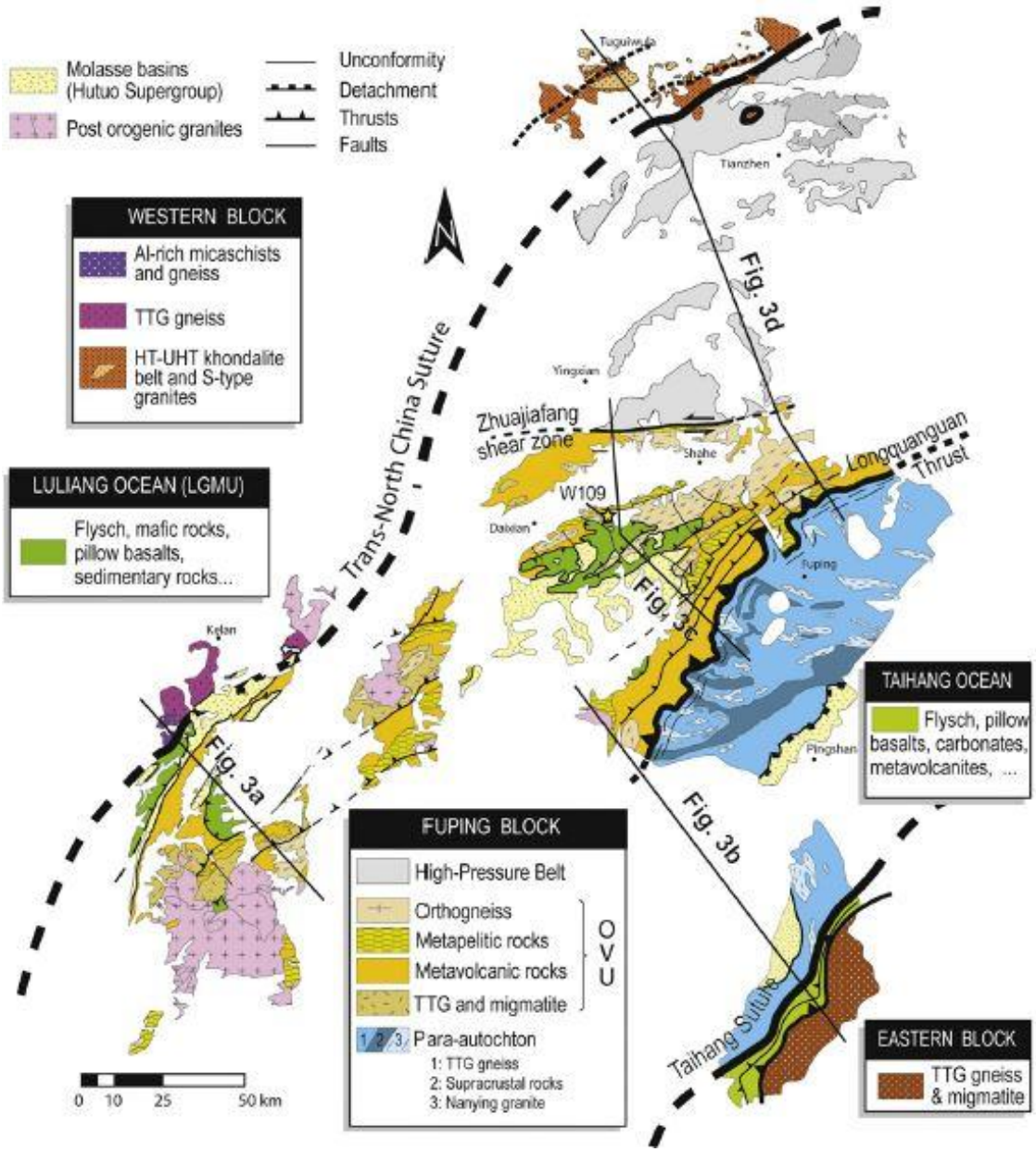

Figure 2.7 : Carte géologique des unités de la « Trans-North China belt » publiée dans Trap et al. (2012), les traits de coupes annotés Fig. 3 correspondent aux coupes présentées en Figure 2.8.

Malgré les très nombreuses études sur la région, aucun consensus n'existe quant à l'évolution géodynamique de la TNCB si ce n'est qu'il s'agit d'une chaîne de collision. Quatre grands types de modèles sont évoqués et font l'objet de débat et discussion depuis de nombreuses années. Ces modèles considèrent généralement la TNCB et la ceinture de Khondalite comme des entités différentes formées au cours de différents événements. De plus, ces modèles sont des modèles de formation globale de la TNCB et sont détaillés ici en faisant abstraction des variations locales proposées dans des modèles focalisés sur la formation des complexes de la TNCB (par exemples des complexes du Wutaishan, du Hengshan et du

Fuping). Ceci a pour but de clarifier la présentation et d'éviter toutes confusions possibles. Après avoir décrit les quatre modèles de formation de cette chaîne de collision, une présentation détaillée des régions clefs de la TNCB est proposée en annexe à la fin de ce chapitre. Ceci permet d'avoir accès à de plus amples informations sur quatre zones : 1) la zone de suture Est affleurant dans le massif du Zanhuang, 2) le prisme orogénique avec une description des nappes charriées vers le SE dans le cœur de la chaîne (massifs du Fuping, du Wutaishan et du Sud Hengshan), 3) la suture Ouest affleurant dans le massif du Lüliangshan et 4) la zone interne de haute pression extrudée à l'aide d'un chenal de fluage dans le massif de Huai'an.

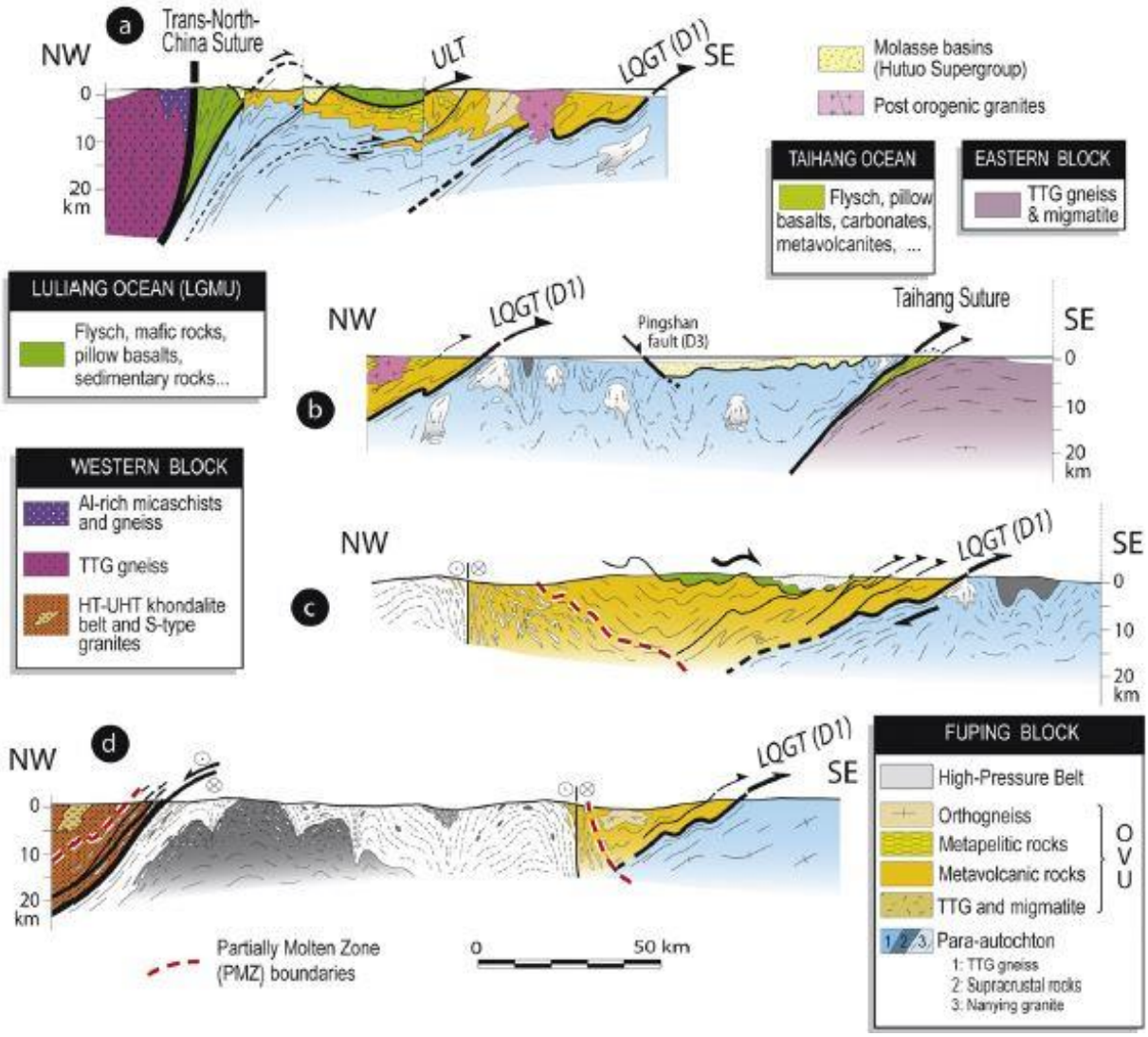

Figure 2.8 : Coupes géologiques des unités de la « Trans-North China belt » publiée dans Trap et al. (2012)

1.3.1 Modèle 1 : Collision à 1,85 Ga entre les blocs de l'Est et de l'Ouest après une subduction vers l'Est

Ce premier modèle est apparu à la fin des années 90 puis a été complété au cours des années 2000 par diverses études (e.g. Kröner, Wilde, Li, & Wang, 2005a ; Kröner, Wilde, O'Brien, et al., 2005b ; Kröner et al., 2006 ; J. Zhang et al., 2007, 2009, 2012 ; J. Zhang, Zhao, Shen, Li, & Sun, 2015 ; G.C. Zhao, Wilde, Cawood, & Lu, 1998 ; G.C. Zhao, Wilde, Cawood, & Lu, 1999a ; G.C. Zhao et al., 2005, 2010). Il a été proposé à la suite d'études sur les complexes du Fuping, du Wutaishan et du Hengshan sans prendre en compte le complexe de Zanhuang. Ainsi dans ce modèle les auteurs proposent une subduction vers l'Est puis la collision des blocs Est et Ouest formant ainsi la TNCB. La collision invoquée est une collision continent-arc-continent et se produirait à environs 1,85 Ga (Kröner et al. 2005a, b, 2006 ; J. Zhang et al., 2007, 2009, 2012). Un premier événement archéen, entre 2,56 et 2,52 Ga serait responsable de la mise en place d'un arc magmatique continental de type-Andes sur la marge occidentale du bloc de l'Est (Figure 2.9). Cet arc correspondrait aux complexes du Wutaishan, du Fuping et du Hengshan et serait le résultat d'une subduction vers l'Est (Figure 2.9, J. Zhang et al. 2007, 2009, 2012, 2015). A cette période se mettrait en place les granitoïdes dans le Wutaishan (2,56-2,52 Ga) et la série volcano-sédimentaire (2,53-2,52 Ga) puis dans la continuité se mettrait en place les TTG des complexes du Fuping et du Hengshan (J. Zhang et al. 2007, 2009, 2012, 2015). Les plutons de granitoïdes datés aux environs de 2,1 Ga dans les massifs du Fuping et du Wuataishan sont considérés dans ce modèle comme résultant de l'activité de ce même arc au cours du Paléoprotérozoïque (e.g. Wilde et al., 2005). L'âge de la fermeture de l'océan et la collision entre les deux blocs est estimée entre 1,88 et 1,85 Ga. A cet évènement de collision correspond d'abord une déformation D_1, caractérisée par des plis isoclinaux F_1, des chevauchements vers l'Ouest dans l'avant arc (complexes du Wutaishan et du Hengshan, Kröner et al., 2005b) et des rétro-chevauchements vers l'Est dans l'arrière arc (complexe du Fuping), une foliation S_1 pénétrative ainsi qu'un métamorphisme prograde enregistré par les roches (Figure 2.9, J. Zhang et al. 2007, 2009, 2012, 2015). La collision se poursuit ensuite de 1,85 à 1,82 Ga, formant une structure orogénique en éventail avec des plis serrés isoclinaux F_2, d'important chevauchements et rétro-chevauchements (par exemple les zones de cisaillement de Zhujiafang et de Longquanguan) et enfouissant une partie des unités du Hengshan à grande profondeur, développant ainsi un métamorphisme HP (J. Zhang et al. 2007, 2009, 2012, 2015). Pour finir, après 1,82 Ga débute la phase d'exhumation, à l'origine

de plis droits ouverts F_3, de failles cassantes dans les niveaux structuraux plus élevés et d'un métamorphisme rétrograde dans les roches HP (J. Zhang et al. 2007, 2009, 2012, 2015).

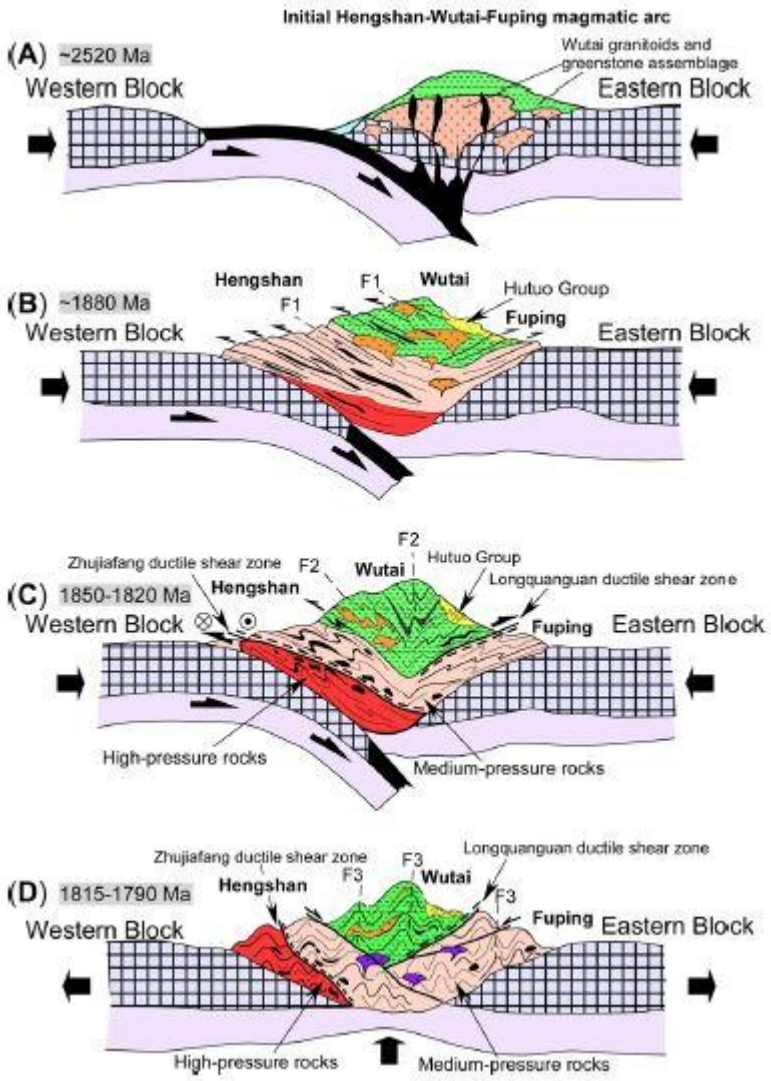

Figure 2.9 : Schéma illustrant le modèle d'une subduction vers l'Est précédent la collision entre les blocs Est et Ouest à 1880-1850 Ma, publié dans J. Zhang et al. (2012).

1.3.2 Modèle 2 : Accrétions et Collisions à 2,5 Ga, 2,4 Ga, 2,3 Ga et 1,9-1,85 Ga

Dans ce modèle, le craton s'est formé par l'accrétion d'une succession de micro-blocs depuis l'Archéen jusqu'au Paléoprotérozoïque (Kusky et al. 2016). Dans un premier temps, la fermeture d'un océan entre le bloc de l'Est et le bloc du Fuping-Wutaishan-Hengshan (FWH) suite à une subduction vers l'Ouest est invoquée à 2,5 Ga (Figure 2.10, Kusky et al. 2016 ;

Kusky & Li, 2003 ; Li & Kusky, 2007). La collision implique un arc magmatique localisé dans le bloc du FWH, une série ophiolitique et une marge passive occidentale du bloc de l'Est épaisse (Kusky, 2011 ; Kusky et al. 2016 ; Polat et al., 2005). La suture issue de la fermeture océanique s'observerait dans le Zanhuang (Kusky et al., 2016). Il s'agit d'une zone de suture déjà documentée par Trap et al. (2009a) mais d'âge paléoprotérozoique (cf section 1.3.4 modèle 4) Suite à cette collision, une subduction vers l'Est génère dans le bloc de l'Est des magmas basiques (à l'origine de dykes et d'un sous placage magmatique) et des granites, associés à un métamorphisme régional (Kusky et al., 2016). Cette subduction prend fin à 2,4 Ga avec la collision entre le « nouveau » bloc de l'Est (comprenant le bloc du FWH) et le bloc de l'Ouest (Kusky, 2011 ; Kusky et al., 2016). Peu de temps après cette collision, le proto-craton de Chine du Nord connaît une phase de rifting permettant à un fragment du craton de dériver vers le Nord. Des sédiments se sont ensuite déposés dans ce bassin nouvellement ouvert et ont enregistré une collision, dans la marge Nord du craton, avec un arc magmatique à 2,3 Ga (Kusky et al., 2016). Suite à cet événement, la marge de ce bloc se changea en arc magmatique continental de type-Andes qui fonctionna de 2,3 à 1,9 Ga (Kusky et al., 2016). C'est pendant cette période que se développe un arc magmatique de type Andes accompagné du développement d'un métamorphisme UHT (Kusky et al., 2016). Une dernière collision, entre le craton de Chine du Nord et le Supercontinent Columbia, s'opère à 1,9-1,85 Ga au niveau de la marge Nord, le long d'une chaîne E-W appelée « Inner-Mongolia North-Hebei Orogen » (IMNHO, Kusky, Li, & Santosh, 2007 ; Kusky et al., 2016 ; Kusky & Santosh, 2009). Ce serait ce dernier événement qui serait, selon ces auteurs, responsable de la formation de la ceinture de Khondalite d'une part et du fait que l'on retrouve ces âges récents dans toute la TNCB. Ces auteurs sont en accord avec Peng et al. (2014) pour considérer le métamorphisme UHT de la ceinture de Khondalite comme étant le résultat d'une subduction de ride à 1.92 Ga avant cette collision. Dans cette optique, les âges entre 1,9 et 1,85 Ga n'auraient aucune valeur tectonique dans l'histoire de la construction de la TNCB puisqu'ils seraient rattachés à l'IMNHO (Kusky et al., 2016).

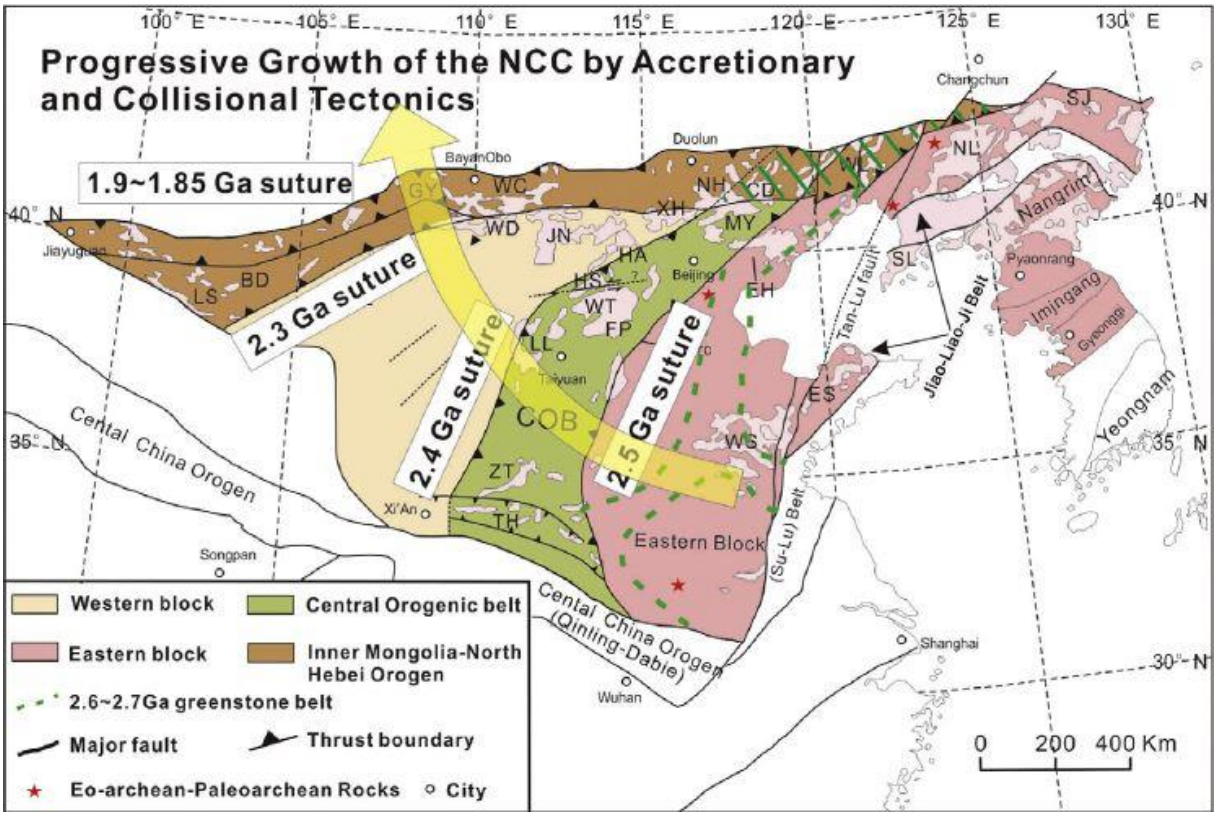

Figure 2.10 : Carte du craton de Chine du Nord illustrant la succession de sutures par accrétion et collision proposées dans le modèle de Kusky et al. (2016)

1.3.3 Modèle 3 : Arc magmatique archéen à 2,5 Ga suivi de deux collisions à 2,1 Ga et 1,85 Ga

Ce modèle suggère l'existence d'un grand océan appelé «océan proto-Chine du Nord » présent entre les blocs de l'Est et de l'Ouest avant environs 2.57 Ga (Z.H. Wang, 2009, 2010 ; Z.H. Wang et al., 2004 ; Z.H. Wang, Wilde, & Wan, 2010). Par la suite, entre 2.57 Ga et 2.54 Ga, un « proto-arc » magmatique intra-océanique se serait développé en raison d'une subduction vers le Nord-Ouest, à l'origine des granitoïdes du Wutaishan (Figure 2.11, Z.H. Wang, 2009). À partir de 2.54 Ga et ce jusqu'à environs 2.53 Ga, cet arc magmatique a subi une phase de rifting permettant l'ouverture d'un bassin arrière arc (Figure 2.11, Z.H. Wang, 2009). Arrive ensuite une période avec plusieurs subductions permettant l'accrétion des différents micro-blocs entre 2.53 et 2.48 Ga (Figure 2.11, Z.H. Wang, 2009). Une fois ce bloc central comportant les complexes du Hengshan, du Wutaishan et du Fuping formés, une première collision s'opère à 2,1 Ga (Z.H. Wang et al., 2010). Cette collision se produirait à l'Ouest suite à la fermeture entre 2,3 et 2,1 Ga de l'océan séparant ce bloc intermédiaire du bloc de l'Ouest (Z.H. Wang et al., 2010). Pour finir, la fermeture de l'océan à l'Est entraina la

collision finale avec le bloc de l'Est à environ 1,9-1,8 Ga, achevant ainsi la formation du craton de Chine du Nord.

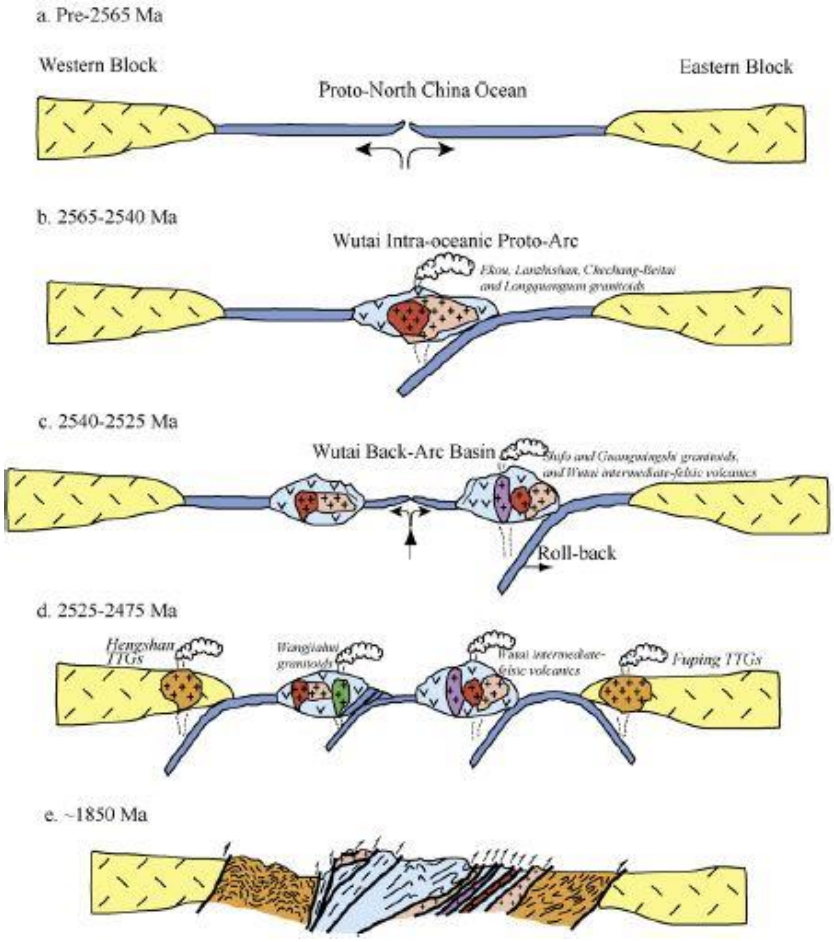

Figure 2.11 : Schéma illustrant le modèle d'un arc magmatique intra océanique archéen précédant les collisions à 2,1 et 1,9-1,8 Ga, publié dans Wang (2009).

1.3.4 Modèle 4 : Deux collisions paléoprotérozoïque à 2,1 et 1,88 Ga suite à deux subductions vers l'Ouest

Ce modèle propose l'existence de trois blocs continentaux à 2,3 Ga suite au démantèlement d'un proto-craton de Chine du Nord via une phase de rifting (Figure 2.12, Faure, Trap, Lin, Monié & Bruguier, 2007 ; Trap, Faure, Lin, & Monié, 2007 ; Trap, Faure, Lin, Bruguier, & Monié, 2008 ; Trap et al., 2012). Ces trois blocs sont le bloc de l'Ouest, le bloc intermédiaire du Fuping et le bloc de l'Est séparés respectivement par l'océan Lüliang.et l'océan Taihang (Trap et al., 2012). Les auteurs de ce modèle proposent de considérer l'événement à 2,5 Ga comme étant déconnecté des événements paléoprotérozoïques à l'origine

de la formation de la TNCB. C'est pourquoi ce modèle débute à 2,3 Ga avec une phase de rifting permettant d'individualiser les blocs cités plus haut (Trap et al., 2012). Dans un premier temps, c'est l'océan de Taihang qui se ferme par le biais d'une subduction vers l'Ouest sous le bloc du Fuping (Figure 2.12, Trap et al., 2009a, 2012). La collision unifiant les blocs du Fuping et de l'Est a eu lieu aux environs de 2,1 Ga, et la suture en témoignant se trouve dans le massif de Zanhuang (Trap et al., 2009a, 2012). C'est ensuite l'océan Lüliang qui se ferme, également grâce à une subduction vers l'Ouest sous le bloc de l'Ouest. Cette collision est à l'origine de la construction d'un prisme orogénique formé de nappe de charriage avec plusieurs unités lithotectoniques comprenant un para-autochtone (localisé dans le complexe du Fuping ; Figures 2.7 et 2.8), une unité à Orthogneiss et volcanites (« Orthogneiss and Volcanites Units », OVU ; Figures 2.7 et 2.8) ainsi qu'une unité basique de bas grade métamorphique (Low Grade Mafic Unit LGMU ; Figures 2.7 et 2.8). Pour ces auteurs, c'est l'unité LGMU qui témoignerait de l'existence de cet océan Lüliang (Trap et al., 2007, 2012). La collision finale unifiant les blocs de l'Ouest et de l'Est-Fuping est proposée à 1,9-1,88 Ga (Figure 2.12, Faure et al., 2007 ; Trap et al., 2007, 2008, 2012 ; Trap, Faure, Lin, & Meffre, 2009b). Elle serait à l'origine de la tectonique de nappe charriant l'unité OVU par-dessus le para-autochtone et l'unité LGMU par-dessus l'unité OVU, donc de la phase de déformation D_1 de ces auteurs, et du métamorphisme synchrone (Figure 2.12, Trap et al., 2007, 2009b, 2012). Cet empilement de nappe s'est achevé vers 1,88 Ga, âge du pic du métamorphisme prograde enregistré dans les roches de l'unité OVU métamorphisé dans le faciès des amphibolites (Trap et al., 2007, 2012). La suture de l'océan Lüliang s'observe dans le complexe du Lüliangshan et se prolonge au Nord-Est entre la chaîne de haute pression et la ceinture de Khondalite.

Ce modèle propose une extrusion de l'unité de haute pression visible dans les complexes de Huai'an et de Chengde (Figures 2.7 et 2.8) via un chenal de fluage latéral (Trap, Faure, Lin, Augier, & Fouassier, 2011 ; Trap et al., 2012). Ce phénomène est en lien avec la déformation D_2, synchrone d'une fusion partielle, d'un métamorphisme rétrograde dans les unités de haute pression et du dépôt des unités du super-groupe du Hutuo et se produirait vers 1850 Ma (Trap et al., 2011, 2012). Pour finir, deux dernières phases de déformation sont proposées par ces auteurs. Une D_3 en extension tardi-orogénique et une D_4 à l'origine de décrochements sénestres dans le Hengshan, notamment la zone de cisaillement de Zhujiafang vers 1,81 Ga (Trap et al., 2012). L'orogénèse à l'origine de la TNCB prend fin à 1,8 Ga dans ce modèle, avec la mise en place de granites post-orogéniques non déformés (Trap et al., 2012).

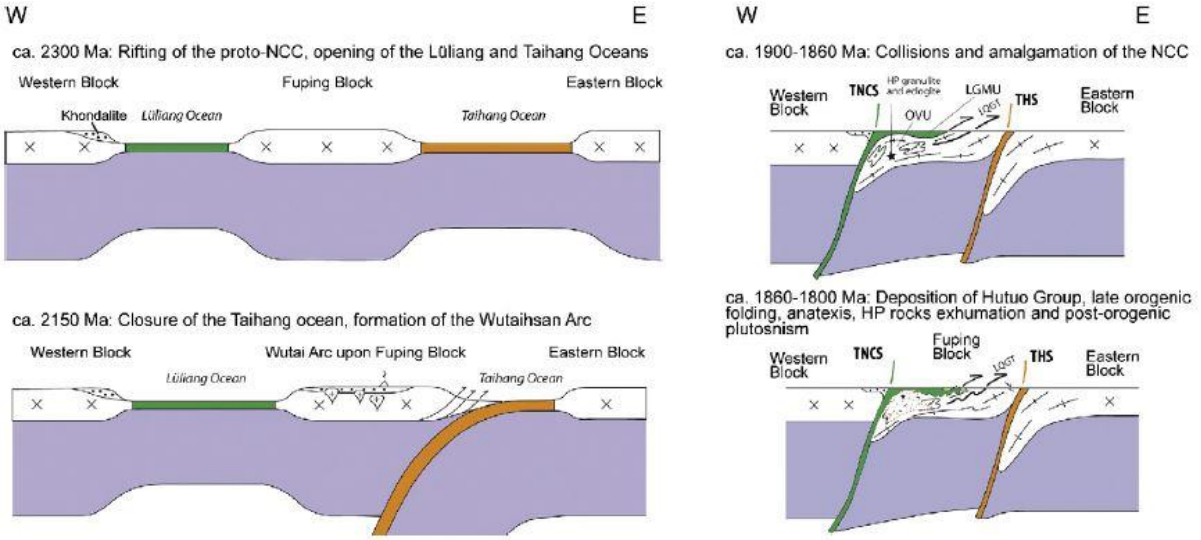

Figure 2.12 : Schéma illustrant le modèle à deux collisions à 2,1 et 1,88 après deux subductions vers l'Ouest, publié dans Trap et al. (2012).

1.4 La ceinture de Khondalite

La ceinture de Khondalite est située dans le bloc de l'Ouest et est formée d'une succession Est-Ouest de massifs répartis sur 1000 km de long et 200 km de large (Figures 2.3 et 2.13). La chaîne est bordée à l'Est par la zone de cisaillement de Datong-Chengde, qui correspond à un détachement ayant repris la « Trans-North China Suture ». Les limites Sud et Ouest demeurent inconnues. En effet, bien qu'au Sud, la littérature documente l'existence d'un bloc de l'Ordos, sa répartition et sa limite avec la ceinture des Khondalites est totalement masquée par une couverture sédimentaire de lœss épaisse de plusieurs dizaines voire centaines de mètres. Les quelques forages récents effectués dans ce bassin de lœss ont révélé que sous ces sédiments, les roches du socle étaient très similaires à celle de la ceinture de Khondalite (Gou et al., 2016 ; He et al., 2016 ; Wan et al., 2013a ; W.R.Z. Wang et al., 2014).

A l'Ouest, c'est le désert de Gobi qui vient recouvrir la ceinture de Khondalite à partir de la ville de Wuhai, laissant ainsi une incertitude sur l'extension occidentale de la chaîne. Au Nord, la ceinture de Khondalite s'arrête juste au Nord des complexes du Wulashan-Daqingshan et du Halaqin où affleure le socle archéen du bloc de Yinshan (Figure 2.3).

On discrimine d'Ouest en Est les complexes du Qianlishan, Helanshan, Wulashan, Daqingshan et Jining. Ces massifs sont principalement constitués de roches métamorphiques de haute à ultra-haute température nommées Khondalite (Condie, Boryta, Liu, & Qian, 1992 ;

Lu et al., 1992, référence de la littérature chinoise citée dans toutes les études de la région). Ces khondalites sont des gneiss migmatitiques à grenat, sillimanite, biotite ± spinelle ± sapphirine métamorphisées dans le faciès des granulites. Elles ont pour protolithe des pélites et des graywackes qui se seraient déposés entre 2.0 et 1.95 Ga en contexte de marge passive (e.g. Xia et al., 2006a, b, 2008) ou de marge active (Wan et al., 2009).

La ceinture de Khondalite est classiquement considérée comme une chaîne de collision résultant du télescopage de deux blocs archéens nommés Yinshan au Nord et Ordos au Sud (e.g. Cai, Liu, & Liu, 2017 ; Yin et al., 2009, 2011, 2014 ; G.C. Zhao, Sun, & Wilde, 2003 ; G.C. Zhao et al., 2005, 2010). Il n'existe quasiment pas d'étude de la Khondlaite belt dans sa globalité et la plupart des travaux cible un massif en particulier. C'est pourquoi il a été fait le choix, ci-dessous, de décrire chacun de ces massifs dans lesquels affleurent les différents complexes de la Khondalite Belt.

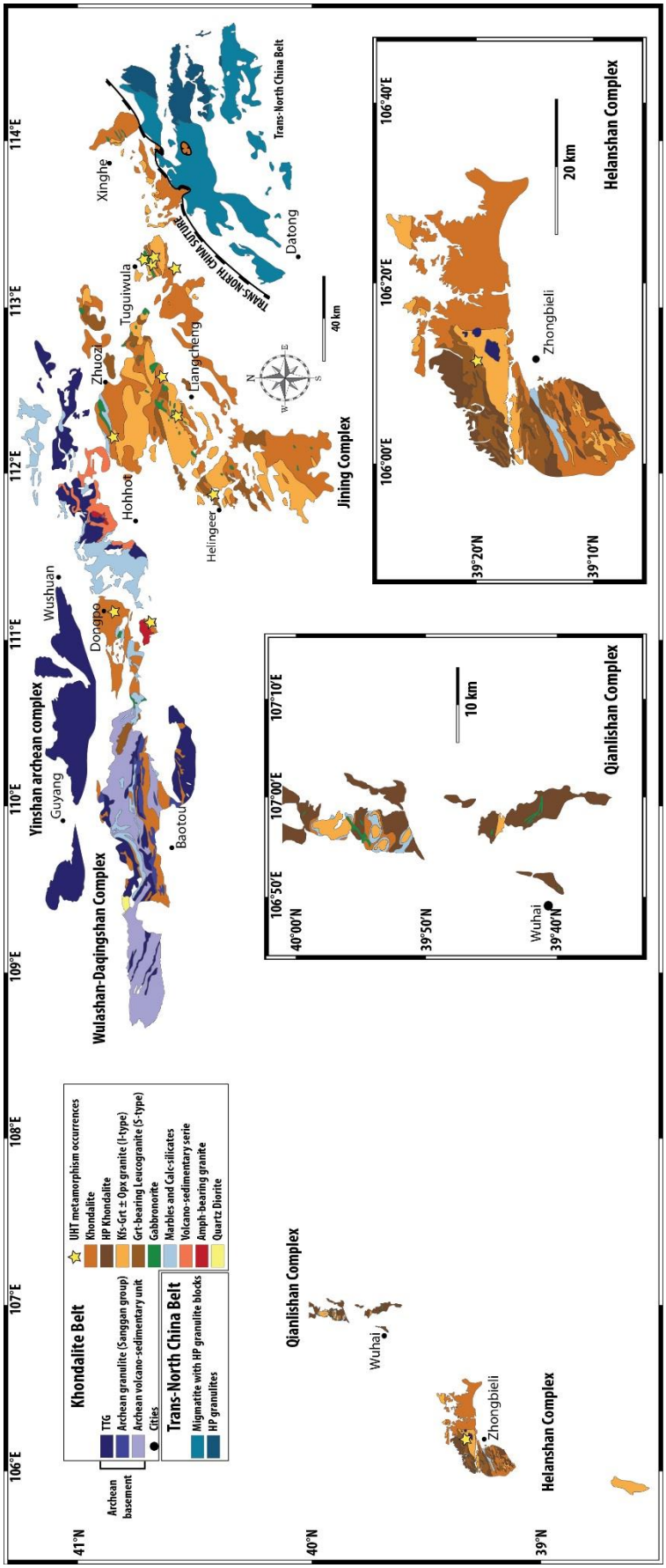

Figure 2.13 : Carte géologique de la ceinture de Khondalite et du complexe de Huai'an. Deux zooms sur les complexes du Qianlishan et du Helanshan ont été ajoutés pour une meilleure lisibilité de la géologie de ces petits massifs. (d'après Lobjoie et al. In prep.)

1.4.1 Les complexes du Qianlishan et du Helanshan

Le complexe du Helanshan se situe à l'extrême Ouest-Sud-Ouest de la ceinture de Khondalite (Figure 2.13). Ce massif est principalement constitué de granites à grenat de type-S daté à *ca.* 1.95 Ga et de khondalites (Figure 2.14, Dan et al., 2014 ; W.J. Li et al., 2017). On note également la présence de dykes de dolérite datés à 1.96 Ga et de granite à feldspaths potassiques porphyriques et à deux micas de type-S daté à 1.95Ga (Dan et al., 2014). Un métamorphisme de haut grade daté à *ca.*1.95 Ga a été enregistré par les khondalites de ce complexe puis un second événement de haut grade à *ca.*1.87-1.86 Ga synchrone de la formation de granites de type-S (Dan et al., 2014 ; W.J. Li et al., 2017). Ce second événement métamorphique est décrit par les auteurs comme étant la conséquence de l'exhumation du massif (Yin et al., 2009). Il est reconnu par la présence de granite de type-S non déformé et un métamorphisme dans le faciès des amphibolites (Yin et al., 2011). Très récemment, Gou et al. (2018) ont documenté l'existence d'un métamorphisme de ultra-haute température avec des conditions de 0,6-0,7 GPa pour 960-1030°C, enregistré par une granulite à spinelle. D'après ces mêmes auteurs, ce métamorphisme serait également daté à 1,95Ga sans l'avoir toutefois contraint par des données de géochronologie. Une étude structurale dans ce complexe documente la présence de mylonite dans des zones de cisaillement NE-SW fortement pentées vers le SE (60-80°, Gong et al., 2014). Une linéation minérale peut être observée avec un

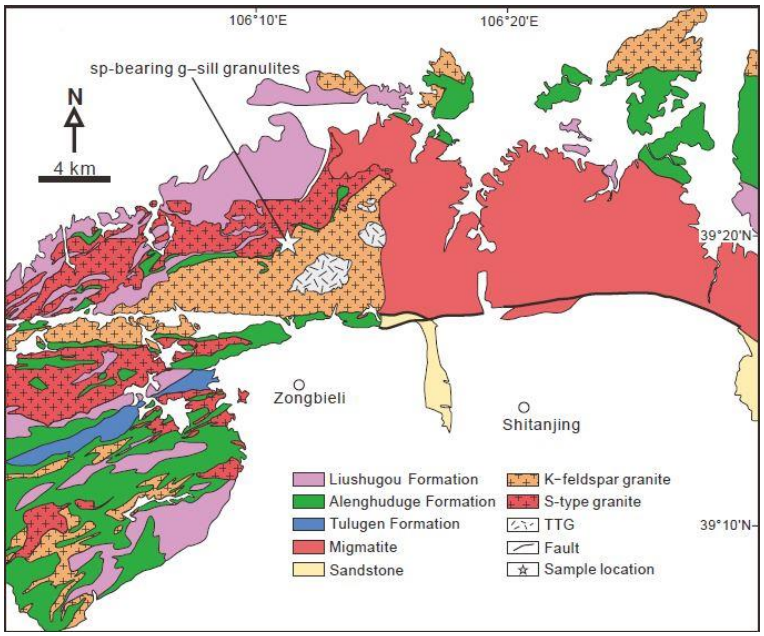

Figure 2.14 : Carte géologique du complexe de Helanshan publiée dans Gou et al. (2018). Les formations de Liushugou, Alenghuduge et Tulugen sont des khondalites différenciées ici par la présence de disthène, de cordiérite et de niveaux calco-silicatés, respectivement.

plongement de 60° vers le SE, accompagnée d'une cinématique « top to the NW » indiquant un mouvement chevauchant (Gong et al., 2014).

Le complexe de Qianlishan se situe à quelques kilomètres au Nord du complexe du Helanshan (Figure 2.13). Il est constitué de khondalite, de quartzite, de marbre, de gneiss calco-silicaté et de granite de type-S (Figure 2.15). Les roches ont subi un métamorphisme de relativement haute pression traduit par la présence de disthène dans les granulites. La pression aurait atteint 1.2 GPa pour une température d'environ 800-850°C au pic du métamorphisme (Yin et al., 2014). Le pic du métamorphisme dans ce complexe est également daté à *ca.*1.95 Ga par datation U-Pb LA-ICP-MS sur zicon (Yin et al., 2009). L'évolution *P–T* horaire décrit une décompression isotherme post pic HT métamorphique. Le modèle propose une collision entre les deux blocs du Yinshan et de l'Ordos à *ca.*1.95 Ga suivi d'une exhumation à *ca.*1.88 Ga. Une étude récente de Qiao et al. (2016) propose, suite à l'utilisation conjointe du thermomètre du

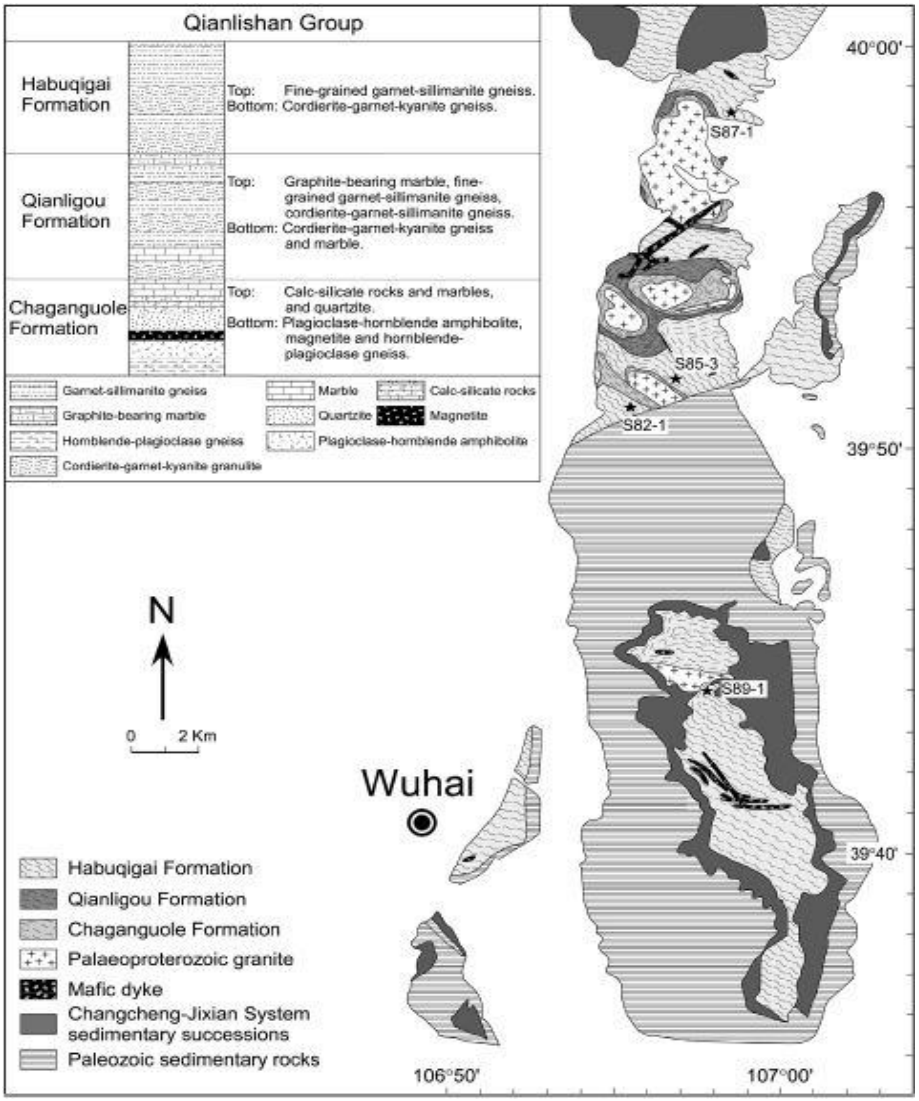

Figure 2.15 : Carte géologique du complexe de Qianlishan publié dans Yin et al. (2014)

titane dans le zircon et de la datation U-Pb du zircon , que le pic du métamorphisme serait à 1.95 Ga et que l'exhumation aurait lieu à *ca.*1.92 Ga.

1.4.2 Les complexes du Wulashan, du Daqingshan et de Halaqin

Les complexes de Wulashan et de Daqingshan sont constitués de deux grandes unités lithologiques (Figure 2.16) : les groupes 1) de Sanggan et 2) du Wulashan.

1) Le groupe du Sanggan est composé de granulite à orthopyroxène-hornblende-biotite-plagioclase, de granulite à deux pyroxènes ± feldspaths alcalins ou encore de granulite à hypersthène et magnétite (Ma et al., 2012). Ces granulites se sont formées suite au métamorphisme de roches volcano-sédimentaires suivant une évolution anti-horaire (Yang et al., 2004 dans Ma et al., 2012). Ma et al. (2012) et Wan et al. (2009) ont daté des zircons dans ces roches et relient l'activité magmatique et métamorphique à un âge paléoprotérozoïque précoce (*ca.* 2.5-2.4 Ga). Ils ont également noté la présence de zircons métamorphiques d'âge paléoprotérozoïque identique à ceux connus dans les khondalites (*ca.*1.96-1.84 Ga, Ma et al., 2012).

2) Le groupe du Wulashan est subdivisé en deux sous-groupes. Le sous-groupe du Wulashan supérieur constitué de séries volcano-sédimentaires métamorphisées en association avec des khondalites, des gneiss calco-silicatés et des marbres (Cai et al., 2014, 2015, 2016 ; Dong et al., 2014 ; Ma et al., 2012). On note également la présence relativement importante de granite de type-S et de granulites basiques. Le sous-groupe du Wulashan inférieur consiste quant à lui en un socle de gneiss TTG sur lequel se sont déposés les sédiments à l'origine des Khondalites (Dong et al., 2014 ; Ma et al., 2012).

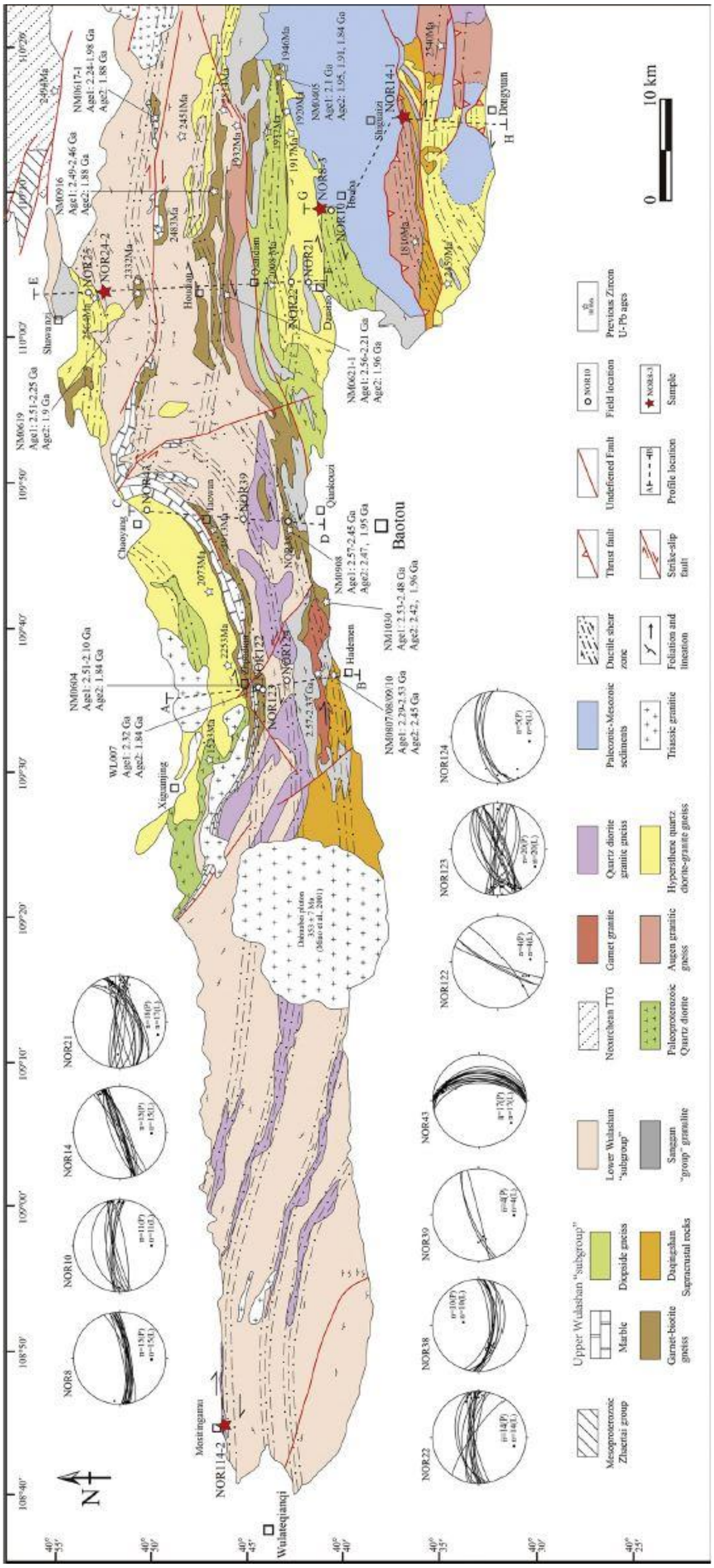

Figure 2.16 : Carte géologique et structurale de Gong et al. (2014) du complexe de Wulashan.

Dans la partie Est du complexe de Daqingshan affleurent des lithologies légèrement différentes (Figure 2.17). Dans un premier temps, on note la présence de granulites à sapphirine témoignant d'un métamorphisme UHT qui ont été documentées dans les alentours du village de Dongpo et de Shaerqin (Guo, Peng, Chen, Jiao, & Windley, 2012 ; Jiao, Guo, Wang, & Peng, 2015 ; Jiao, Fitzsimons, & Guo, 2017 ; Tsunogae, Liu, Santosh, Shimizu, & Li, 2011). À Dongpo, ces granulites à sapphirine présentent une évolution *P-T* horaire avec des conditions *P-T* au pic du métamorphisme de l'ordre de 0.7 à 0.9 GPa pour 910-980°C suivi d'une décompression isotherme jusqu'à 0.45-0.6 GPa pour 910-950°C (Figures 2.18 et 2.20a ; Guo et al., 2012). Dans les granulites à sapphirine de Dongpo, Tsunogae et al. (2011) présente un trajet antihoraire relativement peu contraint avec une augmentation de pression isotherme de 0.4 à 1.2 GPa à 950-970°C suivie d'un refroidissement isobare à 900°C, puis suivie d'une décompression et d'un refroidissement jusqu'à des conditions de 0.5 GPa pour 820°C. Si ces deux études sont en désaccords sur l'évolution *P-T* des granulites à sapphirine, toutes deux s'accordent sur l'âge du métamorphisme UHT à *ca.* 1.92 Ga. À Shaerqin, Jiao et al. (2015) ont caractérisé une évolution *P-T* horaire avec un pic de pression lors du trajet prograde à 0.9 GPa pour des températures de 800-850°C, un pic *P-T* du métamorphisme à 0.8-0.85 GPa et 850-870°C avant une décompression isotherme jusqu'à 0.6-0.65GPa. Ce métamorphisme proche des conditions UHT a été daté à *ca.* 1.86 Ga Jiao et al. (2015).

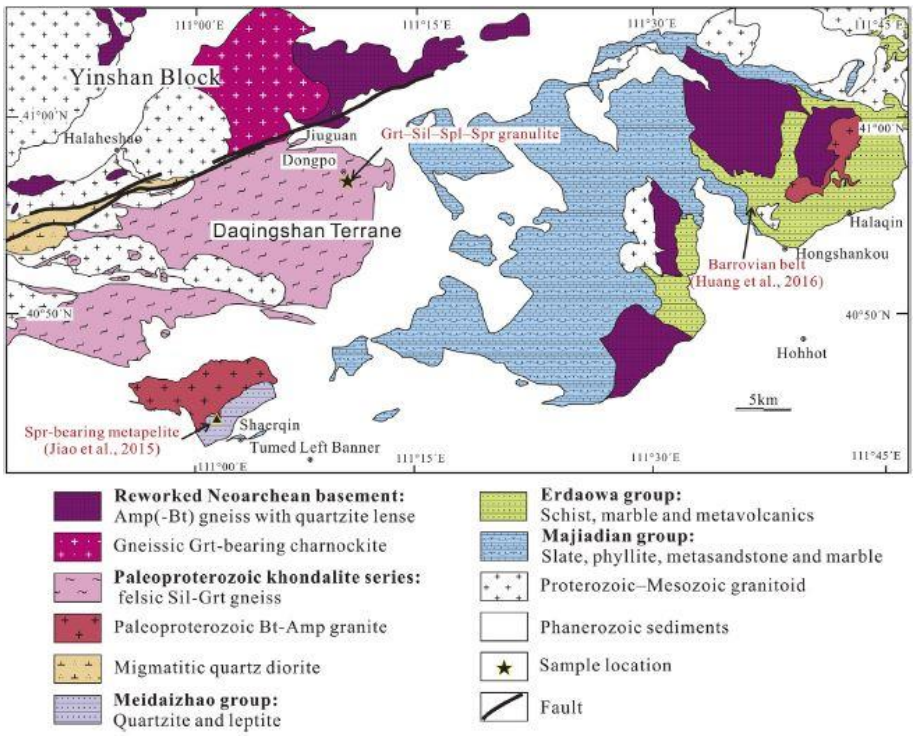

Figure 2.17 : carte géologique du complexe du Daqingshan et de la partie occidentale du complexe de Halaqin, publiée dans Jiao et al. (2017).

Dans les environs de Halaqin affleure une série volcano-sédimentaire métamorphisée accompagnée de marbres, de schistes et de grès métamorphisés. Cet ensemble a subi un métamorphisme dans les faciès des schistes verts et amphibolites. Huang et al. (2016) ont définis trois trajets *P-T* horaires pour un micaschiste à grenat, un micaschiste à staurotide et un micaschiste à disthène avec des pressions allant jusqu'à 0.75 GPa pour des températures au pic du métamorphisme à 650°C (Figure 2.18 ; Huang et al., 2016). Les échantillons de cette région reflètent une activité volcanique de type arc (Peng, Guo, Windley, & Li, 2011) et sont datés entre *ca.* 1.91-1.88 Ga. Le métamorphisme dans les faciès schiste vert et amphibolite est daté autour de 1.89-1.88 Ga par Peng et al. (2011).

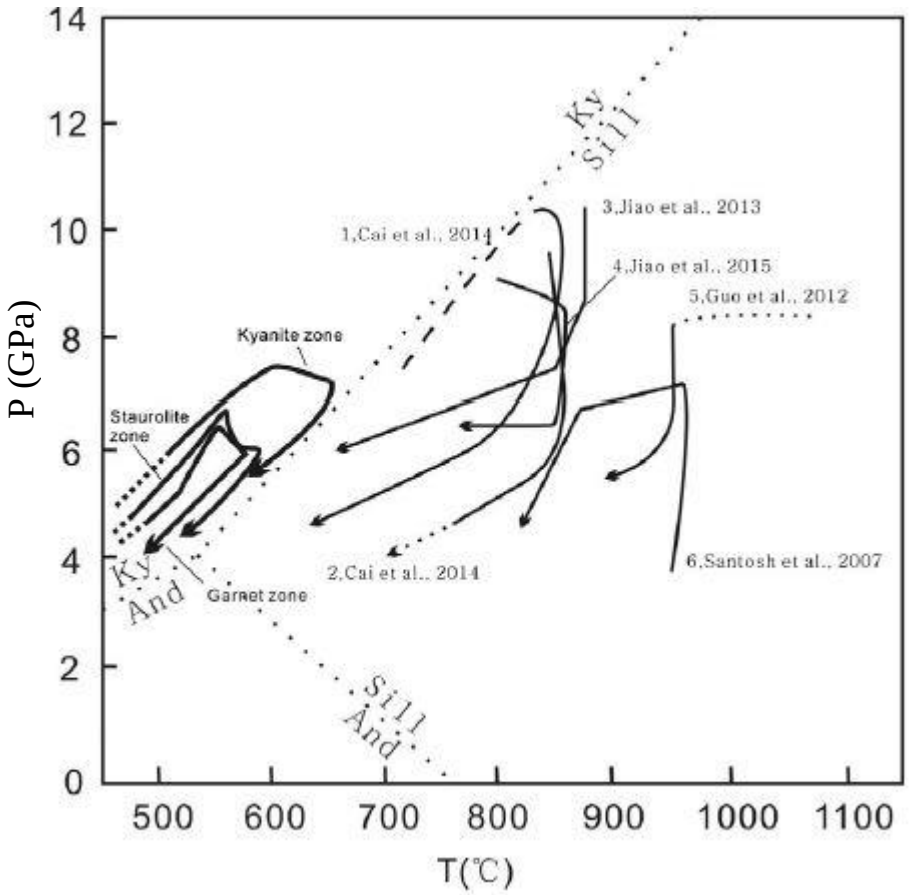

Figure 2.18 : Diagramme P-T synthétisant les trajets P-T du métamorphisme obtenu par Huang et al.(2016) pour les roches du complexe de Halaqin (trajet en gras) et les comparant au trajet obtenu sur des granulites UHT dans la ceinture de Khondalite. Publié dans Huang et al. (2016).

Peu d'études structurales se sont intéressées à ces complexes. Seule l'étude de Gong et al., 2014 documente la structure dans ces complexes avec une foliation E-W sub-verticale ou fortement pentée vers le Nord ou le Sud suivant les localités. Cette foliation porte une linéation minérale faiblement pentée (10-15°) vers l'Est ou l'Ouest suivant les affleurements et des

critères de cisaillement (des relations S-C, des porphyroblastes ayant subis une rotation, etc… ; e.g. Berthé, Choukroune, & Jegouzo, 1979 ; Choukroune, Gapais, & Merle, 1987) ont permis de conclure à un cisaillement dextre régional (Gong et al., 2014). Dans cette même étude, une datation U-Pb LA-ICP-MS sur Zircon et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur Biotite ont permis de dater la déformation à l'origine de ces structures autour de 1.85 Ga.

1.4.3 Le complexe de Jining

Ce complexe est situé le plus à l'Est, en contact direct avec la « Trans-North China belt » (Figure 2.13). Il est également constitué de khondalites, de marbres, de gneiss calco-silicatés et de nombreuses intrusions magmatiques : granite leucocrate à grenat, granite porphyrique à méga-cristaux de feldspaths alcalins, à grenat ± orthopyroxènes et gabbronorite (Figure 2.19).

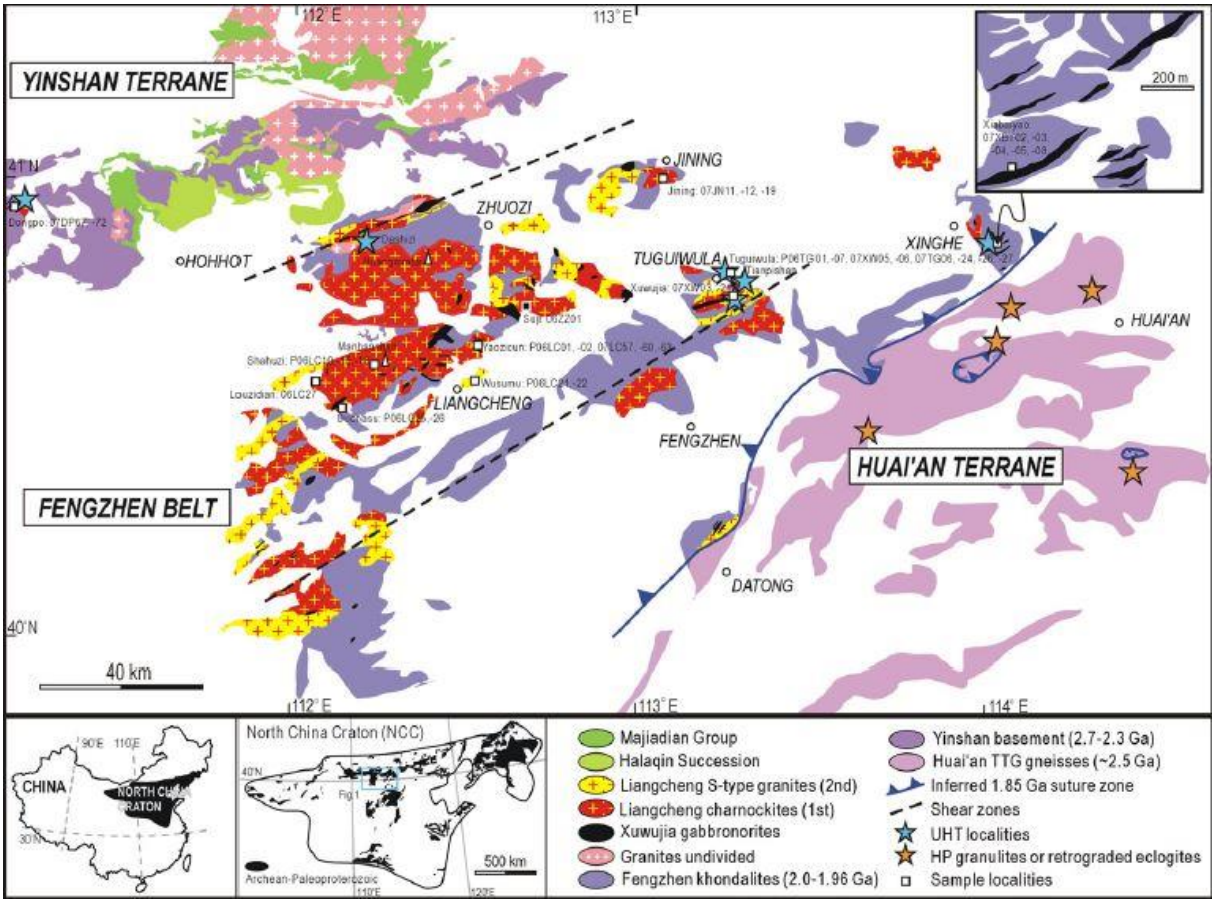

Figure 2.19 : Carte géologique des complexes de Jining, Halaqin et Huai'an publiée dans Peng et al. (2012)

De nombreuses études pétrologiques ont été menées sur les khondalites depuis un peu plus d'une décennie (e.g. Santosh, Sajeev, & Li, 2006 ; S.J. Liu et al., 2012 ; X.W. Li & Wei, 2018). Ces études ont documenté l'existence de conditions métamorphiques de ultra-haute température (UHT) dans les localités de **Tuguiwula** (X.W. Li & Wei, 2018 ; Santosh et al., 2006, 2008 ; Santosh, Tsunogae, Li, & Liu, 2007a ; Santosh, Wilde, & Li, 2007b ; Santosh, Sajeev, Li, Liu, & Itaya, 2009 ; Santosh, Liu, Tsunogae, & Li, 2012 ; Shimizu, Tsunogae, Santosh, Liu, & Li, 2013), de **Helingeer** (S.J. Liu et al., 2012 ; Santosh, Liu, Shi, & Liu, 2013), de **Xumayao** (H.T. Zhang et al., 2012), de **Zhaojiayao** (X.W. Li & Wei, 2016) et de **Hongsigou** (Yang, Santosh, & Tsunogae, 2014). Toutefois, en dépit du nombre d'étude, aucun consensus n'a été trouvé quant à l'évolution *P-T* du métamorphisme UHT de la ceinture de Khondalite. En effet, on retrouve deux trajets distincts, l'un avec une évolution horaire (Figure 2.20a, e.g. X.W. Li & Wei, 2018 ; Yang et al., 2014) et l'autre avec une évolution antihoraire (Figure 2.20a, e.g. Santosh et al., 2012 ; Shimizu et al., 2013). Il est à noter que toutes les études qui se sont penchées sur des roches métamorphisées dans le faciès des granulites (non UHT) ont documenté un trajet *P-T* horaire (Figure 2.20b, Cai et al., 2017 et références de la littérature chinoise associées ; Jiao, Guo, Harley, & Windley, 2013). De ce métamorphisme UHT, deux âges important sont à retenir : le premier à 1,92-1,91 Ga (e.g. Santosh et al., 2007b) et le second à 1,89-1,88 Ga (e.g. Yang et al., 2014).

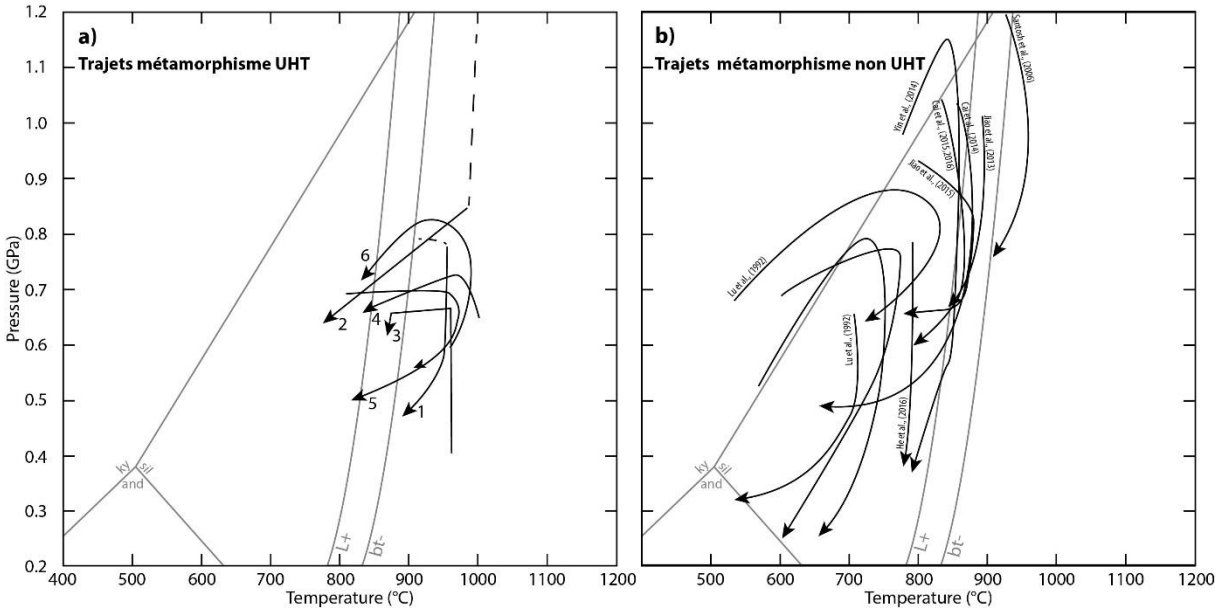

Figure 2.20 : a) Synthèse des trajets P-T des roches UHT des complexes de Jining et du Daqingshan with 1 Guo et al., 2012 ; 2X.W. Li & Wei, 2018 ; 3 Santosh et al., 2012 ; 4 Shimizu et al., 2013 ; 5 Yang et al., 2014 ; 6 Zhang et al., 2012 ; b) Synthèse des trajets P-T des roches non UHT des complexes de Jining et du Daqingshan.

Les roches magmatiques telles que les granites et les gabbronorites ont également été l'objet de nombreuses études (Peng, Guo, Zhai, & Bleeker, 2010 ; Peng et al., 2012 ; Wan et al., 2013b ; L.J. Wang, Guo, Yin, & Peng, 2017). Les granites porphyriques à méga-cristaux de feldspaths alcalins, à grenat ± orthopyroxènes, aussi rapporté dans la bibliographie sous l'appellation de charnockites, sont des granites de type-I mis en place dans un contexte d'arc magmatique continental de type andéen (Peng et al., 2010, 2012). Le granite leucocrate à grenat est un granite d'anatexie de type-S en lien avec la migmatisation des Khondalites (Peng et al., 2010, 2012 ; L.J. Wang et al., 2017). L'âge de mise en place de ces corps magmatiques est également discuté : L.J. Wang et al. (2017) propose que les granites de type-S se sont mis en place aux alentours de 1,95 Ga alors que Peng et al. (2010, 2012, 2014) argumentent une mise en place des granites de type-S et de type-I entre 1,93 Ga et 1,88 Ga. Ces derniers datent également la mise en place des intrusions de gabbronorites à 1,92-1,91 Ga.

Pour finir, bien que la ceinture de Khondalite ait été très étudiée sur cette dernière décennie, aucune étude structurale du complexe de Jining n'a été publiée. La dernière étude documentant la structure du complexe de Jining publiée est l'étude de Lu & Jin, (1993). Dans cette étude, les auteurs évoquent très sommairement quatre phases de déformation : une déformation D_1 à l'origine d'une « déformation ductile complexe » (aucun détails n'est donné sur les caractères de la déformation finie dans cette étude), une déformation D_2 à l'origine de plis isoclinaux, parfois couchés, sous forme de nappes et d'une foliation S_2 orientée globalement ENE-WSW, une déformation D_3 plissant la foliation S_2 en plis ouvert à plan axiaux E-W et une déformation D_4 décrite comme une déformation mylonitique verticale d'orientation E-W à l'origine d'une linéation subhorizontale de nature indéterminée (Lu & Jin, 1993).

2 Présentation des modèles de formation de la ceinture de Khondalite

2.1 Collision à 1.95-1.92 Ga et métamorphisme UHT post-collision (Santosh et al., 2007a, b, 2008, 2009, 2012, 2013 ; Shimizu et al., 2013 ; Tsunogae et al., 2011 ; Yang et al., 2014 ; Zhang et al., 2012)

Dans ce modèle, les différents auteurs considèrent le métamorphisme UHT comme l'expression d'un phénomène régional qui a réchauffé la croûte continentale tout le long de la suture entre les blocs de l'Ordos et de Yinshan qu'ils nomment « Inner Mongolia Suture Zone » ou zone de suture de Mongolie intérieure qui correspond en tout point à la ceinture de Khondalite (e.g. Santosh et al. 2012, Shimizu et al. 2013 ; Yang et al., 2014).

Selon Santosh et al. (2012), le modèle géodynamique de formation de la ceinture de Khondalite doit satisfaire à trois conditions : 1) une température de 900-1000°C pour des pressions moyennes de 0,6 à 1,0 GPa (Gou et al., 2018 ; Guo et al., 2012 ; X.W. Li & Wei 2016, 2018 ; S.J. Liu et al., 2012 ; Santosh et al., 2007a, 2009, 2012 ; Shimizu et al., 2013 ;Tsunogae et al., 2011 ; Yang et al., 2014 ; H.T. Zhang et al., 2012) ; 2) un contexte anhydre permettant la formation des granulites présentant des assemblages à orthopyroxène, spinelle, sapphirine (e.g. Guo et al., 2012 ; X.W. Li & Wei 2018 ; Santosh et al. 2007a, 2012 ; Tsunogae et al., 2011) ; 3) un apport de fluide riche en CO_2 cohérent avec les inclusions fluides observées dans certaines granulites (Santosh et al., 2008). En suivant ces points et les précédents travaux publiés sur la région, les auteurs ont proposé une collision entre les blocs du Yinshan et de l'Ordos entre 1,95 et 1,92 Ga après une subduction vers le Sud (Figure 2.21, Santosh et al., 2012, 2013 ; Yang et al., 2014). Cette collision se serait faite obliquement avec une fermeture en biseaux permettant d'expliquer le diachronisme observé. Dans ce modèle, on observe la formation d'un arc magmatique continental sur la marge septentrionale du bloc de l'Ordos, au niveau duquel se produit en profondeur une rupture de la plaque subduite, entrainant une remontée de l'Asthénosphère à 1,92 Ga. Ce phénomène serait à l'origine de l'augmentation de température,

de l'arrivée de fluide riche en CO_2 et donc du métamorphisme UHT observé (Figure 2.21, Santosh et al., 2012, 2013 ; Yang et al., 2014). Pour finir, Yang et al. (2014) ont documenté un métamorphisme UHT plus récent, aux alentours de 1,88 Ga qui correspondrait, selon ces auteurs, à une augmentation de Température post-collision causée par un sous placage de magma basique, source de chaleur, à la base de la croûte orogénique (Figure 2.21, Yang et al., 2014).

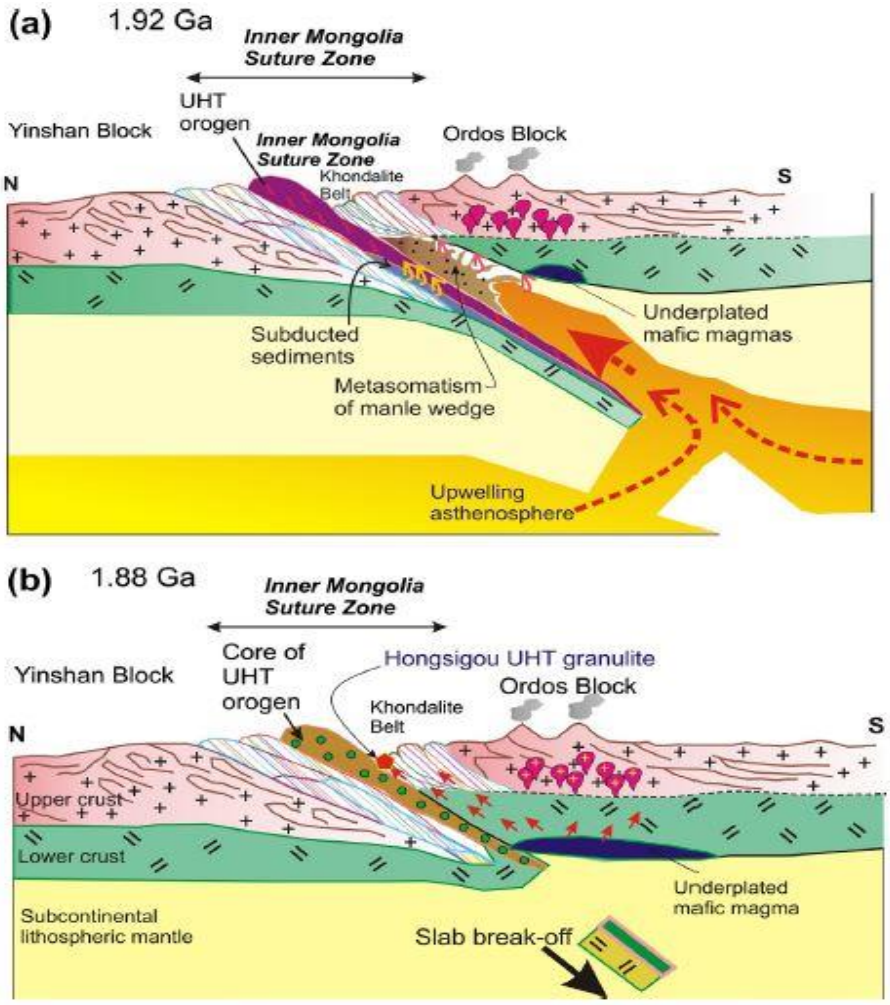

Figure 2.21 : Schéma illustrant le modèle d'une collision aux alentours de 1,95-1,92 Ga suivi d'une rupture de la plaque subduite à 1,92 Ga entrainant un métamorphisme UHT dans la ceinture de Khondalite, publié dans Yang et al. (2014).

2.2 Collision à 1.95 Ga et métamorphisme UHT post-collision en lien avec une subduction vers l'Ouest puis une collision à 1.85 Ga (Guo et al., 2012 ; Huang et al., 2016 ; Jiao et al., 2013, 2015, 2017 ; Peng et al., 2010, 2011, 2012, 2014)

Dans ce modèle, la formation de la ceinture de Khondalite n'est pas l'axe majeur. En effet, ces auteurs sont en accord avec la vision « classique » d'une collision entre les blocs de Yinshan et de l'Ordos à 1,95 Ga afin d'expliquer sa formation (e.g. Cai et al., 2017 ; Yin et al., 2009, 2011, 2014 ; G.C. Zhao, Sun, & Wilde, 2003 ; G.C. Zhao et al., 2005, 2010). Ce qui intéresse ces auteurs, c'est de comprendre comment intégrer le métamorphisme UHT à l'évolution géodynamique de cette chaîne. Selon eux, ce métamorphisme est post-orogénique à 1,92 Ga (Guo et al., 2012, Peng et al., 2010, 2011, 2012). En effet, ces auteurs proposent qu'à la suite de la collision, un sous placage de magma basique très chaud, puis l'injection de nombreux corps gabbronoritiques dans la croûte orogénique ont engendré le métamorphisme UHT enregistré dans les roches de la ceinture de Khondalite. Les études géochimiques menées sur les différents magmas ont permis d'établir qu'une subduction d'une ride océanique serait survenue à 1,92 Ga, suite à quoi de nombreuses injections de magma basique se seraient intrudées dans la croûte orogénique de 1,92 Ga à 1,88 Ga (Figure 2.22, Peng et al., 2012, 2014). Cette subduction se ferait vers l'Ouest, sous la ceinture de Khondalite. De plus, parmi les granites, deux signatures géochimiques ressortent. Une première indique que des granites de type-I, des granite d'arc magmatique continental, se sont mis en place dans la ceinture de Khondalite entre 1,93 et 1,88 Ga de manière synchrone avec une activité magmatique calco-alcaline d'arc magmatique continental observés dans le complexe de Halaqin (Peng et al., 2010, 2011, 2012, 2014). La seconde signature indique la présence de granite de type-S, synchrone des granites de type-I, indiquant la fusion partielle de la croûte orogénique dans cette même fenêtre temporelle (Peng et al. 2010, 2012). Récemment, Huang et al. (2016) et Jiao et al. (2015, 2017) ont documenté respectivement un événement barrovien et granulitique plus ou moins d'ultra-haute température dans les complexes de Halaqin et du Daqingshan entre 1,89 et 1,86 Ga. Il s'agit d'un second événement dont la corrélation avec le précédent est relativement floue. Ces auteurs proposent une collision finale avec le bloc du Huai'an-Fuping (Bloc de l'Est) vers 1,9-1,85 Ga (Figure 2.22, Peng et al., 2012, 2014).

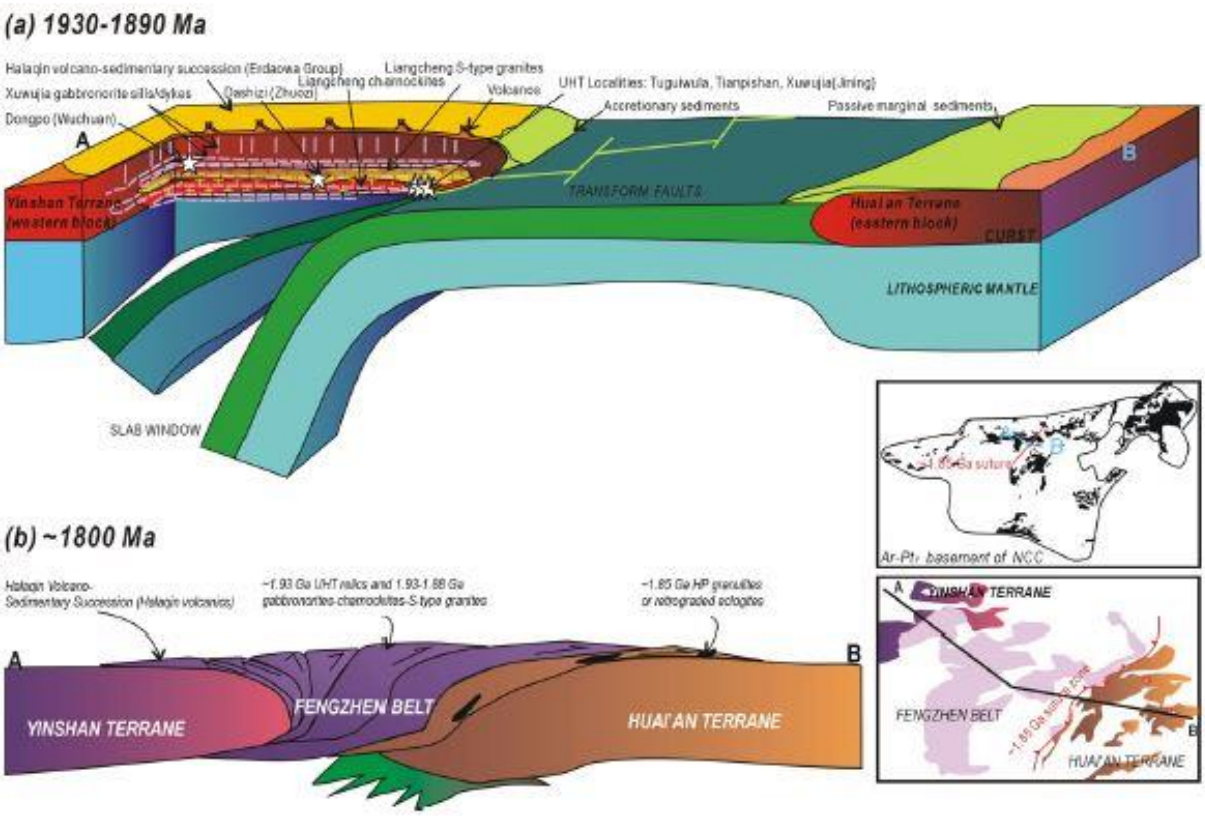

Figure 2.22 : Schéma illustrant le modèle d'une subduction de ride aux alentours de 1,92 Ga suivi d'une collision à 1,9-1,85 Ga entrainant la formation de la ceinture de Khondalite, publié dans Peng et al. (2012).

2.3 Collision à 1.95 Ga en lien avec une subduction vers le Nord et un métamorphisme post-collision (X.W. Li & Wei, 2016, 2018)

Ce modèle très récent diverge des précédents sur de nombreux points. S'il est diversement proposé que les sédiments à l'origine des Khondalites se sont déposés dans un bassin océanique en contexte de marge passive ou active (Dan et al., 2012 ; Xia et al., 2006a, b, 2008 ; Wan et al., 2009), les auteurs de ce modèle soulignent qu'il manque selon eux des arguments robustes permettant de prouver l'existence d'un domaine océanique (X.W. Li & Wei, 2018). Selon eux, les sédiments se seraient déposés dans un bassin présent au cœur du craton, formé dans un contexte d'arrière arc (X.W. Li & Wei, 2018). Cette phase de déposition se serait terminée entre 1,98 et 1,96 Ga, juste avant l'épaississement crustal daté à 1,95 Ga dans

les granulites à disthène du complexe de Qianlishan (Yin et al., 2014). Dans ce modèle de bassin d'arrière arc, les auteurs remettent en cause le fait que l'épaississement crustal à 1,95 Ga soit le résultat de la collision entre un bloc de Yinshan au Nord et un bloc de l'Ordos au Sud. Ils soulignent le fait que le bloc de l'Ordos serait constitué de roches similaires à celles observées dans la ceinture de Khondalite, comme en témoignent les forages effectués dans la zone (Gou et al., 2016 ; He et al., 2016 ; Wan et al., 2013a ; W.R.Z. Wang et al., 2014). Cependant, les auteurs ne définissent pas les blocs impliqués dans la collision (Figure 2.23, X.W. Li & Wei 2018). Suite à cet épaississement crustal une phase d'extension post-orogénique serait à l'origine d'une remontée du manteau, entraînant une augmentation de la température et un métamorphisme UHT dans la ceinture de Khondalite (Figure 2.23, X.W. Li & Wei 2018).

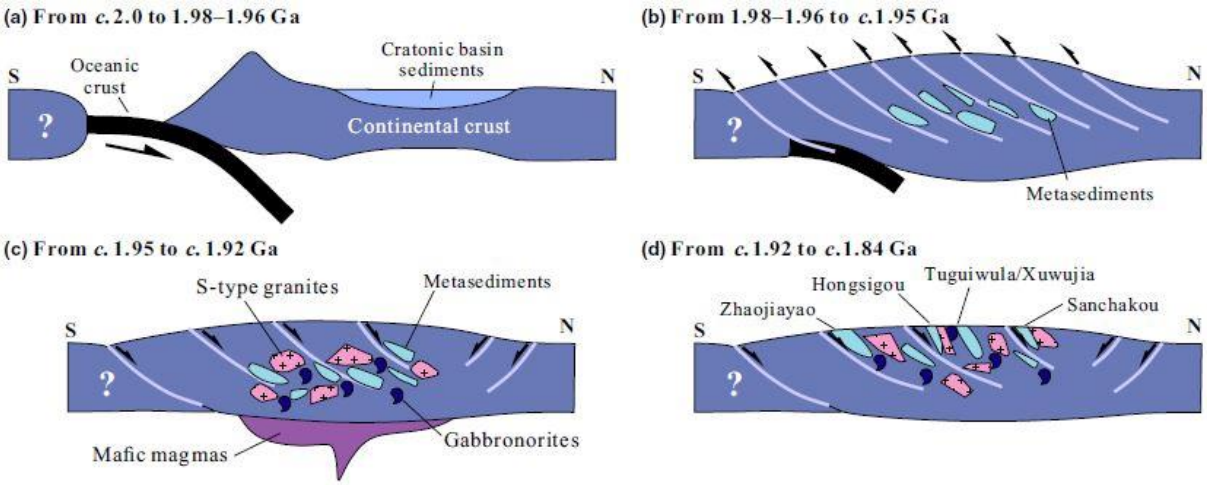

Figure 2.23 : Schéma illustrant le modèle d'un événement d'épaississement crustal à 1,95 Ga suivi d'une extension post-orogénique à 1,92 Ga à l'origine d'une remontée mantellique et de l'intrusion de magma basique provoquant un métamorphisme UHT dans la ceinture de Khondalite, publié dans X.W. Li & Wei (2018).

3 Annexe (Chapitre 2)

3.1 Le massif de Zanhuang : zone de suture Est de la TNCB

Le massif de Zanhuang se situe au Sud-Est de la chaîne et consiste en un complexe d'environ 140 km de long pour 40 à 60 km de large, orienté NNE-SSW (Figures 2.24 et 2.25). Ce massif est constitué de roches datant de l'Archéen au Paléoprotérozoïque et peut être subdivisé en trois grands domaines que sont les domaines Est, Ouest et Central (Kusky et al., 2016 ;P. Peng et al., 2017 ; Trap et al., 2009a).

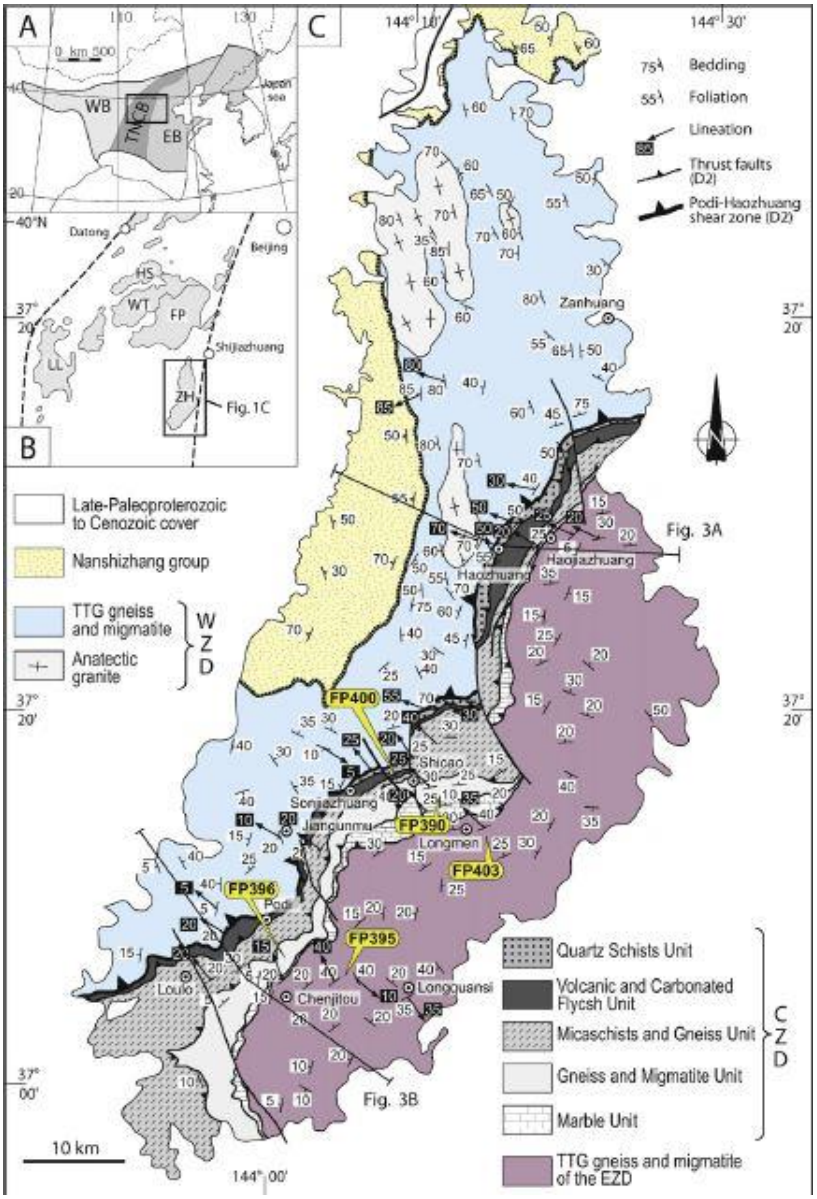

Figure 2.24 : Carte géologique et structurale du massif de Zanhuang publiée dans Trap et al. (2009a).

Le domaine Est se compose de gneiss TTG et de migmatite qui contiennent des lentilles étirées d'amphibolites, d'orthogneiss ou de gneiss tonalitiques à grenat (Kusky et al., 2016 ; Trap et al., 2009a). Le protolithe des roches a été daté entre 2.6 et 2.4 Ga (Y. J. Wang, Fan, Zhang, & Guo, 2003). Ce domaine est structuré par une foliation N40-60°E, horizontale à faiblement pentée vers le NW (Figures 2.24 et 2.25 ; Trap et al., 2009a). Cette foliation porte une linéation orientée à environs N140°E avec un plongement vers le NW et une cinématique chevauchante en direction du SE (Figures 2.24 et 2.25 ; Trap et al., 2009a). Kusky et al. (2016) et Trap et al. (2009a) s'accordent à considérer ce domaine comme représentant la paléomarge occidentale du bloc de l'Est du craton de Chine du Nord.

Le domaine central est une zone complexe longue de 120 km pour 5 à 10 km de large où se succèdent d'Ouest en Est cinq unités lithotectoniques séparées par de nombreuses zones de cisaillement. L'unité la plus à l'Ouest est une unité à Quartz schistes, chloritoschistes, schistes à chlorite et muscovite, quartzites à biotites et muscovite peu métamorphisés. Quelques niveaux plus calcaires permettent de définir une zone de transition avec l'unité sous-jacente des flysch carbonatés et volcano-sédimentaires. Cette dernière se compose de deux sous unités. La première, constituant la partie sommitale, correspond à une série turbiditique alternant des niveaux carbonatés et de calcschistes à quartz. On trouve ensuite la seconde sous-unité, où affleure une série volcanique composée d'une alternance d'amphibolite et de gneiss felsique. Dans la partie Nord du domaine centrale, on retrouve d'anciens basaltes en coussin déformés en lentilles d'épidosite décimétriques à métriques dans une matrice d'amphibolite (Trap et al., 2009a). Cette unité des flysch carbonatés et volcano-sédimentaires a été métamorphisée dans le faciès des schistes verts à amphibolites inférieures (350-500°C pour 0.3-0.7 GPa, Trap et al., 2009a).

On trouve ensuite l'unité à Micaschistes et Paragneiss constituée de gneiss à biotite, de micaschistes avec ou sans grenat et de quartzite à niveaux de biotite, avec ponctuellement dans la série, des niveaux centimétriques à décimétriques de carbonates. Le métamorphisme enregistré par ces roches est dans le faciès amphibolitique (Trap et al., 2009a).

L'avant dernière unité, appelée unité à Orthogneiss et Migmatite par Trap et al. (2009a) se compose d'orthogneiss à biotite, de diorite, de gneiss TTG et de migmatites foliées comportant des enclaves d'amphibolites à grenat d'échelle métrique. Pour finir, l'unité de base que l'on retrouve dans la partie orientale du domaine central est une unité à Marbre d'une puissance totale de l'ordre de 1 km. On retrouve intercalé dans cette unité des niveaux métriques de quartzite, d'amphibolite à grenat ou encore de micaschistes et de volcanites (Trap et al., 2009a).

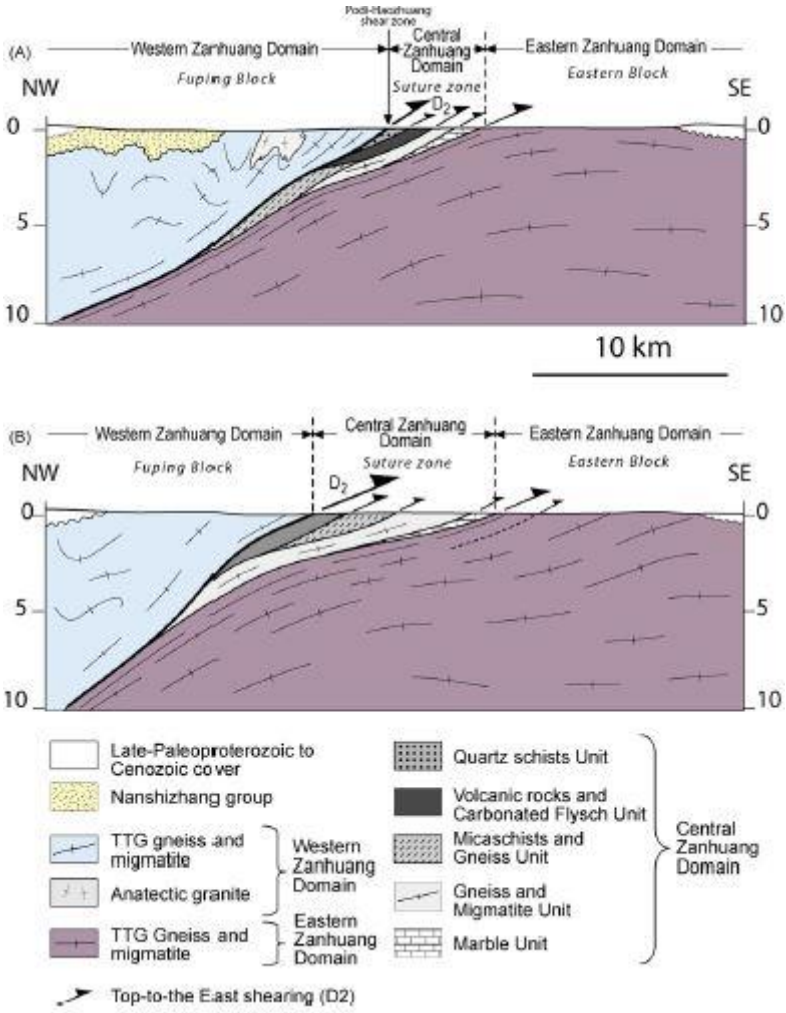

Figure 2.25 : Coupe géologique de la suture Est de la TNCB, observable dans le massif de Zanhuang, d'après Trap et al. (2009a).

Ce domaine central correspond à une zone d'intense déformation où l'on peut observer de nombreuses zones de cisaillement d'échelles centimétriques ou métriques séparant notamment toutes les unités de ce domaine central (Trap et al., 2009a), considéré comme un mélange tectonique de subduction/accrétion/collision par certains auteurs (e.g. Kusky et al., 2016 ; J. Wang et al., 2013, 2017a ; J. Wang et al., 2017b). Les roches de ces unités sont foliées, généralement orientées N40-60°E avec un faible pendage NW dans la partie méridional du domaine central, et un pendage plus important à l'Ouest de la partie septentrional du domaine central (Trap et al., 2009a). La cinématique de ces structures est chevauchante vers le SE sur les unités archéennes du domaine Est (Figures 2.24 et 2.25, Trap et al., 2009a).

Pour finir, le domaine Ouest, long de 100 km et large de 20 km environs, se compose de trois lithologies principales rassemblées sous l'appellation de « groupe du Zanhuang ». Des gneiss TTG datés aux alentours de 2,7-2,5 Ga (Deng et al., 2013, 2014 ; Du et al., 2016a ; C.Yang et al., 2013), des migmatites à enclaves de gneiss TTG et des granites de type-A (post-orogénique ; Du et al., 2016a) sous forme de plutons kilométriques allongés dans une direction

N-S à NNW-SSE. Ces granites ont été datés entre 2090 et 2070 Ma (Du, Yang, Wyman, Nutman, Lu, Song, Xie, et al., 2016b ; P. Peng et al., 2017 et références de la littérature chinoise associées). Le métamorphisme enregistré par ces roches est un métamorphisme de haut grade avec des conditions de 500 à 950°C pour des pressions de 0.5 à 1.0 GPa (e.g. Trap et al., 2009a ; Xiao, Liu, & Chen, 2014). Aux extrémités Ouest et Nord du massif, les roches métamorphiques de haut grade du groupe du Zanhuang sont recouvertes en discordance par des roches peu ou pas métamorphisées composées de conglomérats, de grès, de quartzites et de phyllites formant le groupe de Nanshizhang (P. Peng et al., 2017 ; Trap et al., 2009a). Plusieurs structures en antiformes et synformes ont été documentées dans ce domaine Ouest. Trap et al. (2009a) considèrent cette structure du domaine Ouest comme un domaine en dôme et bassin synchrone de la fusion partielle à ~2,1 Ga que l'on peut rattacher à ce qu'on observe dans le complexe du Fuping (description de ce complexe plus bas). Le domaine central représenterait un ancien domaine océanique et la zone centrale fortement tectonisée représenterait la zone de suture, nommée par certains auteurs la suture de Taihangshan (e.g. Faure et al., 2007 ; Trap et al., 2009a). Le domaine Est représenterait ainsi la marge occidentale du bloc de l'Est.

3.2 Le cœur de la TNCB : les complexes du Fuping, du Wutaishan et du Sud Hengshan

Le cœur de la TNCB affleure sur environs 125 km de long pour autant de large dans les trois massifs du Fuping, du Wutaishan et du Hengshan considérés comme étant des domaines différents où le complexe du Wutaishan recouvrerait en discordance les deux autres domaines (Figures 2.7 et 2.8, Polat et al., 2005, 2006). Nous décrirons ici ces complexes du SE au NW en s'arrêtant au Sud du Hengshan le long de la zone de cisaillement de Zhuajiafang qui représente la limite tectonique avec l'unité de haute pression décrite plus bas dans cette partie.

Le massif du Fuping se situe à quelques kilomètres au Nord du complexe de Zanhuang précédemment décrit. Il est large d'une soixantaine de kilomètres pour environs 125 km de long, le tout orienté SW-NE. D'un point de vu lithotectonique, ce massif se subdivise en deux unités, l'une à l'Ouest se prolongeant dans les massifs du Wutaishan et du Sud Hengshan et l'autre à l'Est à mettre en lien avec le domaine Ouest du complexe de Zanhuang.

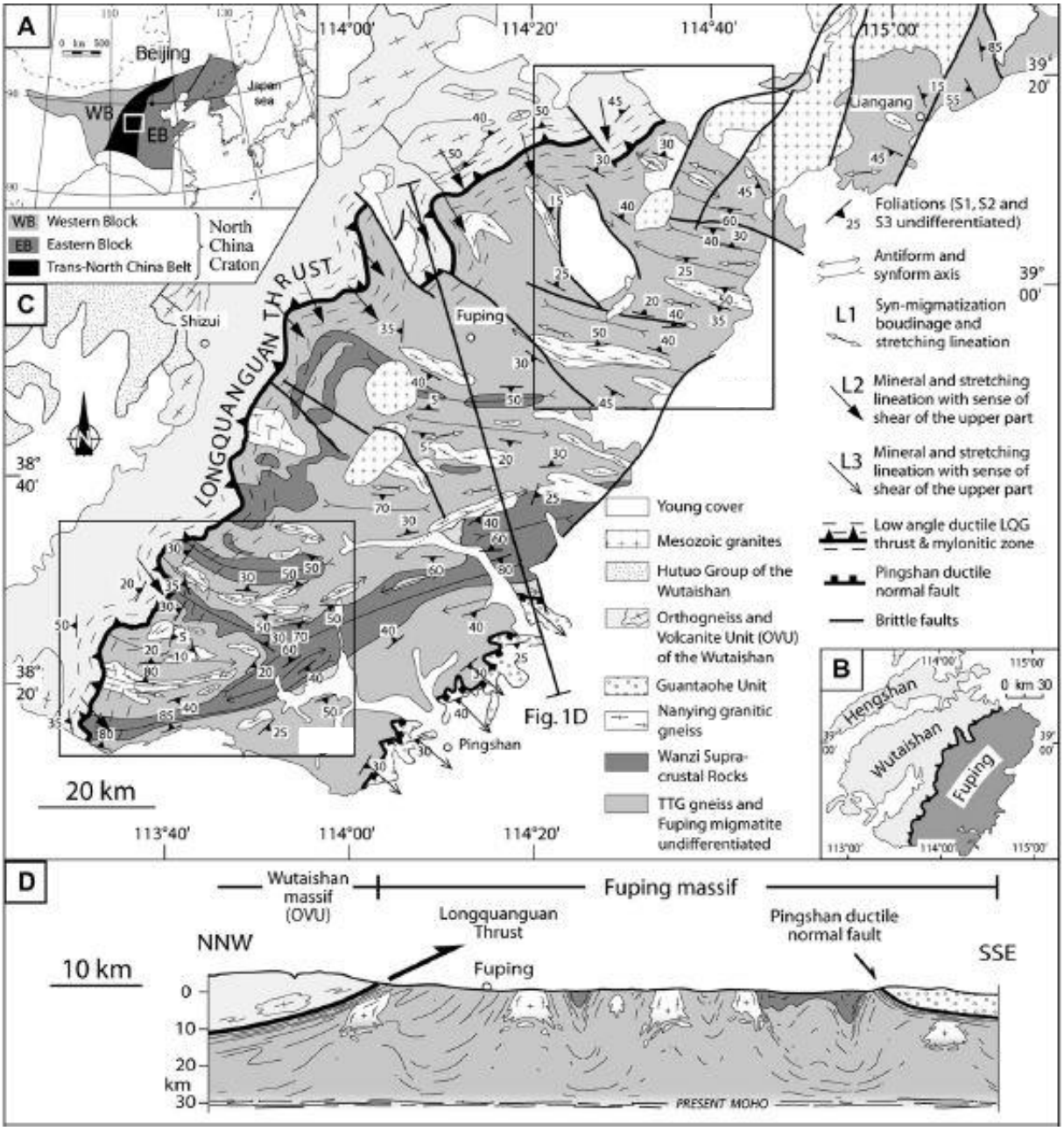

Figure 2.26 : Carte et coupe géologique du complexe du Fuping d'après Trap et al. (2008).

L'unité Est du complexe du Fuping est constituée de trois unités lithologiques majeures que sont les gneiss TTG, dont l'emplacement des magmas dans un contexte d'arc a été daté entre 2520 et 2480 Ma (Guan, Sun, Wilde, Zhou, & Zhai, 2002 ; Kröner et al. 2005a, b, 2006 ; G.C. Zhao, Wilde, Cawood, & Sun, 2002), les roches supracrustales de Wanzi et des migmatites et granites (Figure 2.26, Trap et al., 2008). Les gneiss TTG peuvent parfois contenir des enclaves de granulites dont les conditions du métamorphisme ont été documentées. En effet, ces granulites ont enregistrés un pic de pression à 1,2-1,3 GPa pour 760-800°C, suivi du pic du métamorphisme à 0,9 GPa pour ~805-835°C avant une histoire rétrograde en refroidissement

et décompression (Qian, Wei, & Yin, 2017). Les roches supracrustales de Wanzi comprennent des gneiss pélitiques et felsiques, des amphibolites, des micaschistes pélitiques ainsi que des marbres pures, impures et autres gneiss calco-silicatés (Trap et al., 2008). Un métamorphisme dans le faciès des amphibolites supérieures a été documenté avec des conditions au pic du métamorphisme de 0,7 GPa pour 730-750°C (Qian et al., 2017). Dans l'unité des migmatites et granites, se distinguent des métatexites, principalement localisées à la limite entre les gneiss TTG et les roches supracrustales ; arrivent ensuite graduellement des métatexites stromatiques présentant des alternances régulières de niveaux granitiques et de niveaux de paléosome, puis des diatexites où l'on observe majoritairement du néosome avec parfois quelques restites en boules isolées ; pour finir sur les granites anatectiques de Nanying, qui sont des granites homogènes et syntectoniques localisés au cœur de structure antiforme. Ces granitoïdes dérivent de la fusion partielle des gneiss TTG avec parfois localement une contribution des roches supracrustales (e.g. S.W. Liu, Pan, Xie, Zhang, & Li, 2004) et se seraient mis en place entre 2077 ± 13 Ma et 2024 ± 21 Ma (Guan et al., 2002 ; G.C. Zhao et al., 2002).

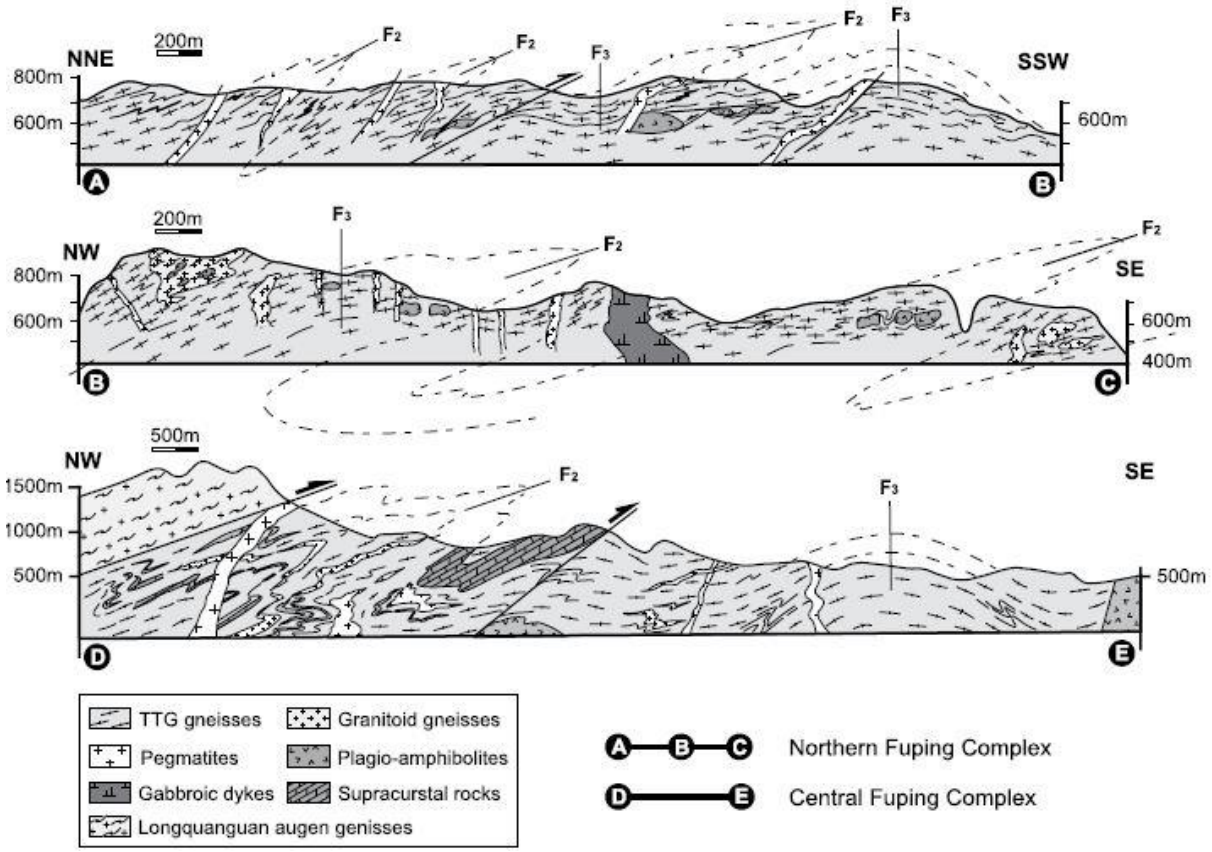

Figure 2.27: Coupe géologique du massif du Fuping montrant les nombreux plis d'interférences proposés par J. Zhang et al. (2009).

A l'extrémité Sud-Est du massif, on retrouve les unités sédimentaires du groupe de Gantaohe, observées également dans le massif de Zanhuang (Du et al., 2016b). Faure et al. (2007) et Trap et al. (2007) proposent que ce groupe de roches sédimentaires peut être rattaché

au groupe de Hutuo observable dans le Wutaishan (décrit plus bas) et pourrait être considéré comme étant des sédiments de type molassique déposés entre 1,85 et 1,80 Ga.

La structure de ce massif du Fuping est similaire à celle observée dans le domaine Ouest du massif de Zanhuang, et semble être vraisemblablement son prolongement Nord. Trap et al. (2012) ont regroupé ces ensembles dans une même unité lithotectonique appelée l'unité para-autochtone. On y observe une structure en dôme et bassin définie par une foliation S_1, où les antiformes E-W ont un cœur constitué de diatexites et de granites anatectiques alors que les roches supracrustales et les gneiss TTG occupent les synformes. Cette structuration aurait été acquise à environs 2.1 Ga, comme le propose Trap et al. (2008). D'autres auteurs proposent que cette structure est le résultat d'une déformation polyphasée à l'origine de plis d'interférences (Figure 2.27, S.Z. Li et al., 2010 ; J. Zhang et al., 2009).

Un accident majeur sépare à l'Ouest ce domaine en dôme et bassin des unités lithotectoniques du Wutaishan. Il s'agit du chevauchement de Longquanguan, accusant d'une vergence SE dont l'épaisseur est d'environ 2 km. Il est à l'origine du développement d'une foliation S_2 parallèle au chevauchement, se substituant totalement à la S_1 dans les roches à proximité de ce dernier (Trap et al., 2008). Ce chevauchement est à mettre en lien avec un événement plus récent à environs 1,88 Ga, mettant en contact l'unité des Orthogneiss et volcanites du Wutaishan (voir description ci-après) sur l'unité para-autochtone du Fuping (Trap et al., 2008, 2012).

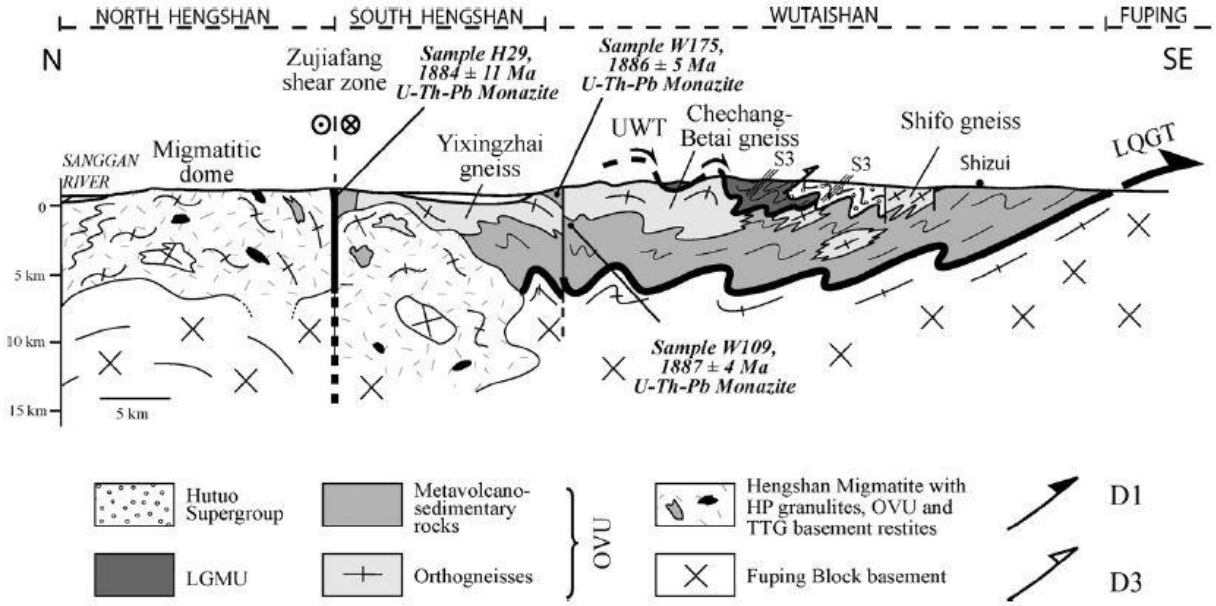

Figure 2.28: Coupe géologique des massifs du Wutaishan et du Hengshan publiée dans Trap et al. (2007).

Les massifs du Wutaishan et du Hengshan se trouvent au Nord-Ouest du complexe du Fuping (Figure 2.7). Ils se composent globalement des mêmes unités lithotectoniques et seront donc traités ensemble. On en dénombre trois que sont l'unité à Orthogneiss et Volcanites (« Orthogneiss and Volcanites Unit » ou OVU, Figures 2.7, 2.8 et 2.28, Trap et al., 2007, 2012),

l'unité basique de bas grade (« Low Grade Mafic Unit » ou LGMU, Figures 2.7, 2.8 et 2.28, Trap et al., 2007, 2012) et le super-groupe du Hutuo.

L'unité OVU est la plus représentée sur ces deux massifs depuis la zone de cisaillement de Zhujiafang au Nord jusqu'au chevauchement de Longquanguan au sud Est (Figures 2.6 et 2.28). On retrouve dans cette unité des métasédiments tels que des métapélites riches en Al, des BIF (« Banded Iron Formation », ou formation de Fer rubané), des quartzites, des marbres à trémolites, des gneiss calco-silicatés et quelques rares roches ultra-basiques déposées sur un socle de gneiss TTG. Cette série de métasédiments est considérée comme représentant le sommet de l'unité OVU (Trap et al., 2007, 2012) On trouve ensuite des roches volcano-sédimentaires d'un kilomètre d'épaisseur avec des volcanites felsiques, des gneiss à biotite et autres amphibolites en niveaux de quelques centimètres à quelques mètres en alternance. Le protolithe de ces roches a été daté entre 2,53 et 2,51 Ga par méthode U-Pb SHRIMP sur zircon (Wilde, Cawood, Wang, Nemchin, & Zhao, 2004) et aurait une signature calco-alcaline (Trap et al., 2007 et références de la littérature chinoise associées). De nombreux plutons se sont intrudés dans cette unité OVU. On les retrouve presque exclusivement dans le Wutaishan et ils consistent notamment en des granites, des granodiorites, des diorites et des tonalites. La signature géochimique de ces corps magmatiques est également calco-alcaline, suggérant un contexte d'arc magmatique (S.W. Liu, Pan, Xie, Zhang, & Li, 2004 ; Wilde, Zhao, & Sun, 2002) et le protolithe est daté entre ~2,57 et ~2,52 Ga par méthode U-Pb SHRIMP sur zircon (Wilde et al., 2004, Wilde et al., 2005). Une seconde génération de plutons de monzogranites et de monzosyénites a également été documentée à ~2,1-2,0 Ga dans le Wutaishan (Kröner et al., 2005a ; Wilde et al., 2005). Toutes ces roches de l'unité OVU ont enregistré un métamorphisme dans le faciès des amphibolites, sous des conditions de l'ordre de 1,0-1,2 GPa pour 600-650°C (Qian, Wei, Zhou, & Zhang, 2013 ; Qian, Wei, Clarke, & Zhou, 2015 ;Qian & Wei, 2016 ; G.C. Zhao, Cawood, & Lu, 1999a).

L'unité LGMU se retrouve essentiellement dans le Wutaishan et présente une forte affinité océanique. En effet, on y retrouve des basaltes montrant parfois une structure en coussin, des roches ultrabasiques serpentinisées, des roches volcanoclastiques intermédiaires à felsiques, ainsi que quelques grès, siltites et BIF (Trap et al., 2007). Deux signatures géochimiques ont été documentées pour les roches de cette unité. Une première calco-alcaline pour certaines volcanites (Trap et al., 2007 et références associées) et une seconde de type MORB pour des laves basaltiques (C. Liu, Zhao, Liu, & Shi, 2016 ; Polat et al., 2005 ; Z.H. Wang, Wilde, Wang, & Yu, 2004). Le protolith des volcanites felsiques a été daté par méthode U-Pb SHRIMP sur zircon entre 2533 ± 9 Ma et 2516 ± 10 Ma (Wilde et al., 2004). Cette unité a subi un métamorphisme très léger dans le faciès des schistes verts, ce qui laisse penser à certains auteurs qu'il existe une continuité avec un métamorphisme croissant entre les unités LGMU et OVU (Tian, 1991 dans Trap et al., 2007) cependant la LGMU recouvre l'unité OVU et contient parfois des roches plus anciennes (Cawood et al., 1998 dans Trap et al., 2007).

Pour finir, le super-groupe du Hutuo est un ensemble de roches sédimentaires peu à non métamorphisées, déposées en discordance sur les roches des unités OVU et LGMU et par extension sur l'unité para-autochtone. On retrouve dans cette unité un conglomérat de base et

des pélites par-dessus lesquels se sont déposées des roches carbonatées pour finir avec, dans la partie supérieure, des conglomérats, des grès grossiers et des siltites riches en rides de courant ou « ripple marks » (Trap et al., 2007). L'âge de cette unité est très difficile à contraindre de manière absolue. Cependant, l'étude structurale de Trap et al. (2007) a permis à ces auteurs de proposer un âge relatif à cette unité, présenté plus bas.

Bien qu'étant deux unités lithologiques différentes, les unités OVU et LGMU présentent une structuration bien similaire avec le développement d'une foliation ENE-WSW faiblement pentée au NW et portant une linéation minérale et d'étirement NW-SE avec une cinématique chevauchante vers le SE (Trap et al., 2007). Ces foliations sont cohérentes et synchrones du fonctionnement de deux grandes zones de cisaillement que sont la zone de cisaillement de Longquanguan et la zone de cisaillement du Wutai supérieur, permettant l'empilement de l'unité OVU par-dessus le para-autochtone et de l'unité LGMU par-dessus l'OVU respectivement (Trap et al., 2007, 2012). Cette phase de déformation en empilement de nappes se serait produite entre 1,89 et 1,87 Ga (Trap et al., 2007, 2012) et n'affecte pas les unités du super-groupe du Hutuo. Cette unité a été affectée par une phase de déformation plus récente plissant la série et formant des plis NE-SW à E-W, tout comme les unités LGMU et OVU où cette déformation tardive à également plissée des séries créant une schistosité de plan axiale et une crénulation NE-SW à E-W (Trap et al., 2007). Pour finir, ces roches du groupe du Hutuo sont recoupées par des dykes non déformés datés à environ 1,77 Ga, ce qui cadre la mise en place du groupe sédimentaire molassique du Hutuo entre 1,85 Ga (âge attribué à l'exhumation post-orogénique, Trap et al., 2012) et 1,77 Ga ce qui est cohérent avec certains âges détritiques obtenus dans le sous-groupe de Guojiazhai par Du et al. (2017).

3.3 Le complexe du Lüliangshan : zone de suture Ouest de la TNCB

Le complexe du Lüliangshan se localise à l'extrémité Ouest de la TNCB et se subdivise en deux petits massifs : le massif de Lüliangshan et le massif de Yunzhongshan (Figures 2.7 et 2.29 ; Trap et al., 2009b). Ces massifs sont composés de quatre unités lithotectoniques : (1) un socle TTG, sur lequel se dépose (2) l'unité OVU décrite précédemment, (3) une unité Terrigène et basique (« Terrigeneous and Mafic Unit » ou TMU, Trap et al., 2009b), équivalent Ouest de la LGMU, et (4) l'unité des Khondalites du bloc de l'Ouest.

Comme dans le Wutaishan, l'unité OVU se trouve sur un socle de gneiss TTG (Figures 2.29 et 2.30 ; Faure et al., 2007 ; Trap et al., 2007, 2009b). Les trois grandes lithologies de l'unité sont des orthogneiss dérivés de magma dioritique à tonalitique, des métavolcanites sous forme d'alternance de gneiss acides et d'amphibolites dont les protolithes sont des rhyolites, des dacites et des volcanites felsiques et des basaltes et diabases respectivement, avec pour finir des métasédiments riches en Al comprenant des gneiss, des micaschistes et quelques marbres

(Trap et al., 2009b). Ces lithologies sont présentes dans les deux massifs. Le métamorphisme enregistré par les roches de cette unité est un métamorphisme dans le faciès des amphibolites (G.C. Zhao, Cawood, Wilde, Sun, & Lu, 2000). Toutefois, une étude sur les métasédiments riches en Al à l'extrémité Sud-East du massif de Lüliangshan a documenté un métamorphisme de haut grade dans le faciès des granulites (J. Zhao et al., 2017). Le pic du métamorphisme est en effet documenté entre 0.9 et 0.6 GPa pour des températures de 800-840°C (J. Zhao et al., 2017), des conditions très similaires à celles documentées dans la ceinture de Khondalite.

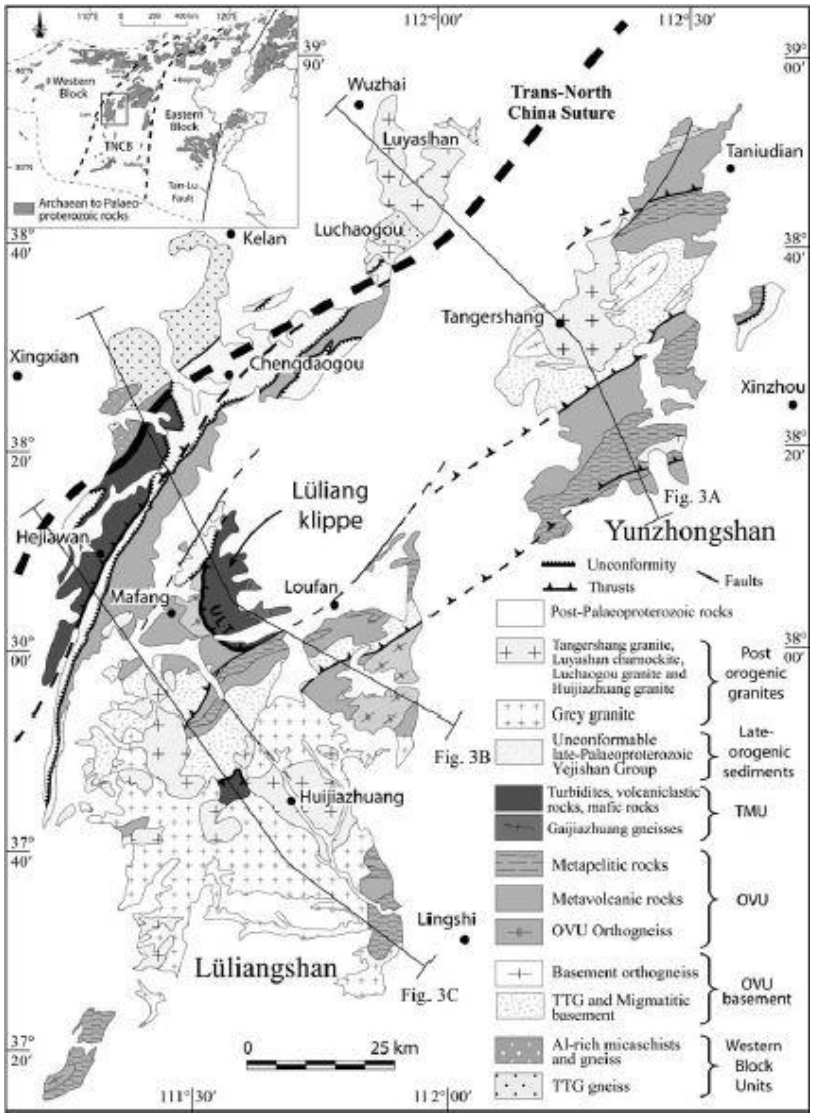

Figure 2.29: Carte géologique du complexe de Lüliangshan publiée dans Trap et al. (2009b)

L'unité TMU s'observe dans la partie Nord-Ouest du massif de Lüliangshan, constituant une bande 5 à 10 km de large (Figures 2.29 et 2.30) ainsi que dans la partie centrale de ce même massif sous la forme d'une klippe tectonique (Figures 2.29 et 2.30). Elle se caractérise par la présence d'une série turbiditique alternant des grès grossiers en lits centimétriques à décimétriques et des « mudstones ». L'ensemble a été métamorphisé dans le faciès des

amphibolites (Trap et al., 2009b). On peut trouver également dans cette formation des boudins de marbres à trémolite de plusieurs mètres d'envergure, des lentilles intercalées de roches basiques, ultrabasiques et de schistes verts avec des grès. Cet ensemble est considéré comme un complexe de subduction (Trap et al., 2009b). Au sein de la klippe de Lüliang cette unité TMU se présente en une succession d'Ouest en Est de quatre sous unités. Dans un premier temps affleurent des basaltes, des gabbros et des schistes verts à quartz intercalés avec des métapélites métamorphisées dans le faciès des schistes verts. Puis l'on retrouve la série turbiditique avant de trouver des méta-tufs sous forme de siltites noires bleutées rubanées et de « wackes » noirs. Pour finir, dans la partie orientale affleurent des gneiss à biotite, ainsi que quelques rares andésites, rhyolites, dacites et autres BIF (Trap et al., 2009b). Il est à noter la présence de nombreux plutons granitiques considérés comme post-orogéniques (Trap et al., 2009b).

Tout comme dans le Wutaishan et le Sud-Hengshan, la structure du massif du Lüliangshan apparaît comme étant le résultat d'un empilement de nappes. Un chevauchement majeur vers le SE est à l'origine de la klippe de Lüliangshan (Figures 2.29 et 2.30, Trap et al., 2009b). Une foliation majeure S_1 orienté N40°E et généralement fortement pentée au NW est bien visible dans ce massif notamment dans la TMU et la partie occidentale de l'OVU (Trap et al., 2009b), alors que dans la partie occidentale appartenant à l'unité des Khondalites du bloc de l'Ouest la foliation présente deux orientations de foliation, une E-W et une NE-SW avec une tendance à se paralléliser au contact NE-SW avec l'unité TMU ou LGMU (Trap et al., 2009b). Ce contact majeur est considéré comme étant la suture entre la TNCB et la ceinture de Khondalite et se nomme la « Trans-North China Suture » ou TNCS (Faure et al., 2007 ; Trap et al., 2009b). Au cœur du massif de Lüliangshan, la foliation S_1 est plate et peut être observée dans les alentours de la klippe de Lüliang (Trap et al., 2009b). Cette foliation S_1 porte généralement une linéation L_1 orientée N120°E à N150°E avec une cinématique chevauchante en direction du SE, cohérente avec les chevauchements observés dans la région (Trap et al., 2009b). Cette déformation et le métamorphisme synchrone ont été datés par des méthodes U-Pb LA-ICP-MS et EMPA sur monazite et zircon à environ 1,88-1,89 Ga (S.W. Liu et al., 2006 ; Trap et al., 2009b).

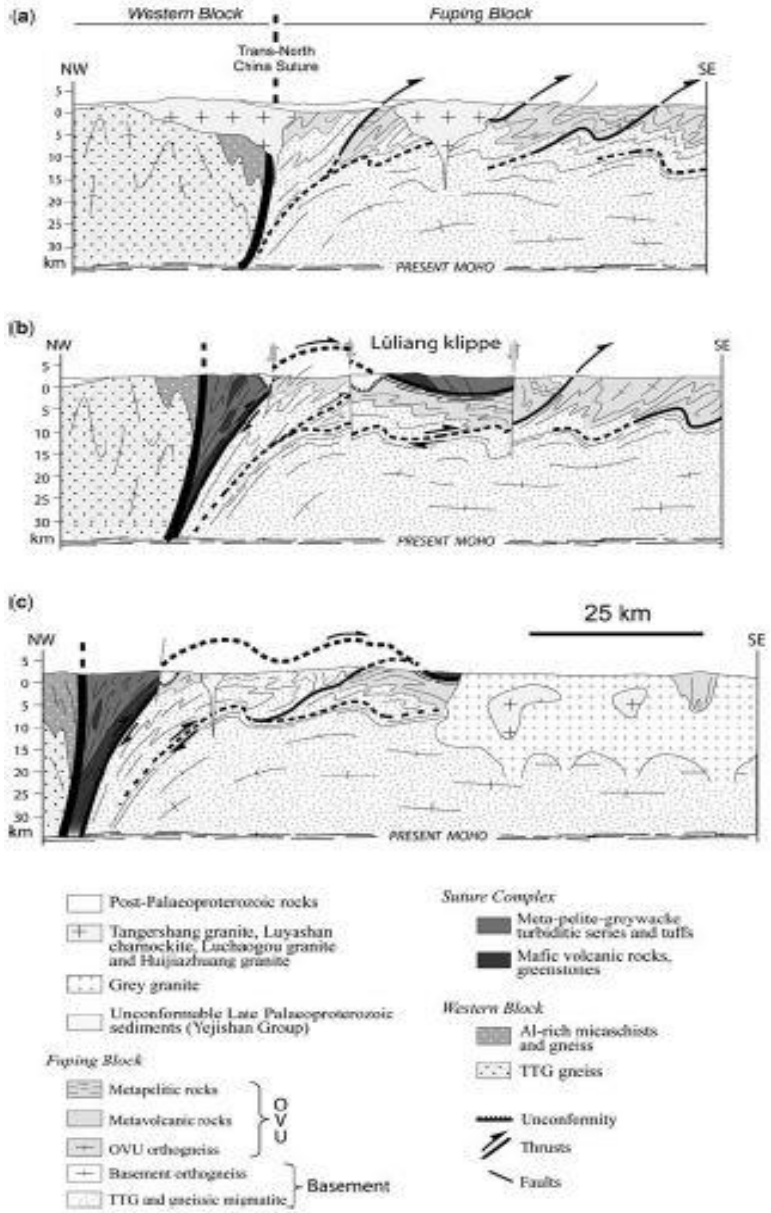

Figure 2.30 : Coupe géologique du complexe de Lüliangshan publiée dans Trap et al. (2009b) montrant la zone de suture Ouest de la TNCB.

3.4 La chaîne de Haute Pression

Cette chaîne de haute pression (HP) est la dernière unité lithotectonique de la TNCB. Elle s'étend au Nord de la TNCB sur 400 km de long pour 150 km de large entre les villes de Datong et de Chengde, séparée de la ceinture de Khondalite par la zone de cisaillement de

Datong-Chengde (correspondant à la prolongation Nord de la TNCS) et des complexes du Wutaishan et du Sud-Hengshan par la zone de cisaillement E-W de Zhuajiafang (Figure 2.7).

La chaîne est caractérisée par des gneiss et TTG partiellement fondus dans lesquels apparaissent des boudins et lentilles de granulites HP et éclogites rétromorphosées. Trois unités sont distinguées : (1) les métatexites basiques inférieures, qui représentent le niveau structural le plus profond, constituées de gneiss granulitiques basiques et tonalitiques, avec peu de liquide présent et beaucoup de grenats péritectiques suggérant un drainage des liquides (Sawyer, 2008). On retrouve cette unité à l'Est de Datong et Huai'an, ainsi que dans le massif de Xuanhua (Guo, O'Brien, & Zhai, 2002 ; Trap et al., 2011). (2) les diatexites moyennes qui sont des migmatites à la transition diatexite/granitoïde d'après la définition de Sawyer, (2008), c'est-à-dire des granitoïdes comprenant des enclaves et boudins de granulites restitiques de HP. La nature du liquide est variable allant d'une affinité charnockitique/enderbitique à une affinité plus dioritique à granodioritique (Trap et al., 2011). (3) les métatexites supérieures, structuralement situées dans la partie la plus superficielle de la chaîne de HP le long des deux zones de cisaillement bordant cette dernière, et qui consiste en des gneiss TTG partiellement fondus, en des métavolcanites basiques et felsiques avec parfois quelques méta-carbonates et autres métapélites riches en Al (Trap et al., 2011).

Les roches de haute pression sont généralement des éclogites rétromorphosées dans le faciès des amphibolites ou des granulites HP (e.g. Guo et al., 2002 ; O'Brien, Walte, & Li, 2005 ; H.Z. Wang et al., 2016 ;Zhang et al., 2006). Les granulites basiques ont pour protolithe des roches tels que des gabbros et des dolérites (Guo, Sun, Chen, & Zhai, 2005 ; Kröner et al., 2005b ; O'Brien et al., 2005) et les granulites felsiques de HP témoignent que la croûte continentale a expérimenté ce métamorphisme de haute pression granulitique/éclogitique. Ces roches décrivent un trajet *P-T* horaire avec un pic pression pouvant atteindre 1,4-1,6 GPa pour 800-850°C, suivi d'une décompression adiabatique jusqu'à 0,6-0,7 GPa pour finir par un trajet en refroidissement et décompression passant par des conditions de 0.4 GPa pour 600°C environs (Guo et al., 2002 ; O'Brien et al., 2005 ; Trap et al., 2011 et références associées ; G.C. Zhao et al., 2000 ; G.C. Zhao, Cawood, Wilde, & Lu, 2001b).

Les roches de hautes pressions sont structurées par quatre événements de déformation :

1) Le premier se traduit dans les roches par des reliques de foliation S_1 ante éfusion partielle orientée NE-SW à E-W portant une linéation NW-SE à cinématique chevauchante vers le SE cohérente avec la structuration observée dans les complexes du Wutaishan et du Sud-Hengshan (Trap et al., 2007, 2011). Elle est considérée comme synchrone de l'épaississement crustal et donc du métamorphisme de HP daté aux alentours de 1,88-1,89 Ga (Guo et al., 2005 ; Kröner et al., 2005a, 2006 ; Trap et al., 2007, 2011).

2) Le deuxième événement est à l'origine d'un orocline accusant d'une structuration en dômes (Figure 2.31, Trap et al., 2011). La foliation S_2 développée au cours de cette phase de déformation s'observe dans les migmatites décrites plus haut et peut donc être considérée comme syn-anatectique. Les dômes se développent dans la partie centrale de la chaîne et mesurent de 10 à 40 km de long pour 5 à 20 km de large, orientés SW-NE avec une déformation coaxiale E-W en lien avec du fluage (Trap et al., 2011). La linéation portée par cette foliation

est principalement E-W avec un plongement faible à modéré. Dans la partie Ouest de la chaîne, à proximité de Datong, les dômes laissent progressivement place à une foliation S_2 plongeant faiblement à l'Ouest ou au Sud-Ouest avec une linéation L_2 accusant le même plongement et d'une cinématique normale en direction de l'Ouest ou du Sud-Ouest (Trap et al., 2011). Les études pétrologiques sur les roches de cette chaîne attribuent la fusion partielle à une décompression adiabatique qui est donc synchrone de la déformation D_2. Cette fusion partielle a été datée à environs 1,85 Ga et peut être considérée comme l'âge d'un événement de déformation en lien avec l'exhumation de cette unité de HP (Guo et al., 2002, 2005 ; Kröner et al., 2005a, b ; G.C. Zhao et al., 2002, 2005, 2006b).

3) Le troisième événement est la continuité du deuxième en contexte sub-solidus, toujours en régime coaxial dans le cœur de la chaîne. La zone de cisaillement de Datong-Chengde présente une cinématique normale à laquelle s'ajoute une composante sénestre plus prononcée dans sa partie occidentale (Trap et al., 2011). Pour finir le dernier événement est à l'origine du fonctionnement du décrochement sénestre observable dans la zone de cisaillement de Zhujiafang (Trap et al., 2011).

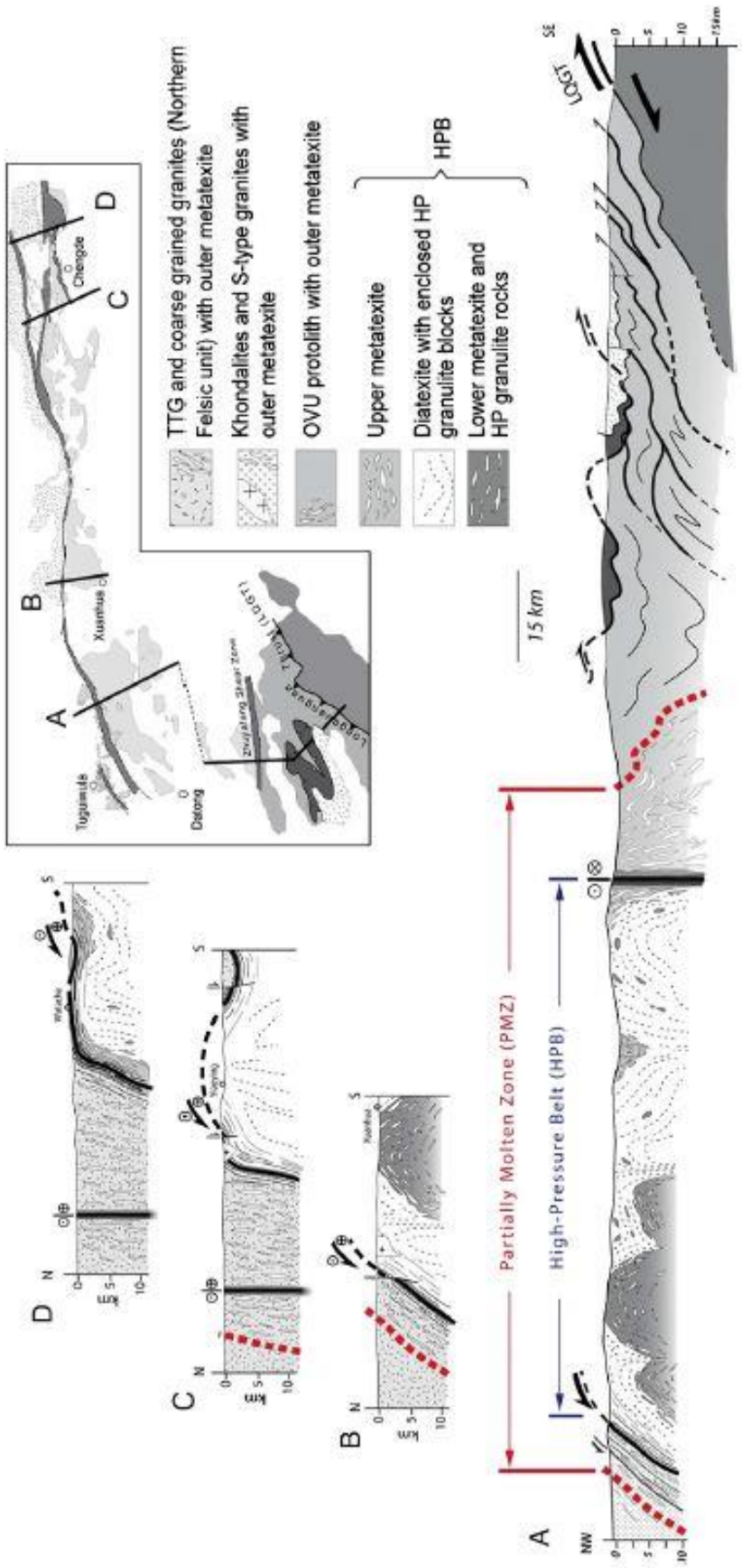

Figure 2.31 : Coupe géologique de la chaîne de haute pression et de sa relation avec les complexes du Wutaishan et du Sud-Hengshan publié dans Trap al. (2011).

CHAPITRE 3 : CONTRAINTE DE L'EVOLUTION P-T ET DE L'ORIGINE DU METAMORPHISME DE LA CEINTURE DE KHONDALITE

Dans ce chapitre est abordée la problématique du métamorphisme d'Ultra-Haute Température (UHT) au travers d'une étude pétrologique de migmatites et de granulites de la ceinture de Khondalite. Dans un premier temps, une présentation de ce métamorphisme extrême sera faite avec un développement sur ce qui définit ce métamorphisme, sur comment le diagnostiquer et déterminer ses conditions *P-T* et sur la signification géodynamique des trajets *P-T-t* de ce métamorphisme. Dans un second temps sera présenté le premier article de ce travail de thèse avec une présentation en français suivi de l'article publié dans *Journal of Metamorphic Geology* en anglais. Pour finir, un complément à cet article est proposé afin de présenter les résultats sur le métamorphisme UHT d'autres auteurs, publiés après l'article 1 de ce travail de thèse.

1 Le métamorphisme de ultra-haute température : répartition, durée et source de chaleur

1.1 Définition

C'est dans la fin des années 90 qu'a été défini le métamorphisme de ultra-haute température par Harley, (1998a) comme étant des granulites de moyenne pression (0,6-1,3 GPa) ayant enregistrées des températures excédant 900°C. Cette limite des 900°C est une limite symbolique, une convention arbitrairement proposée par Harley, (1998a) et acceptée de toute la communauté scientifique. Cette définition a été complétée par Brown (2006, 2007a, b) et Stüwe, (2007) qui ont proposé que ces granulites peuvent être considérées comme UHT si le gradient géothermique de ces roches est supérieur à 75°C.kbar^{-1} soit approximativement 20°C.km^{-1} (Figure 3.1). Bien qu'étant les conditions de températures les plus extrêmes que la croûte continentale peut endurer, ce phénomène n'est pas anecdotique du tout. En effet, on dénombre à ce jour plus de 60 occurrences dans le monde entier (Kelsey, 2008 ; Kelsey & Hand, 2015) et ce de l'Archéen, comme par exemple dans le célèbre complexe de Napier en Antarctique (Hokada, 2007 ; Kelly & Harley, 2005) au tertiaire, comme dans le système Himalaya-Tibet (Z. Zhang, Xiang, Dong, Ding, & He, 2015). Comprendre ce phénomène, son origine et son évolution au cours du temps est donc un enjeu crucial pour comprendre par la suite le comportement de la croûte continental dans ces contextes extrêmes et les processus

affectant plus largement la lithosphère (e.g. Brown, 2007a, 2009, 2014 ; Sizova, Gerya, & Brown, 2014).

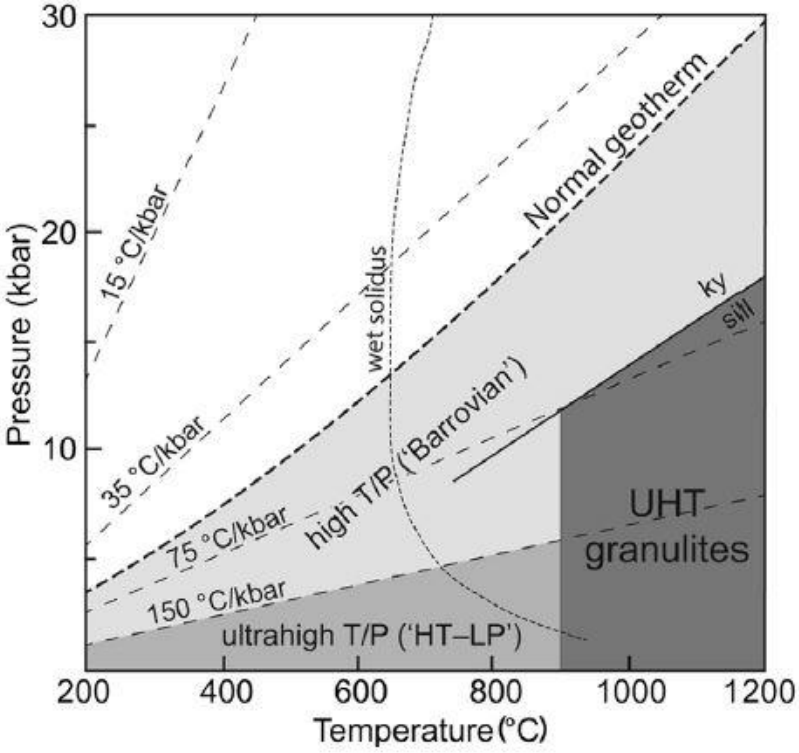

Figure 3.1 : Diagramme P-T illustrant le domaine des granulites UHT suivant la définition décrite dans le texte, publié dans Kelsey & Hand (2015)

1.2 Diagnostique du métamorphisme UHT

Le métamorphisme UHT se rencontre presque exclusivement dans des roches pélitiques riches en magnésium et en aluminium. De fait, des assemblages minéralogiques caractéristiques s'y développent et peuvent aider au diagnostic de ce métamorphisme UHT. Le second procédé permettant de diagnostiquer ce métamorphisme est de passer par des procédés chimiques.

1.2.1 Les assemblages caractéristiques du métamorphisme UHT

Dans les roches riches en Mg-Al, trois assemblages sont dans la majorité des cas caractéristiques d'un métamorphisme UHT. Il s'agit des assemblages à sapphirine + quartz (Figure 3.2, Kelsey & Hand, 2015), à osumilite (Figure 3.2, Kelsey & Hand, 2015) et à

orthopyroxène riche en Al + sillimanite + quartz (Figure 3.2, Kelsey & Hand, 2015). On peut également citer d'autres assemblages à sapphirine tels que sapphirine + cordiérite (en absence de quartz, Figure 3.2, Kelsey & Hand, 2015), sapphirine + orthopyroxène ± biotite ± cordiérite, sapphirine + grenat ou encore sapphirine ± spinel ± corindon (Harley, 2008 ; Kelsey, 2008 ; Kelsey, White, & Powell, 2005). Il faut toutefois rester prudent avec la sapphirine qui n'indique pas systématiquement des conditions UHT. En effet, cette dernière peut cristalliser à des températures bien plus basses, notamment s'il y a une quantité significative de Fe^{3+} dans la roche (e.g. Taylor-Jones & Powell, 2010) et l'on peut la retrouver dans d'autres roches de nature totalement différente comme des roches de haute pression (Kelsey & Hand 2015 et références associées).

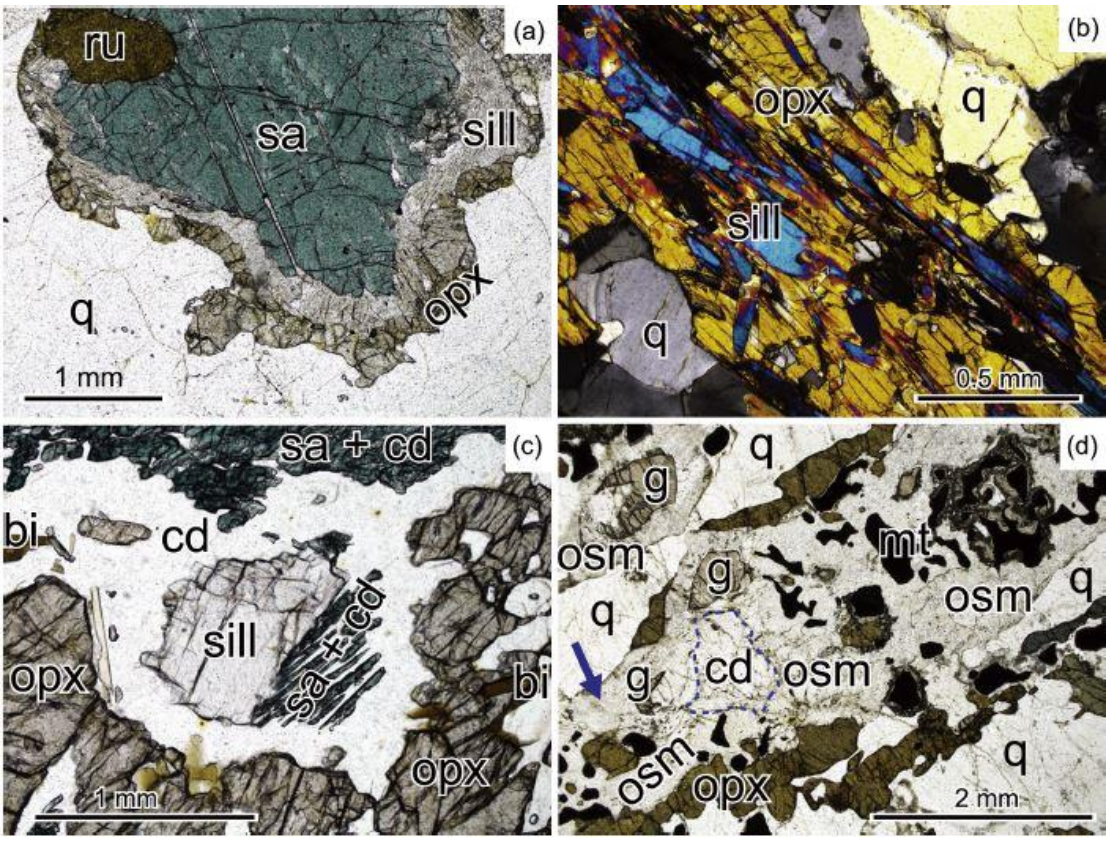

Figure 3.2: Photographie en microscopie optique à lumière polarisée publiée dans Kelsey & Hand (2015). Des assemblages diagnostiques du métamorphisme UHT (a) assemblage à sapphirine + quartz séparé par une couronne à orthopyroxène et sillimanite, Napier Complex Antarctique ; (b) assemblage à orthopyroxène + sillimanite + quartz en lumière polarisée analysée, Rauer group Antarctique ; (c) orthopyroxène + sillimanite en l'absence de quartz séparé par une couronne ± symplectique à cordiérite + sapphirine, Rauer group Antarctique ; (d) assemblage à osumilite, complexe de Rogaland Norvège.

Des assemblages à spinelle + quartz, corindon + quartz ou encore orthopyroxène + corindon peuvent être indicatifs de conditions extrêmes de température mais nécessitent des

investigations supplémentaires tant des éléments comme le Fe^{3+}, le Cr^{3+} et le Zn^{2+} influent sur le champ de stabilité de ce genre d'assemblage (Kelly & Harley, 2004 ; Kelsey & Hand 2015 ; Tajčmanová, Konopásek, & Košler, 2009a). Dans les métapélites riches en Fe-Al, aucun assemblage minéralogique n'est pour l'heure caractéristique d'un métamorphisme UHT (Kelsey & Hand 2015) et nécessite donc l'emploie de méthodes chimiques que nous allons présenter.

1.2.2 La chimie des minéraux comme indicateur du métamorphisme UHT

On dénombre un certain nombre de méthodes utilisant la chimie des minéraux comme indicateur de conditions UHT. Il faut tout d'abords noter que chacune de ces méthodes requièrent de la prudence et doit être utilisée qu'en complément d'une étude pétrographique. Pour cause, l'utilisation classique de la composition chimique du grenat ou des micas est à proscrire si l'on diagnostique des conditions de hautes températures à l'aide de l'observation pétrographique. En effet, les minéraux ferromagnésiens sont très souvent rééquilibrés du fait de l'efficience de la diffusion Fe-Mg à hautes températures (e.g. Pattison, Chacko, Farquhar, & McFarlane, 2003 ; Spear, 1991). Les méthodes utilisées s'intéressent donc à des éléments peu mobiles comme l'Aluminium dont la diffusion est très souvent en lien avec des échanges de type Tschermaks (e.g. Harley, 1998b ; Kelsey & Hand 2015 et références associés). C'est le cas avec l'Al dans l'orthopyroxène qui peut être utilisé dans des roches à orthopyroxène + grenat par exemple (e.g. Ague, Eckert Jr, Chu, Baxter, & Chamberlain, 2013 ; Harley, 1998b).

Une autre méthode utilisée est la thermométrie des feldspaths perthitiques aussi appelés feldspaths ternaires. Elle consiste dans un premier temps à analyser la composition chimique des exsolutions de plagioclase ou de feldspaths potassiques dans des antiperthites (Figure 3.3, Hokada, 2001), perthites (Figure 3.3, Hokada, 2001) ou mésoperthites (Figure 3.3, Hokada, 2001) tout en prenant soin de vérifier qu'aucune exsolution secondaire ne soit présente dans le cristal hôte. La présence d'exsolution secondaire, souvent présente sous la forme de très fines lamelles pourrait compliquer la réintégration voir la rendre tout bonnement impossible si ces lamelles sont trop fines pour être analysées. La méthodologie de cette méthode est présentée dans l'article 1 de ce travail de thèse. Cette méthode a également été utilisée dans l'article 3 présenté en chapitre 5. Une fois la composition chimique du feldspath ternaire réintégrée il est possible de savoir à quelle température ce dernier a cristallisé grâce notamment aux méthodes

de Fuhrman & Lindsley (1988) et de Elkins & Grove (1990). Elle a été utilisée à de nombreuses reprises et notamment dans la ceinture de Khondalite qui est l'objet géologique de ce travail de thèse (e.g. Guo et al., 2012 ; S.J. Liu et al., 2012).

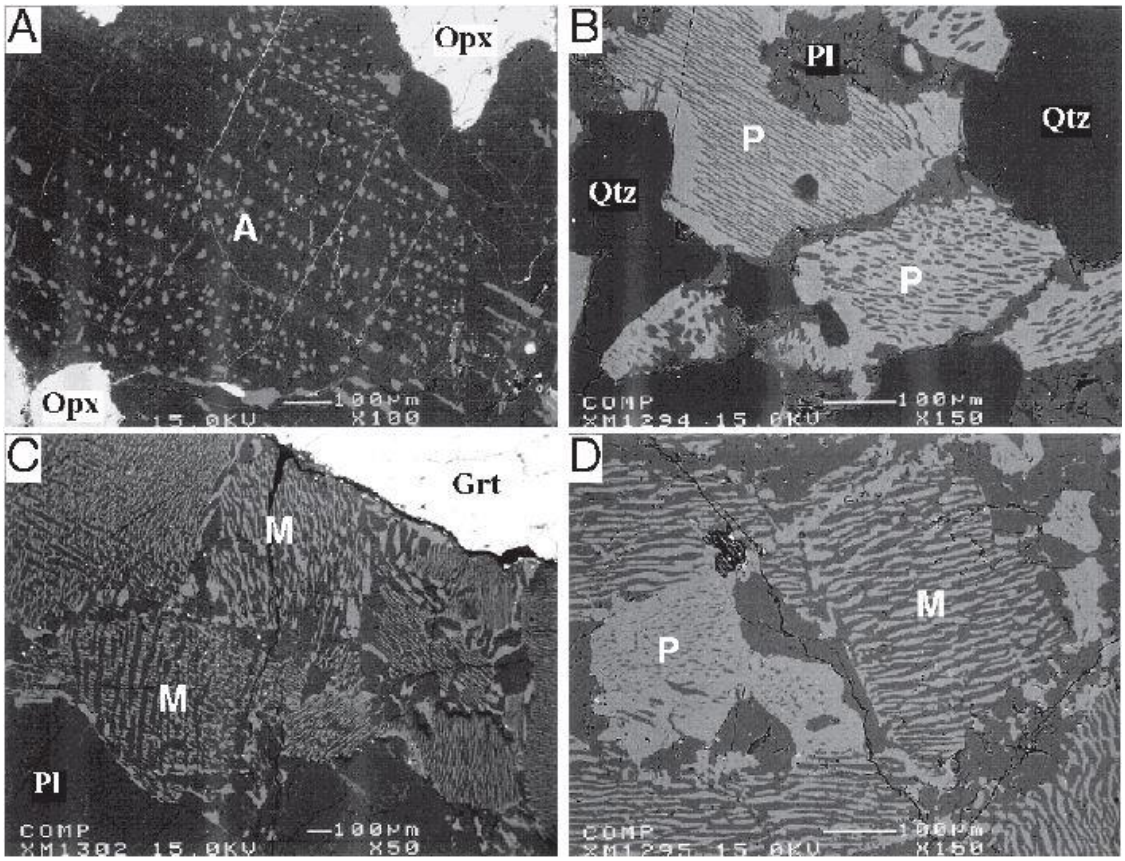

Figure 3.3 : Photographies au microscope électronique à balayage publiées dans Hokada (2001). A) antiperthite :, cristal hôte de plagioclase à exsolutions de feldspath alcalin ; B) perthite : cristal hôte de feldspath alcalin à exsolutions de plagioclase ; C) mésoperthite : plagioclase et feldspaths alcalins en bandelettes en proportion relativement similaire ; D) il peut y avoir différents types de perthites au sein d'un même échantillon, ici perthite et mésoperthite.

Pour finir, des méthodes utilisant des éléments traces comme le titane dans le zircon, le zirconium dans le rutile ou encore le titane dans le quartz, le grenat ou l'orthopyroxène ont été utilisées dans certaines études mais restent débattues (e.g. Ague & Eckert, 2012 ; Ewing, Hermann, & Rubatto, 2013 ; Tomkins, Powell, & Ellis, 2007 ; Watson, Wark, & Thomas, 2006 ; Zack, Moraes, & Kronz, 2004). En effet, ces méthodes sont relativement récentes et de nombreuses questions demeurent quant à la diffusivité du Zr et du Ti dans ces phases, de la robustesse de ces thermomètres face aux problématiques de l'activité du Ti et du Zr, des exsolutions (par exemple exsolution de zircon dans le rutile) ou encore de l'isolement chimique de ces phases (Kelsey & Hand, 2015 et références associés). Il convient donc d'utiliser ces

méthodes en complément de la thermométrie feldspath ternaire et de l'observation pétrographique.

1.3 Estimation des conditions *P-T* du métamorphisme UHT via la modélisation thermodynamique

L'estimation des conditions *P-T* du métamorphisme UHT enregistré par une roche peut se faire selon deux approches. La première consiste à utiliser les grilles pétrogénétiques. Ces grilles pétrogénétiques sont des projections dans un espace *P-T* des équilibres univariants et divariants, ainsi que des points invariants pour un système chimique donné indépendamment de la chimie de l'échantillon. Dans le cas des roches riches en Mg-Al, cette approche de grille pétrogénétique présente l'avantage d'être très bien documenté dans la bibliographie. En effet, les auteurs ont utilisé dans un premier temps cette approche dans des systèmes chimiques simples comme le système FMAS : FeO – MgO - Al_2O_3 - SiO_2 (e.g. Harley, 1998a, b, Figure 3.4) voir plus complexe avec le système KFMASH : K_2O – FeO – MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O (e.g. Kelsey, White, Holland, & Powell, 2004 ; Kelsey et al., 2005). Ceci permet d'avoir une idée des conditions *P-T* pour un assemblage (par exemple l'assemblage sapphirine + quartz), ainsi que de visualiser les équilibres univariants à l'origine de textures réactionnelles au sein d'équilibre chimique local dans la roche (e.g. Santosh et al., 2007a). Cette approche a été utilisée dans ce travail de thèse pour un échantillon exotique où il a été nécessaire de construire

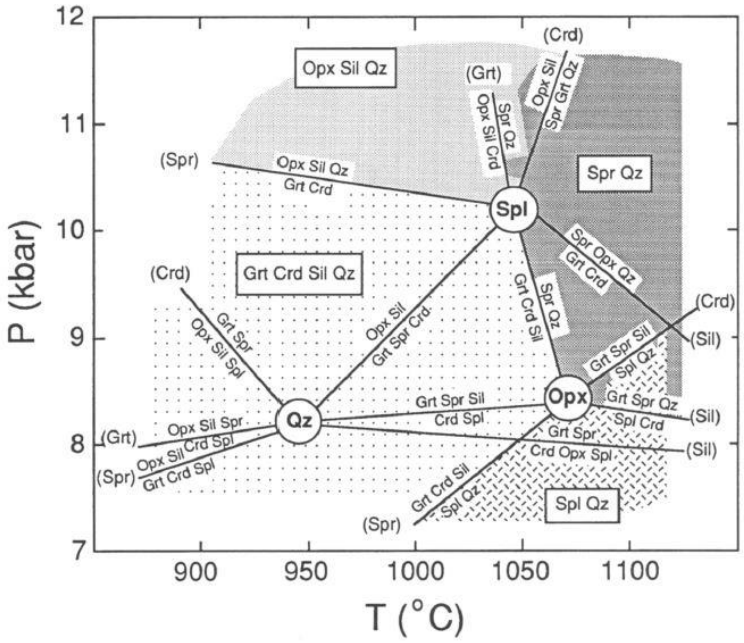

Figure 3.4 : Grille pétrogénétique dans le système FMAS permettant d'observer les champs de stabilité des assemblages UHT, publiée dans Harley (1998a).

une grille afin d'observer les différents assemblages divariants, univariants et points invariants pour une migmatite riche en Fe-Al. Les détails concernant ce travail ont été publiés dans l'Article 1.

La seconde approche, et la plus courante de nos jours, consiste en l'utilisation de pseudosections (Hensen, 1971). La pseudosection est un diagramme qui prédit des assemblages minéralogiques stables pour des conditions *P-T* données pour une chimie donnée. C'est donc une projection dans un espace *P-T-X* qui demande de connaître la chimie précise de la roche totale ou la chimie précise locale d'une partie de l'échantillon que l'on souhaite modéliser. Cette méthode permet, via l'utilisation d'un logiciel comme Perple_X (Connolly & Petrini, 2002), de modéliser des assemblages stables dans des systèmes de plus en plus complexes (MnO) - Na_2O – CaO - K_2O – FeO – MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - TiO_2 - O_2. Le calcul est basé sur la minimisation de l'énergie libre de Gibbs. Il prend en considération les constituants (k) du système (les oxydes dans des proportions données) et les phases (φ) du système (les minéraux, liés aux constituants par la règle de phase donnant la variance $V = k – φ + 2$). Ce calcul prend également en compte la nature des minéraux, qui sont généralement un « mélange » de pôle pur. Par exemple, une biotite est un mélange entre l'annite (Fe^{2+}) et le phlogopite (Mg^{2+}). Perple_X le prendra en considération en prenant l'enthalpie molaire partielle des pôles purs dans son calcul de minimisation, ce qui induit toutefois une imprécision au résultat final. Des modèles de solutions solides existent et doivent être choisis avec attention, de manière à ce que ces modèles soient bien compatibles avec la base de données thermodynamiques utilisées et compatibles entre eux.

Dans ce travail de thèse, il est précisé à chaque fois quelle base de données thermodynamiques et quels modèles de solutions solides ont été utilisés pour les calculs. La chimie utilisée est la chimie roche totale obtenue sur l'échantillon dans lequel a été produite la lame mince modélisée sauf dans le cas d'équilibre locaux où une chimie locale est employée. La teneur en H_2O est estimée à l'aide de la perte au feu et de diagramme *T-X*. Ce diagramme permet de modéliser pour une pression fixe, les différents assemblages stables en fonction de la température et de la teneur en H_2O. En retrouvant l'assemblage caractéristique de l'échantillon, on peut ainsi apprécier sa teneur en eau. La spéciation du Fer (Fe^{2+}/Fe^{3+}) a été obtenue également avec un diagramme *T-X*. Ces diagrammes sont à considérer avec prudence car ils impliquent de fixer un paramètre qui nous est inconnu pour connaître les deux autres, ceci induit donc des imprécisions dans le résultat final. Pour finir, on obtient les conditions *P-T* du métamorphisme en retrouvant dans la pseudosection l'assemblage stable du pic du

métamorphisme. Ces résultats peuvent en règle générale être affinés à l'aide des isoplèthes, des courbes prédisant la teneur en un élément donné pour une solution solide donnée (par exemple la teneur en spessartite X_{Mn} d'un grenat).

1.4 Trajet *P-T*, le problème du temps et les implications géodynamiques

L'estimation des conditions *P-T* permet d'obtenir les conditions au pic du métamorphisme, et dans certains cas, des portions des trajets progrades et rétrogrades. A partir de ces informations il est possible de dessiner des trajets *P-T* retraçant l'évolution de la pression et de la température d'un échantillon. L'un des problèmes majeurs avec les granulites UHT est le fait que les températures extrêmes favorisent la diffusion des éléments dans les phases progrades effaçant les zonations chimiques (Spear, 1991), rendant ainsi l'emploie des isoplèthes quasiment impossible. En contrepartie, ces granulites UHT présentent l'avantage d'être des roches anhydres. Ceci « garantie » la préservation de l'assemblage du pic du métamorphisme, tout en ayant de nombreuses phases réactives permettant le développement de texture réactionnelle rétrograde (ex : couronne de cordiérite, symplectite à spinelle + plagioclase ou orthopyroxène + cordiérite). Ces dernières peuvent permettre de contraindre les conditions *P-T* du trajet rétrograde.

C'est donc en se basant sur cette propriété des granulites UHT que Harley, (2008) a classifié les trajets *P-T* de ces roches en deux grandes catégories : les granulites IBC (« IsoBaric cooling » ou refroidissement à pression constante) qui sont les moins répandues et les granulites ITD (« IsoThermal Decompression » ou décompression à température constante) qui sont les plus répandues (Figure 3.5). Tout l'enjeu est de lier ces trajets *P-T* à un modèle géodynamique permettant d'atteindre des conditions de température >800°C voir >900°C pendant plusieurs millions d'années (e.g. Harley, 2016 ; Kelsey & Hand 2015). Trois grands modèles sont invoqués et synthétisés dans Harley, (2016) : (1) les contextes d'arc, d'arrière-arc ou d'accrétion en extension, (2) les contextes d'orogènes larges et très chauds et (3) les contextes d'orogènes ultra-chauds à lithosphère « molle ». Ces modèles proposent ainsi différentes sources de chaleur possibles permettant d'atteindre des conditions granulitiques pouvant être UHT ainsi que des trajets *P-T* différents.

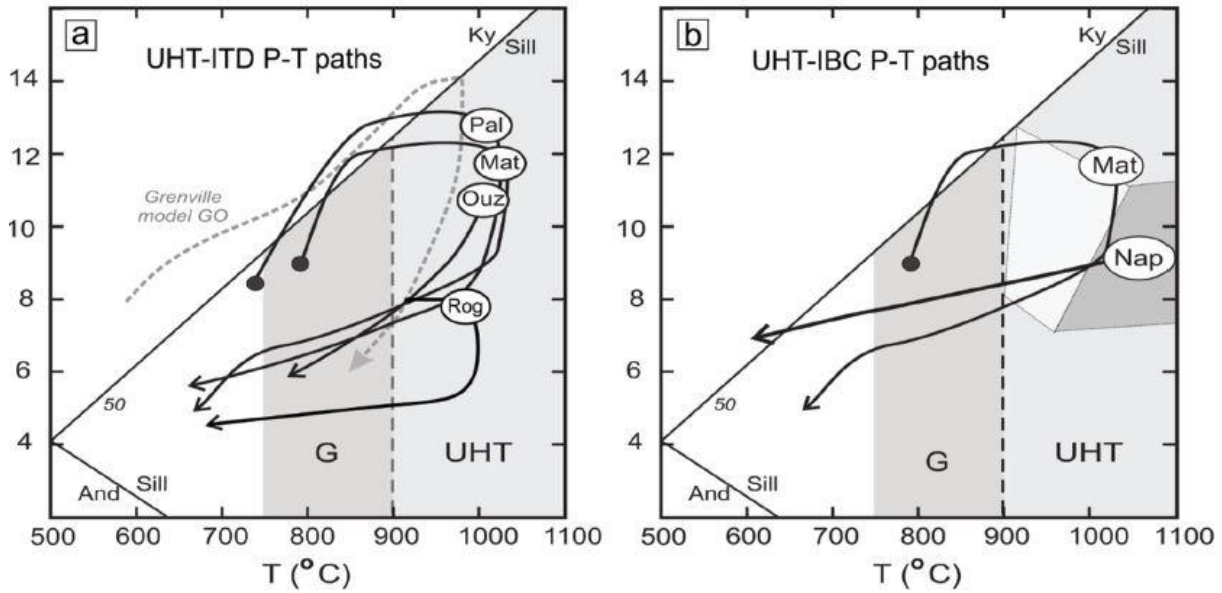

Figure 3.5 : Diagramme P-T des deux catégories de trajet caractérisant les granulites UHT publié dans Harley (2016). (a) Synthèse de trajets horaires en décompression isothermale enregistrés dans des granulites de : Pal – Palni Hills, S de l'Inde, Mat – Mather paragneiss, E de l'Antarctique, Ouz – Ouzzal, Algérie ; Rog – Rogaland, S de la Norvège. (b) Trajet en refroidissement isobare enregistrés dans des granulites du complexe de Napier (Antarctique) comparé à un trajet ITD de granulite de Mather (groupe de Rauer, Antarctique).

Le modèle (1) en contexte d'arc, d'arrière-arc ou d'accrétion en extension est invoqué depuis des décennies comme étant un contexte propice au développement de granulite (Figure 3.6 ; e.g. Collins, 2002 ; Harley, 2016 et références associées). Dans ce modèle, la contribution des magmas d'origines crustales et/ou mantelliques, voir hybrides entre fortement dans le budget thermique et permet d'atteindre des conditions favorables à un métamorphisme granulitique ± UHT avec des températures d'au moins 800°C pendant plusieurs millions d'années de temps de résidence (Clarke, Fitzsimons, Healy, & Harley, 2011 ; Harley, 2016 ; Sizova, Gerya, Brown, & Perchuk, 2010). En effet, le contexte est déjà favorable au développement du métamorphisme UHT d'une part grâce à un gradient thermique initial plus important à cause d'une extension initiale permettant d'avoir l'asthénosphère à moindre profondeur. Et d'autre part, grâce à l'apport significatif de chaleur par advection en lien avec les magmas, principalement juvéniles, qui sont des magmas très chauds (Brown, 2006, 2007a,b ; Clarke et al., 2011 ; Kemp, Shimura, & Hawkesworth, 2007 ; Sizova et al., 2010). Le métamorphisme UHT dans ces contextes d'arc, d'arrière arc et d'accrétion en extension se traduit par une évolution *P-T* en IBC à des pressions de 0,3 à 0,8 GPa (Harley, 2016). Un lien temporel très fort existe entre le développement des granulites, le magmatisme et la croissance de la croûte par accrétion, avec une fenêtre d'enchainement des événements de 5 à 20 Ma ce

qui en fait une de ses caractéristiques principales (Harley, 2016). De plus les modélisations effectuées dans ce type de complexe indiquent que le métamorphisme UHT y est développé durant de brefs laps de temps (Clarke et al., 2011 ; Harley, 2016 ;Sizova et al., 2014). Il ne peut pas y avoir de métamorphisme UHT de longue durée dans ce contexte tectonique (Harley, 2016).

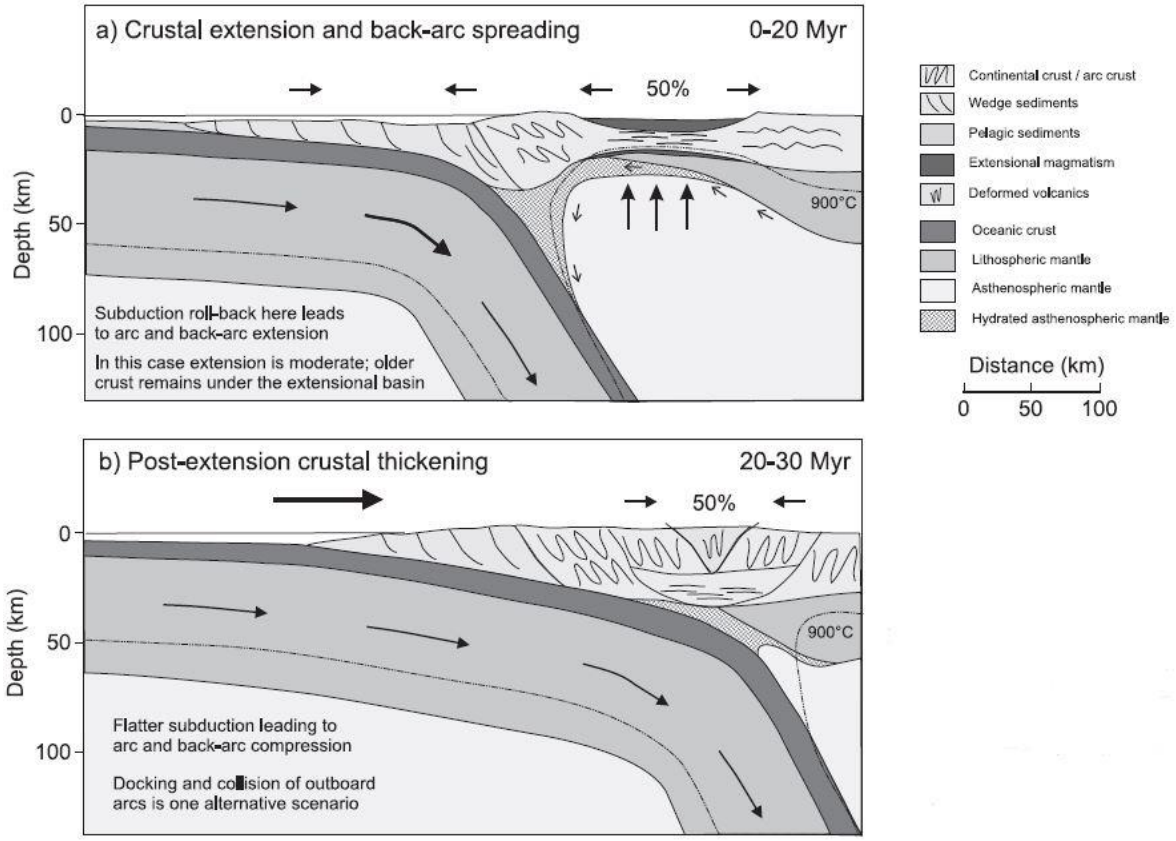

Figure 3.6 : Modèle en arc magmatique permettant le développement d'un métamorphisme UHT dans la croûte inférieure suite à une remontée de l'Asthénosphère dans sa partie amincie, publié dans Harley (2016) modifié de Collins (2002).

Le modèle en contexte d'orogènes larges et très chauds (2) est l'autre extrême du spectre des contextes thermo-tectoniques à l'origine d'un métamorphisme UHT (Figure 3.7). Celui-ci propose qu'un orogène maintienne sur une longue période des températures granulitiques ± UHT et fournirait des conditions idéales à la mise en place de chenaux de fluage comme observé en Himalaya (Beaumont et al., 2001a, 2004 ; Beaumont, Nguyen, Jamieson, & Ellis, 2006 ; Jamieson et al., 2004) ou dans l'orogène de Greenville (Beaumont, Jamieson, & Nguyen, 2010 ; Jamieson, Beaumont, Warren, & Nguyen, 2010). Jamieson & Beaumont (2011, 2013) proposent dans leur modèle que la croûte profonde peut être piégée à l'intérieur de l'orogène à des températures excédant les 800°C pendant une période de 30 à 100 Ma, permettant ainsi la

formation d'un plateau continental. Ces mêmes auteurs invoquent l'existence d'un fluage latéral de la croûte profonde permettant l'édification du plateau et son élargissement. Ce fluage serait facilité par la présence de roches partiellement fondues dans la croûte moyenne à inférieur elle-même thermiquement affaiblie. Ce modèle demande cependant une période d'incubation thermique plus ou moins longue où la production radiogénique serait la source essentielle de chaleur à l'origine de ces phénomènes (Clarke et al., 2011 ; Jamieson & Beaumont, 2013). Ainsi, dans ce contexte se développe un métamorphisme UHT accusant d'un trajet *P-T* ITD avec une gamme de pression de 0,6 à 1,2 GPa (Harley, 2016) sauf dans le cas de roches piégées très longtemps au cœur de l'orogène, qui peuvent présenter un trajet proche d'un IBC.

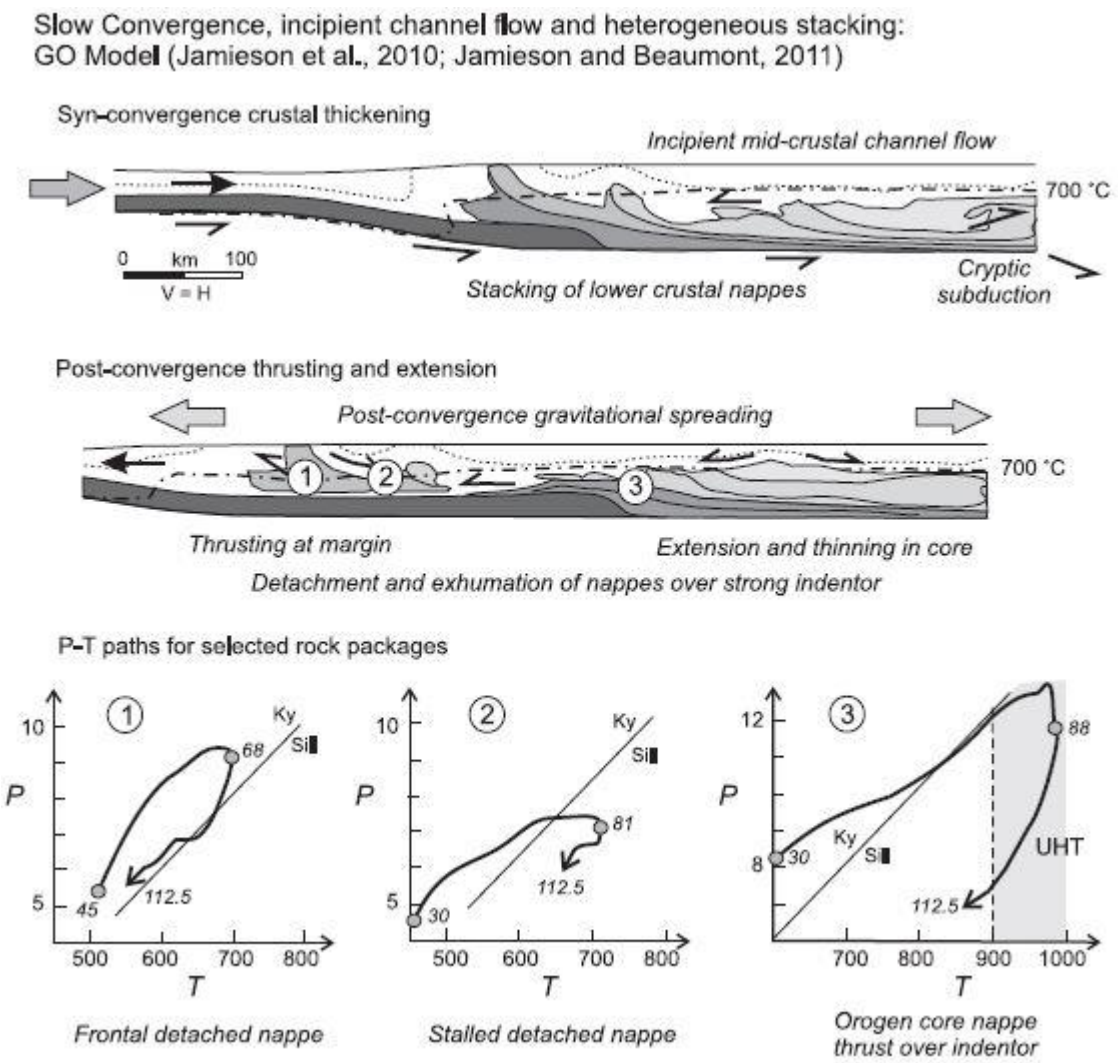

Figure 3.7 : Modèle du « Large Hot Orogen » appliqué à l'orogène de Grenville avec une coupe illustrant dans un premier temps l'épaississement crustal syn-convergence et le fluage en chenal de la croûte moyenne avant une propagation gravitaire post-convergence entrainant une extension et un amincissement du cœur de l'orogène. Dans ce modèle, un métamorphisme UHT est enregistré dans les nappes au cœur de l'orogène en réponse à une croûte épaissie et donc une productivité radiogénique importante. Publié dans Harley (2016).

Le dernier modèle (3) s'applique essentiellement à l'Archéen où la température du Moho et la production de chaleur étaient plus élevées et donc propices au développement de contexte d'orogènes ultra-chauds à lithosphère « molle » (Figure 3.8 ; Chardon, Gapais, & Cagnard, 2009 ; Gapais, Cagnard, Gueydan, Barbey, & Ballèvre, 2009). On considère dans ce modèle une croissance crustale par accrétion rapide, avec beaucoup de magma juvénile et un gradient thermique très élevé (Gapais et al., 2009). De plus ce modèle implique un épaississement crustal modéré, de la sagduction et donc une tectonique verticale (par diapirisme, mouvements gravitaires, Chardon et al., 2009). Dans ce contexte, il y aurait un partitionnement de la déformation au sein de la croûte, avec une zone d'attachement à environ 20 km de profondeur en dessous de laquelle la croûte serait structurée en « cellules », avec un cœur à foliations subhorizontales et des bordures à structures de fluage fortement pentées, parallèles à l'orogène, permettant un transfert de masse verticale (Chardon et al., 2009). Le métamorphisme HT/UHT dans ce contexte présente une extension régionale, des pressions basses et généralement une durée relativement longue (80-100 Ma) ou, à défaut, se présente en succession d'événements de courte durée au sein d'un événement de HT de plus longue durée (Harley, 2016). Son évolution *P-T* se traduit généralement par un trajet IBC ou IBC avec une composante de décompression de quelques kilobars (Harley, 2016).

Figure 3.8:Modèle de l'orogène « ultra-chaud » dans lequel se développent des cellules définies par des zones verticales de plus forte contrainte. Le cœur de ces cellules est structuré par des fabriques subhorizontales. L'ensemble de la croûte inférieure subit des températures extrêmes et la température du Moho excède les 900°C, rendant négligeable le contraste de compétence entre la croûte inférieure et le manteau partiellement fondu sous-jacent. Publié dans Harley (2016), modifié de Chardon et al. (2009).

Outre la caractérisation d'un trajet *P-T*, il est nécessaire de connaître l'extension temporelle du métamorphisme UHT pour l'intégrer dans un modèle géodynamique cohérent. Et ce paramètre temporel représente l'un des plus grands défis concernant la caractérisation du

métamorphisme UHT (Harley, 2016 ; Laurent, 2016). En effet, comme indiqué plus haut, le trajet prograde de ces roches est presque toujours méconnu, l'âge du pic du métamorphisme est toujours débattu et donc *a fortiori* la durée complète de l'événement UHT voir même de l'événement granulitique est souvent délicate à contraindre (Harley, 2016 ; Laurent, 2016). De plus, tout comme pour les conditions *P-T*, chaque échantillon témoigne de ce que ses minéraux ont enregistré, si un échantillon cesse d'enregistrer un événement thermique, cela ne veut pas forcément dire que la source de chaleur est tarie à l'échelle de l'orogène. Le travail de thèse d'Anthonin Laurent en 2016, synthétise les stratégies de datation des granulites. On y note la datation *in situ* de grain de monazite et de zircon, deux minéraux incorporant de l'Uranium et du Thorium et pouvant donc être utilisés comme géochronomètre. Cette méthode permet dans certain cas de faire le lien entre la cristallisation de ces deux phases avec les phases majeures adjacentes dans la roche (Goncalves, 2005 ; Möller, O'Brien, Kennedy, & Kröner, 2003). La seconde méthode pousse cette même analyse plus loin avec la corrélation de la composition chimique en éléments traces au sein des phases majeures et mineures pour lier leur stabilité commune grâce au coefficient de partitionnement de ces éléments traces (par exemple lien zircon/grenat avec la teneur en terres rares lourdes ou lien monazite/grenat avec la teneur en Yttrium). La dernière méthode fait écho à la caractérisation des conditions de température car elle consiste à dater un zircon sur lequel on souhaite utiliser la méthode de thermométrie du Ti dans le zircon. On obtient ainsi un âge associé à une température. Ce travail de thèse d'Anthonin Laurent, ainsi que Harley (2016), soulève également les problématiques de datation des granulites UHT du fait des comportements spécifiques du zircon et de la monazite dans ces conditions de températures extrêmes avec des roches anhydres et partiellement fondues. En effet, les comportements du zircon et de la monazite restent mal compris. Ces phases peuvent possiblement être dissoutes et n'enregistreront pas le pic du métamorphisme (e.g. Kelsey, 2008), ou cristalliseraient seulement lors du refroidissement de la roche (e.g. Harley, Kelly, & Möller, 2007 ; Taylor et al., 2014) . De plus, on notera des incertitudes liées aux problématiques de diffusion thermique au sein de ces minéraux. Pour plus de détail, se référer à la thèse d'Anthonin Laurent 2016. Dans ce travail de thèse, nous adopterons une stratégie pétrographique liant la cristallisation des géochronomètres zircon/monazite aux phases majeures avec une datation in situ, afin de contraindre dans le temps l'évolution *P-T* du métamorphisme caractérisé via l'approche thermodynamique (pseudosection et grille pétrogénétique) pour pouvoir discuter d'un modèle géodynamique cohérent à notre objet

d'étude. Ceci permettra d'offrir la base nécessaire à la discussion sur le comportement de la croûte orogénique partiellement fondue en contexte de haute à ultra-haute température.

2 Présentation de l'article

Cette étude pétrographique, pétrologique et géochronologique a été menée sur plusieurs échantillons de migmatites afin de discuter de l'évolution *P-T* caractérisant le métamorphisme d'Ultra-Haute Température (UHT) et de la source de chaleur à l'origine de ce métamorphisme. Dans cette optique, trois échantillons majeurs font l'objet de l'article publié dans *Journal of Metamorphic Geology*. Le premier est une granulite à sapphirine provenant de la célèbre localité de Tuguiwula dans le complexe de Jining, ayant déjà fait l'objet de publications par le passé (Santosh et al., 2007a, b, 2012). Les deux autres échantillons sélectionnés pour cet article sont une migmatite à grenat et spinelle et une migmatite à olivine. Cette dernière migmatite se trouve être dans une auréole de contact d'une intrusion de gabbronorite.

Dans un premier temps, l'étude s'est focalisée sur la migmatite à olivine. Cette migmatite riche en Fer et en Aluminium présente de nombreux domaine à symplectites contenant de l'orthopyroxène, du spinelle et de la cordiérite, mais aussi de l'orthopyroxène, du spinelle et de l'olivine (Fayalite 75%). L'occurrence d'olivine métamorphique dans des roches de cette nature n'a été décrite, à notre connaissance, qu'une seule fois par Sawaki (1990) dans des cornéennes au Japon. Toutefois, cette étude présente une roche où l'olivine est stable avec la cordiérite, ce qui diffère de nos observations. Nous avons donc construit des diagrammes de phase afin de discuter et caractériser les domaines de stabilité des assemblages présents dans cette migmatite. Les résultats obtenus révèlent que ces assemblages sont les premiers assemblages caractéristiques d'un métamorphisme UHT dans des migmatites riches en fer et en aluminium. En effet, le métamorphisme UHT est classiquement décrit dans des roches riches en magnésium avec, par exemple, des assemblages caractéristiques à sapphirine, orthopyroxène-sillimanite-grenat (e.g. Kelsey & Hand 2015 et références associées).

Dans un second temps, les trajets *P-T* définis pour la migmatite à olivine et pour la granulite à sapphirine décrivent une évolution horaire. Cette évolution horaire a été définie à de nombreuses reprises dans la ceinture de Khondalite pour des roches ayant connue un métamorphisme amphibolitique (e.g. Huang et al., 2016), granulitique (e.g. Yin et 2014) ou UHT (e.g. Guo et al., 2012 ; Santosh et al. 2006 ; Yang et al., 2014). Toutefois, notre étude

fournie des trajets *P-T* horaire pour des localités où certains auteurs ont défini des trajets à évolution anti-horaire : Liangcheng (Zhang et al., 2012) et Tuguiwula (Santosh et al., 2012). Notre étude propose donc de trancher le débat sur l'évolution *P-T* du métamorphisme UHT en faveur du trajet horaire.

Pour finir, les résultats géochronologiques couplés aux observations de terrain et à l'étude pétrologiques révèlent un lien de cause à effet entre l'intrusion de magma basique dans la croûte continentale partiellement fondue et le métamorphisme UHT enregistré par les échantillons étudiés. De fait, nous proposons par notre étude que le métamorphisme UHT s'est exprimé dans la ceinture de Khondalite lorsque se sont injectés, dans la croûte épaissie et partiellement fondue déjà très chaude (~850°C), des magmas basiques.

3 Article 1 : Ultra-High Temperature metamorphism recorded in Fe-rich olivine-bearing migmatite from the Khondalite Belt, North China Craton.

Journal of Metamorphic Geology (2018), 36, p. 343-368

Cyril Lobjoie

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Wei Lin

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

Pierre Trap

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Philippe Goncalves

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Qiuli Li

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

Didier Marquer

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Olivier Bruguier

Geosciences Montpellier (UMR 5243), Université de Montpellier, 34095 Montpellier, France.

Arnaud Devoir

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Received: 22 May 2017 ; Accepted: 16 November 2017

Corresponding author: cyril.lobjoie@univ-fcomte.fr

3.1 Abstract

We document the first occurrence of Fe-rich olivine-bearing migmatitic metapelite in the Khondalite Belt, North China Craton. Petrological analyses revealed two exotic assemblages of orthopyroxene + spinel + olivine, and orthopyroxene + spinel + cordierite. Phase relation modelling suggests that these assemblages are diagnostic of ultra-high temperature (UHT) metamorphism in the Fe-rich system, with temperatures from 1000 to 1050 °C at 0.6 GPa. U–Th–Pb SIMS analyses on zircon reveal a similar age of *c.* 1.92 Ga for the olivine-bearing migmatite and an adjacent gabbronoritic intrusion that is therefore identified as the heat source for the UHT metamorphism. These results, coupled with additional analysis of the famous Tuguiwula sapphirine-bearing granulite, lead to a re-appraisal of the *P-T* path shape and heat source for the UHT metamorphism. We suggest that UHT metamorphism, dated between 1.92–1.88 Ga, across the whole Khondalite belt, proceeded from a clockwise *P–T* evolution with an initial near-isobaric heating path at about 0.6–0.8 GPa and a maximum temperature of 1050°C followed by a cooling path with minor decompression to ~0.5 GPa. Considering our results and previous works, we propose that the orogenic crust underwent partial melting at temperature reaching 850°C and depth of ~20 km to ~30 km during a period of *c.* 30 Ma, between 1.93 Ga and 1.90 Ga. During this time-span, the partially molten crust was continuously intruded by mafic magma pulses responsible for local greater heat supply and UHT metamorphism above 1000°C. We propose that the UHT metamorphism in the Khondalite belt is not related to an extensional post-collisional event but is rather syn-orogenic and associated to mafic magma supplies.

Keywords: Ultra-high temperature metamorphism, Khondalite Belt, North China Craton, Metamorphic olivine, Migmatites.

3.2 Introduction

With temperatures above 900°C, regional Ultra-High Temperatures (UHT) metamorphism in orogenic crust has been recognized worldwide and is documented within past and recent orogenic systems (e.g. Harley, 1998a, 2008, 2016 ; Kelsey, 2008 ; Kelsey & Hand, 2015 ; J.X. Zhang, Mattinson, Yu, & Li, 2014). Nowadays, one of the main challenging

questions concerns the spatial distribution and duration of UHT events within the continental crust (e.g. Harley, 2016). This question has strong implications on the thermo-mechanical behavior of orogenic systems, since flow of continental crust and the associated lateral re-distribution of mass and heat in collisional orogens, like the large and hot Himalayan-Tibetan system, is only feasible if the crust is affected by a strong anomalous thermal regime (e.g. Beaumont et al., 2001a, 2004, 2006 ; Beaumont, Jamieson, Nguyen, & Lee, 2001b; Godin, Grujic, Law, & Searle, 2006 ; Jamieson et al., 2004 ; Vanderhaeghe, 2012).

The likely geodynamic settings where anomalous heat results in UHT conditions are strongly debated. The current proposed models are: 1. Arc and back-arc settings with extensional-accretionary tectonism (Collins, 2002 ; Harley, 1989, 2008, 2016 ; Brown, 2006, 2007a, b, 2010). 2. Large hot collisional orogen with pronounced crustal thickening and related high heat production (Harley, 2016 ; Beaumont et al., 2001a, 2004, 2006 ; Jamieson & Beaumont, 2011, 2013 ; Jamieson et al., 2010). 3. Active margin setting that involves a ridge subduction with the opening of a slab window (Santosh & Kusky, 2010). 4. Ultra-hot orogen, with strong juvenile magmatism (Chardon et al., 2009 ; Gapais et al., 2009). 5. Post-collisional slab break-off (Harley, 2008). At a smaller scale, contact metamorphism after intrusion of high temperature plutonic bodies has also been suggested for UHT metamorphism (Arima & Gower, 1991 ; Barbosa et al., 2006 ; Faryad & Fišera, 2015 ; Faryad & Žák, 2016 ; Guo et al., 2012 ; McFarlane, Carlson, & Connelly, 2003).

In the vast majority of tectonic models, pressure conditions associated with regional UHT metamorphism ranges from 0.6 to 1.6 GPa (Brown, 2007a, b ; Hacker et al., 2000 ; Harley, 2016). In these models, additional heat flow induced by intrusions in the continental crust is generally not considered as an important heat source for UHT metamorphism (Kelsey & Hand, 2015). Only a few studies considered that mafic intrusions may have an impact at intermediate pressure (Arima & Gower, 1991 ; Barbosa et al., 2006 ; Guo et al., 2012 ; McFarlane et al., 2003).

Classically, UHT metamorphism is recorded in Mg−Al-rich granulites where index mineral assemblages are sapphirine + quartz, osumilite-bearing assemblages, Al-rich orthopyroxene + sillimanite ± quartz (see the reviews of Harley, 2008, Kelsey, 2008 and Kelsey & Hand, 2015). To our knowledge, Fe−Al-rich pelitic rocks have never been used to quantify UHT-metamorphism, mostly because Fe-rich pelites are rare and phase relationships in such a system are poorly documented in the literature.

In this contribution, evidence is presented of UHT contact metamorphism related to the emplacement of mafic intrusions in the Khondalite Belt of the North China Craton. The first example is from a Fe−Al-rich metapelite that contains unusual olivine + orthopyroxene + spinel or orthopyroxene + spinel + cordierite assemblages. To our knowledge, metamorphic olivine has been reported only once in UHT pelitic rocks (Sawaki, 1990) and there is currently no phase diagrams that take into account olivine in phase relations. We have conducted a petrological analysis and thermodynamic modelling to understand phase relations involving olivine at UHT conditions. Computations of *P*−*T* projections and sections in the simplified KFMAS and KFMASH systems have been performed in order to determine the *P*−*T* stability fields of olivine-bearing assemblages. Additional, thermobarometry and *in-situ* SIMS U-Pb analyses of zircon constrain the timing of the UHT contact metamorphism within the regional *P*−*T*−t evolution.

The second UHT example is recorded in a more classic sapphirine-bearing granulite from the Tuguiwula area. These sapphirine-quartz-bearing granulites were described in detail by Santosh et al. (2007a, b, 2009, 2012) and Shimizu et al. (2013) and have been used to infer a regional metamorphism with an anticlockwise *P*−*T* evolution. Here, new petrological constraints are presented that, in contrast, suggest that the sequence of mineral assemblages observed in these rocks is consistent with a clockwise *P*−*T* evolution, linked to the emplacement of large gabbronoritic intrusions.

These new petrological insights obtained on UHT granulites of unusual composition bring new insights for the understanding of the tectono-magmatic evolution of the Khondalite Belt in particular and hot and large orogenic crust in general.

3.3 Geological setting

The Paleoproterozoic Khondalite Belt is located in the Northwestern part of the North China Craton. The craton is made of two main Archean blocks, the Eastern and Western blocks, that were welded together along the 1200 km long Paleoproterozoic Trans-North China Orogen (TNCO) at *c.* 1.90−1.85 Ga (Figure 3.9a). The Khondalite Belt also named the Inner Mongolia Suture Zone (Santosh et al., 2012), occurs in the Western block of the North China Craton. It consists of a 1000 km long and 300 km wide E−W trending belt of UHT metamorphic rocks that separates the Yinshan Block in the North from the Ordos Block in the South (G.C. Zhao,

Sun, & Wilde, 2003 ; G.C. Zhao et al., 2005). From West to East, the Khondalite Belt comprises the Helanshan-Qianlishan, the Wulashan-Daqingshan and the Jining massifs (Figure 3.9b). The Khondalite Belt is mainly composed of migmatized metasedimentary rocks, mainly garnet-sillimanite gneisses (so-called khondalites), some garnet-bearing quartzites, marbles and calc-silicates rocks. The metasedimentary rocks are variably considered to have been deposited either on a passive continental margin (Condie et al., 1992 ; J.H. Li, Qian, & Liu, 2000 ; Xia et al., 2006a, 2008 ; Xia, Sun, Zhao, & Luo, 2006b), an active continental margin or in a back-arc basin geodynamic setting (Wan et al., 2009). The age of these deposits has been documented at *c.* 2.10−1.96 Ga (Xia et al., 2006a, b, 2008) and *c.* 2.3−1.9 Ga (Jiao et al., 2013). The onset of regional metamorphism after inversion and subsequent collision, leading to partial melting and granulitization, is dated at *c.* 1.95 Ga in both the Jining (Wan et al., 2006 ; Santosh et al., 2007b ; Yin et al., 2009) and Helanshan-Qianlishan areas (Yin et al., 2009, 2011, 2014).

In the last decade, petrological studies have been undertaken at Tuguiwula (e.g. Santosh et al., 2007a; Shimizu et al., 2013), in the Daqingshan area (Guo et al., 2012 ; Tsunogae et al., 2011), at Heling'er (S.J. Liu et al., 2012), at Xumayao (H.T. Zhang et al., 2012 ; H.F. Zhang et al., 2012) and at Hongsigou (Yang, Santosh, & Tsunogae, 2014) (yellow stars on Figure 3.9c) that led to the recognition of a major and widespread UHT event documented over the whole Khondalite Belt and that occurred at *c.* 1.92 Ga. Two distinct *P–T* paths are proposed for this UHT event, (1) a clockwise evolution (Figure 3.10 ; Guo et al., 2012 ; Jiao et al., 2013 ; Santosh et al., 2006) and (2) an anticlockwise evolution with a near isobaric cooling path (Figure 3.10 ; Santosh et al., 2009, 2012 ; Shimizu et al., 2013 ; Tsunogae et al., 2011 ; H.T. Zhang et al., 2012). A second and younger high to ultra-high temperature metamorphic event occurred at *c.* 1.89 to 1.86 Ga that is characterized by a clockwise *P−T* evolution (Figure 3.10 ; Yang et al., 2014 ; Jiao et al., 2015).

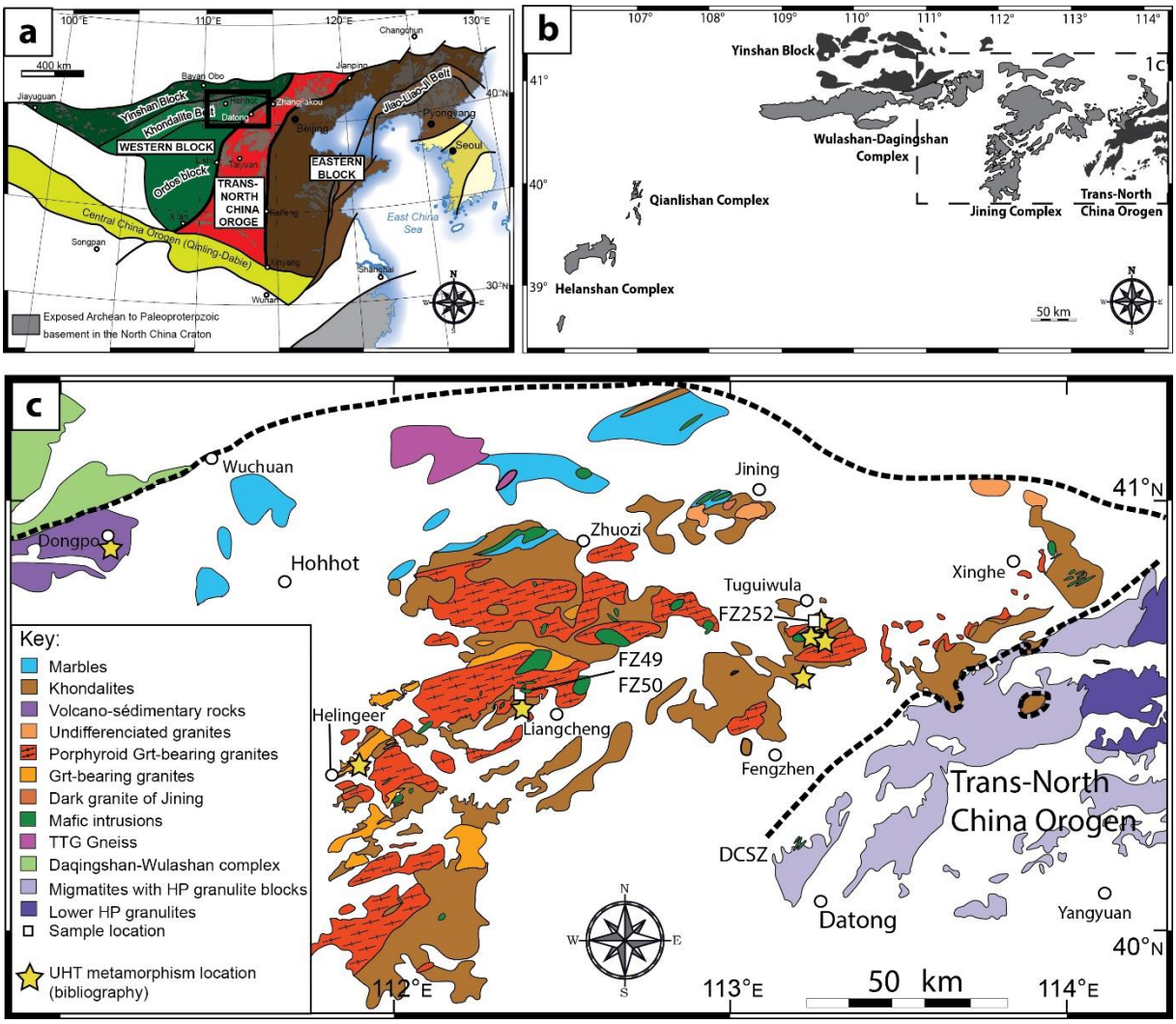

Figure 3.9 : a) Orogenic belts and Archean blocks within the North China Craton (after Zhao, Sun, Wilde, & Li, 2005). b) Paleoproterozoic–Archean massifs of the Khondalite Belt. c) Geological map, with sample locations, of the studied area (Jining massif) in the eastern part of the Khondalite belt.

The HT and UHT khondalites are intruded by numerous garnet-bearing granites, porphyric granites and charnockites dated between 1.93 and 1.89 Ga (Peng et al., 2010) (Figure 3.9c). In addition, numerous metric to kilometric gabbronorite bodies are reported as dykes, sills and small plutons that intrude within the khondalites (e.g. Peng et al., 2010 ; Guo et al., 2012). These mafic bodies are dated mainly at *c.* 1.93–1.92 Ga and are responsible for the development of thermal aureoles in the surrounding rocks that recorded UHT metamorphism (Guo et al., 2012). According to Peng et al. (2010) and Guo et al. (2012), the gabbronorite intrusions and related deep seated mafic magmas supply the heat responsible for UHT metamorphism.

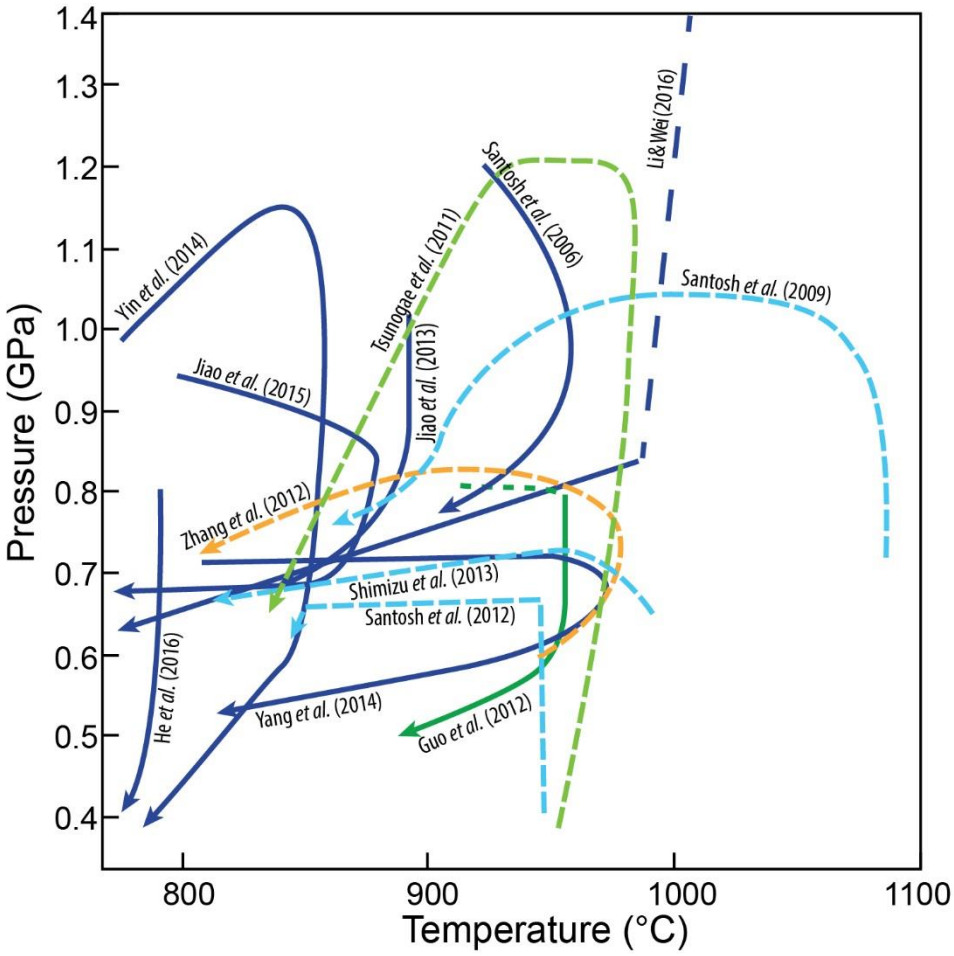

Figure 3.10 : Summary of P–T paths of UHT metamorphic rocks modified after Yang et al. (2014), in light blue: anti-clockwise P–T paths; in dark blue: clockwise P–T paths; in light green: Dongpo area anticlockwise P–T path; in dark green: Dongpo area clockwise P–T path; in orange: Liangcheng area anticlockwise P–T path.

3.4 Petrography and chemistry of UHT migmatites

3.4.1 Sample locations

From western Wulashan complex to the easternmost Jining complex, the khondalite belt is mainly composed of migmatitic biotite gneisses of greywacke to pelitic composition (Cai et al., 2017 ; Santosh et al., 2007a, b). They show a typical garnet−sillimanite−spinel–cordierite-bearing assemblage. This rock type is represented by sample FZ 50 from near the Liangcheng village (Figure 3.9c). It consists of a stromatitic migmatite with a leucosome made of stripes and patches of coarse quartz and feldspar with large peritectic garnets and rutile/ilmenite. The

leucosomes are either preferentially orientated parallel to the foliation or slightly discordant. The melanosome consists of a quartz–feldspar–biotite–sillimanite assemblage.

The olivine-bearing migmatite FZ 49 was collected 11 km West of Liangcheng (N40°32,100 E112°22,748) and FZ 50 was collected ~100 m North from FZ 49 (Figure 3.9c). This rock is a dark-coloured migmatite with leucocratic layers parallel to the foliation. It is from a contact metamorphic aureole related to the intrusion of a large gabbronoritic body within the leucocratic garnet-sillimanite-spinel-bearing khondalite migmatite that is equivalent to sample FZ 50 (Figure 3.11). The sapphirine-bearing granulite FZ 252 was collected within 100 m of a mafic intrusion (N40°46.8912 E113°16.1486) in the Tuguiwula area (Figure 3.9c). Field mapping revealed numerous mafic intrusions in this area.

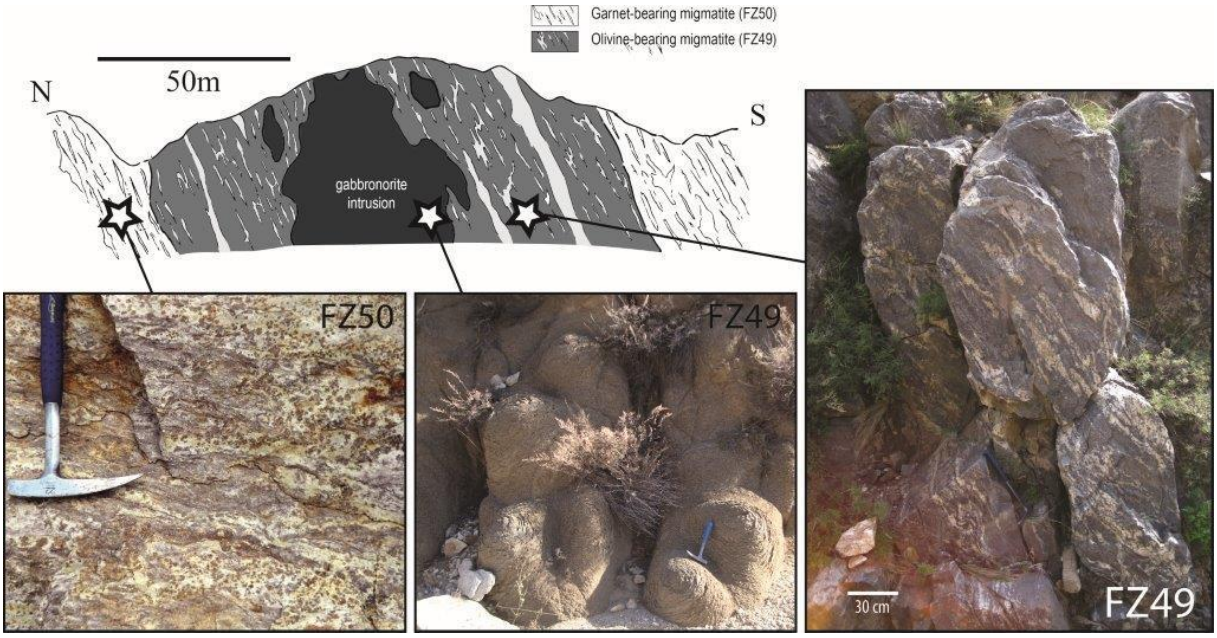

Figure 3.11 : Schematic cross-section of the olivine-bearing migmatite outcrop showing relationships with the gabbronorite intrusion. Outcrop photographs of the olivine-bearing migmatite FZ 49 (right) and its garnet and spinel-bearing migmatite protolith FZ 50 (left).

3.4.2 Garnet and spinel-bearing migmatite, FZ 50

The garnet and spinel-bearing migmatite, FZ 50, is a foliated and layered migmatite with streaks of coarse-grained leucosomes composed of garnet−quartz−rutile/ilmenite (Figure 3.11). The melanosome is composed of a medium-grained assemblage, made of quartz (25−30%), ternary feldspar (30−40%), sillimanite (3−5%), biotite (3−5%), spinel (1−2%), and corundum, zircon, monazite and rutile as accessory minerals.

Prograde and peak assemblages

Prograde minerals are preserved as inclusions within cores of strongly elongated garnet porphyroblasts that can measure up to 2 cm in length (Figures 3.12a and 3.13a). These relict minerals are quartz, biotite (Bt_I), fibrolitic sillimanite (Sil_I) and plagioclase, which are consistent with the prograde dehydration melting reaction in the KFMASH system (e.g. Le Breton & Thompson, 1988):

(1) $Bt_I + Pl + Sil_I + Qz = Grt_{II} + Liq$ (Mineral abbreviations from Whitney & Evans, 2010)

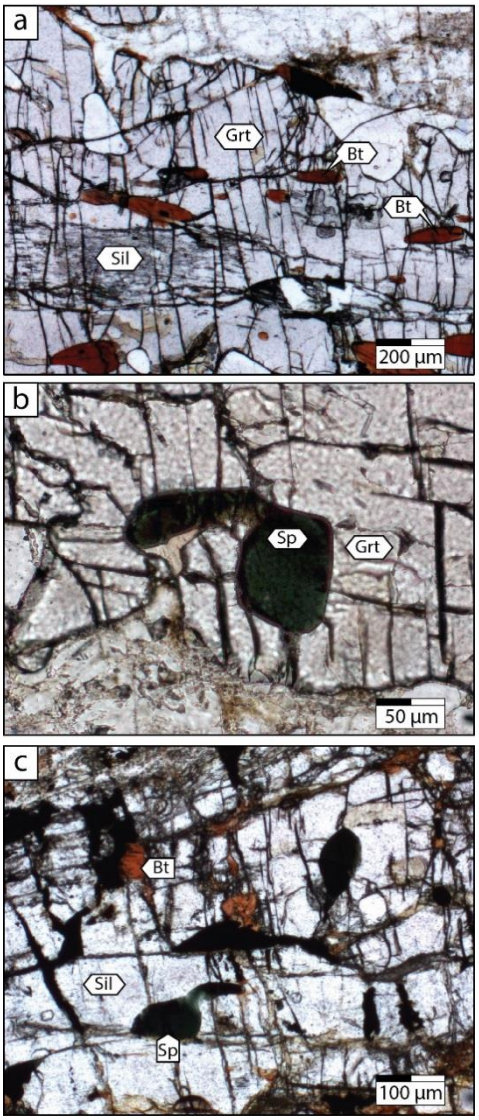

Figure 3.12: Optical microscopy photomicrographs of the garnet and spinel-bearing migmatite FZ 50: a) Biotite and fibrolitic sillimanite inclusion within a peritectic garnet. b) Dark greenish spinel as inclusion within garnet. c) Dark greenish spinel as inclusion within prismatic sillimanite of the matrix.

Samples	Biotite FZ49	Biotite FZ50	Garnet FZ50	Orthopyroxene FZ49	Orthopyroxene FZ49	Olivine FZ49
Comments	In the matrix			Al-rich Opx	Al-poor Opx	
SiO_2	37,79	38,27	39,30	45,77	48,06	30,15
TiO_2	3,53	4,80	0,01	0,29	0,17	0,04
Al_2O_3	13,43	13,78	21,59	8,01	3,42	3,79
Cr_2O_3	0,06	0,05	0,02	0,01	0,04	0,06
FeO	16,68	10,78	27,05	31,35	34,00	55,53
MnO	0,05	0,00	0,32	0,35	0,42	0,52
MgO	13,60	17,52	10,76	13,59	13,39	9,63
CaO	0,07	0,00	1,04	0,12	0,11	0,03
Na_2O	0,27	0,10	-	-	-	-
K_2O	9,39	9,94	-	-	-	-
F	0,00	0,00	-	-	-	-
Total	94,86	95,24	100,09	99,50	99,61	99,75
Si	2,93	2,88	3,00	1,79	1,90	0,94
Ti	0,21	0,27	0,00	0,01	0,01	0,00
Al	1,23	1,22	1,94	0,37	0,16	0,14
Fe^{3+}			0,06	0,04	0,03	0,00
Cr^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	1,08	0,68	1,67	0,99	1,10	1,45
Mn	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01
Mg	1,57	1,97	1,22	0,79	0,79	0,45
Ca	0,01	0,00	0,09	0,01	0,00	0,00
Na	0,04	0,01	-	-	-	-
K	0,93	0,96	-	-	-	-
Annite	0,41	0,26	-	-	-	-
Phlogopite	0,59	0,74	-	-	-	-
Almandine	-	-	0,56	-	-	-
Pyrope	-	-	0,41	-	-	-
Spessartite	-	-	0,01	-	-	-
Grossular	-	-	0,03	-	-	-
Enstatite	-	-	-	0,45	0,42	-
Fayalite	-	-	-	-	-	0,76

Table 3.1 : Representative chemical compositions and structural formula for biotite, garnet, orthopyroxene and olivine in FZ 49 and FZ 50 migmatites.

The rims of the peritectic garnet (Grt_{II}) are almost inclusion-free, except for rare rounded quartz and spinel inclusions (Sp_{II} ; Figure 3.12b) consistent with the reaction

(2) $Bt_I + Sil_I (\pm Qz) = Grt_{II} + Sp_{II} + Liq$

Garnet II is homogeneous in composition with X_{alm} = 56% and X_{gros} = 3% (Table 3.1). Peritectic spinel (Sp_{II}) is also observed in the matrix and as inclusion within late prismatic sillimanite (Sil_{III}) and ternary feldspar. Spinel grains are in composition hercynite and spinel rich (X_{herc}57%, X_{sp}30%, Table 3.2).

Samples	Spinel		
	FZ49		FZ50
Comments	Sp in Sill	Sp in Opx-Sp-Crd	
SiO_2	0,07	0,08	0,14
TiO_2	0,22	0,39	0,01
Al_2O_3	60,31	58,41	55,99
Cr_2O_3	1,19	0,14	2,54
FeO	24,46	34,56	29,36
MnO	0,04	0,17	0,00
MgO	8,67	5,17	7,64
ZnO	4,62	0,37	3,17
Total	99,59	99,28	98,84
Si	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,01	0,00
Al	1,95	1,94	1,86
Fe^{3+}	0,01	0,03	0,08
Cr^{3+}	0,03	0,00	0,06
Fe^{2+}	0,56	0,78	0,62
Mn	0,00	0,00	0,00
Mg	0,36	0,22	0,32
Zn	0,09	0,01	0,07
Hercynite	0,54	0,76	0,57
Spinel	0,35	0,21	0,30
Galaxite	0,00	0,00	0,00
Gahnite	0,09	0,01	0,06
Cr-Spinel	0,01	0,00	0,03
Fe^{3+}-Spinel	0,00	0,02	0,04
Ti-Spinel	0,00	0,00	0,00

Table 3.2 : Representative chemical compositions and structural formula for spinel in FZ 49 and FZ 50 migmatites

In the matrix, biotite grains are 100 to 300 µm in size and show a high TiO_2 content (X_{phl} = 74%, TiO_2 = 4.8% Table 3.1). This composition is consistent with high temperature conditions of equilibrium, suggesting that these matrix biotite crystals may belong to the prograde and/or peak metamorphic assemblage (e.g. Dooley & Patiño Douce, 1996). Ilmenite and rutile are present as accessory minerals and may attest to partial melting of Ti-rich biotite I. In addition, very few corundum grains (5−10 µm in size) are observed in the leucosome.

Retrograde assemblage

The matrix is characterized by large prismatic sillimanite grains that generally contain spinel inclusions (Figure 3.12c), or is developed in the vicinity of spinel. Spinel is also present in feldspar. These textural observations suggest that these minerals could have been formed by a back melting reaction like:

(3) Sp + Liq = Sil + Grt + Kfs

3.4.3 Olivine-bearing migmatite: sample FZ 49

Petrographic description

This sample, located in the contact aureole of a mafic intrusion, shows a complex mineralogy with numerous local mineral assemblages in the matrix and millimeter size domains containing very fine symplectites. The matrix is composed of (1) micrographic intergrowth of quartz and alkali feldspar, (2) biotite (X_{Phl} = 59%, Table 3.1), (3) prismatic sillimanite that contains spinel relicts (X_{Herc} = 54%, ZnO = 4.62%, Table 3.2) as inclusions (Figure 3.13b) and (4) accessory minerals like graphite and ilmenite. Where prismatic sillimanite is in the vicinity of fine symplectitic domains, it is partially pseudomorphosed into spinel (X_{Herc} = 76%, ZnO = 0.4%, Table 3.2) and cordierite (X_{Mg} = 73.6%, Table 3.3) association (Figures 3.13b and 3.14a, b). This spinel appears also within symplectitic domains as elongated and aligned aggregates (Figure 3.13c).

Sample	Cordierite	
	FZ49	
Comments	Crd in Sp-Crd	Crd in Opx-Sp-Crd
SiO_2	46,32	47,74
TiO_2	0,01	0,00
Al_2O_3	33,19	32,81
FeO	9,66	9,43
MnO	0,11	0,16
MgO	7,53	8,09
CaO	0,09	0,02
Na_2O	0,34	0,15
K_2O	0,29	0,23
Total	97,55	98,62
Si	4,81	4,90
Ti	0,00	0,00
Al	4,06	3,97
Fe^{3+}	0,43	0,28
K	0,04	0,03
Fe^{2+}	0,41	0,53
Mn	0,01	0,01
Mg	1,17	1,24
Ca	0,01	0,00
Na	0,07	0,03
X_{Mg}	0,74	0,69

Table 3.3 : Representative chemical compositions and structural formula for cordierite in the olivine-bearing FZ 49 migmatite.

The symplectitic domains are dark and elongated up to 2 cm long pockets that parallel the foliation. Based on backscattered images images, we distinguished two types of symplectite, named types I and II (Figure 3.14a). The elongated shape and size of the symplectitic domains observed in the contact aureoles are similar to those of garnet porphyroblasts within the migmatite (FZ 50) that may represent the protolith of the Fe-rich olivine-bearing migmatite (FZ 49) (Figure 3.13).

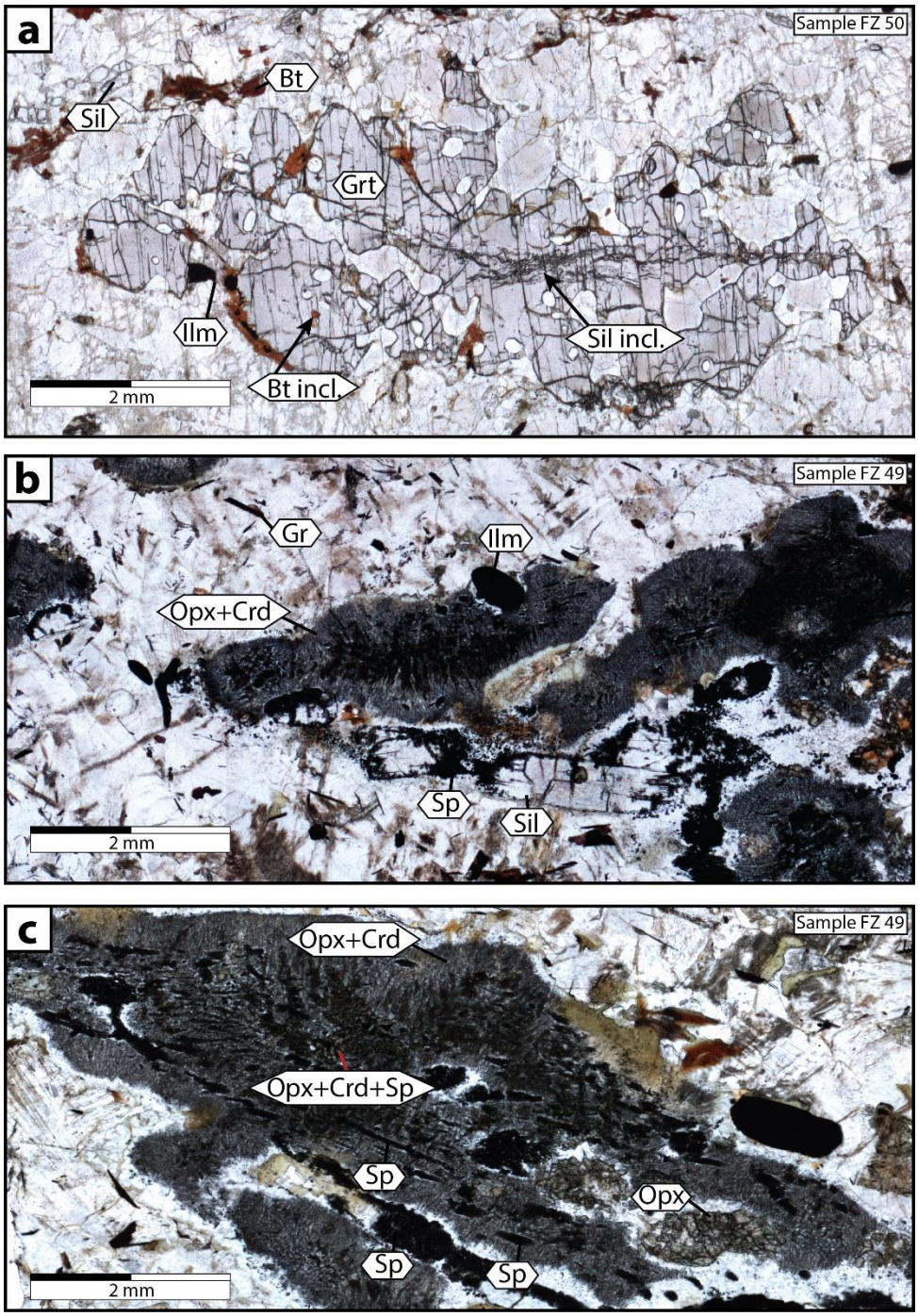

Figure 3.13 : Optical microscopy photomicrographs of the garnet and spinel-bearing migmatite FZ 50 and the olivine-bearing migmatite FZ 49: a) Garnet with aligned sillimanite inclusions in a matrix composed of quartz, feldspar, prismatic sillimanite, biotite and ilmenite. b) Symplectitic domains with prismatic sillimanite partially pseudomorphosed in black spinel. c) Petrographic zonation within symplectitic domain with Opx–Sp–Crd and Opx–Crd assemblages. Aligned black spinels occurred within the symplectitic domain.

Symplectite I consists of an orthopyroxene (X_{En} = 44.5%, Al_2O_3 = 8%, Table 3.1), cordierite (X_{Mg} = 69.5%, Table 3.3) and spinel (X_{Herc} = 76%, ZnO = 0.37%, Table 3.2) assemblage (Figures 3.13c and 3.14a). In the cores, orthopyroxene is the most abundant phase and contains numerous small rounded spinel inclusions. Cordierite appears as isolated and

irregular crystals in a much lower proportion (55-60%) and contains relict inclusions of orthopyroxene and spinel (Figure 3.14c). The relative proportion of orthopyroxene-spinel and cordierite evolves toward the domain's rim with a significant decrease of the Opx–Sp proportion (from 40–45% to 20–25%) with respect to cordierite (Figure 3.14d). In this same domain's rim, orthopyroxene presents a skeletal aspect with typical concave smooth grain boundaries (white arrows, Figure 3.14e). The replacement of orthopyroxene by cordierite may be depicted by the progressive "release" of former spinel inclusions that ultimately forms small isolated grains within cordierite (Figure 3.14e). Rare and small (5-10 µm) osumilite has been observed in association with cordierite. The orthopyroxene becomes more Al-poor compared to the core of the symplectite I (X_{En} = 42%, Al_2O_3 = 3,42%, Table 3.1) (Figure 3.13b,c).

Symplectite II consists of Opx + Sp + Ol assemblage, observed in the inner core of large domains (200 to 500 µm, Figure 3.14a). These symplectites II are extensively altered into cordierite but the former assemblage is inferred by the local observation of direct contacts between orthopyroxene, spinel and olivine (Figure 3.14f). The breakdown into cordierite is defined by the same textural observations made in symplectite I: concave grain boundaries, skeletal aspect of orthopyroxene and olivine, and isolated orthopyroxene and spinel inclusions. Olivine is iron rich with X_{Fa} = 76% (Table 3.1).

Local chemical composition of symplectitic domains and significance

In order to discuss the origin of the symplectitic domains, their local chemical composition has been recalculated. Modal proportions of orthopyroxene, spinel, cordierite and olivine have been estimated by analysis of backscattered images. Assuming that the volume proportion can be approximated by modal proportion, we converted it into weight percent using mineral densities (fayalite, 4.11 g/cm^3 ; spinel 3.87 g/cm^3 ; orthopyroxene 3.53 g/cm^3 ; cordierite 2.65 g/cm^3). Electron microprobe chemical analysis of the different phases (in weight percent) allowed the calculation of the chemical compositions of symplectitic domains (Table 3.4). The recalculated local composition (RLC) of each symplectitic domain is consistent with a garnet composition (Table 3.4). Indeed, recalculation from the RLC composition gives the following garnet formula $Fe^{2+}_{1.37}Mg_{1.18}Ca_{0.01}Mn_{0.02}Al_{2.12}Si_{3.3}O_{12}$. A slight excess of cation charge of 0.73 is noted but expected considering that the composition was recalculated and that previous garnet contained inclusions that would have slightly modified the chemical composition. Furthermore, the recalculated garnet is Alm53% that is consistent with the Alm55% of garnet from the sample FZ 50. In addition, it is worth noting that the occurrence of

spinel grains within the symplectitic domain are aligned in the same way as sillimanite grains within the garnet porphyroblasts of migmatite FZ 50. This is a further argument to support the symplectites being formed by pseudomorphing of garnet porphyroblasts.

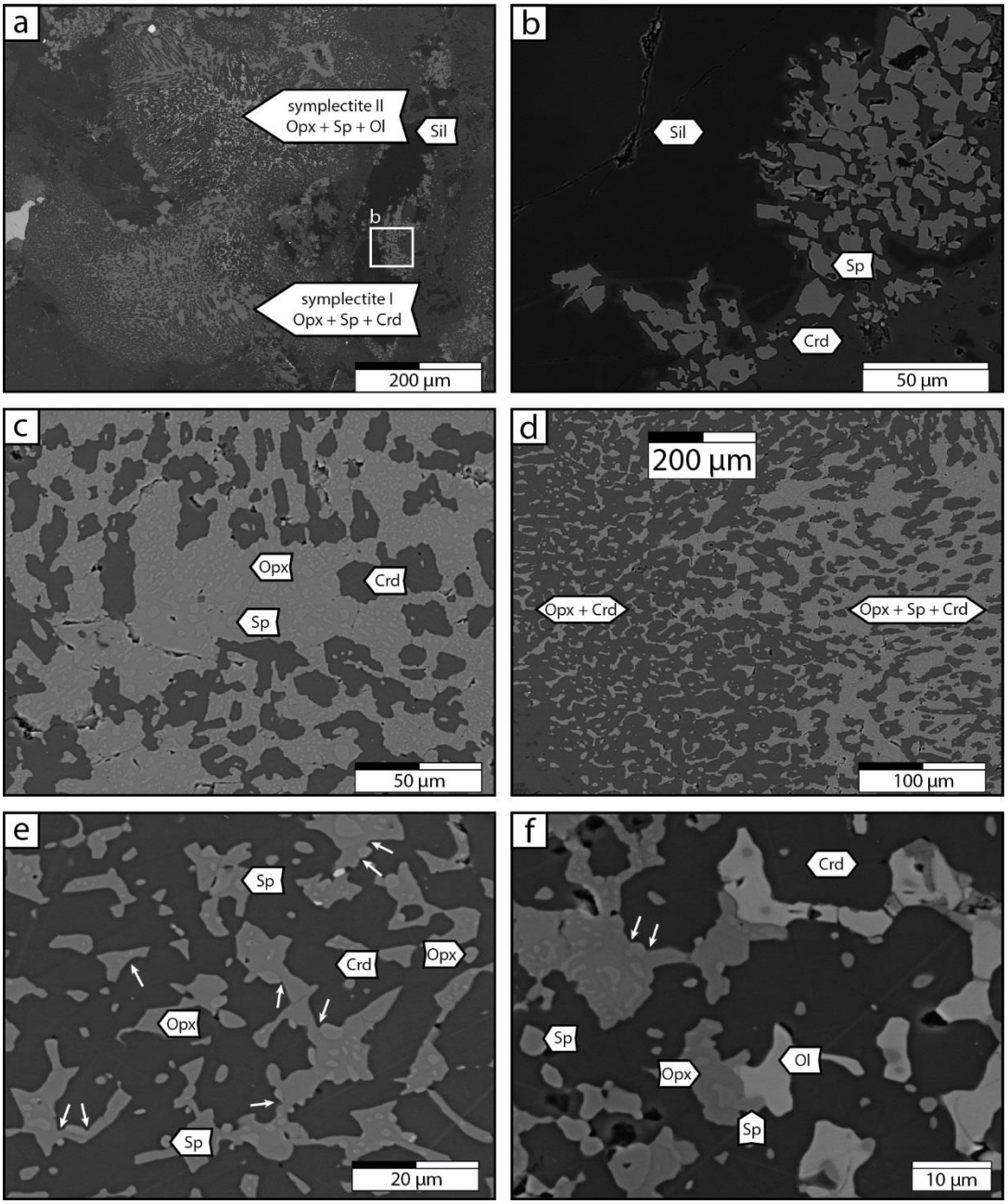

Figure 3.14 : Back-scattered photomicrographs of the olivine-bearing migmatite FZ 49: a) large view of the symplectitic domain showing the Opx–Sp–Crd assemblage, the olivine-bearing assemblage and the partially pseudomorphosed prismatic sillimanite at both sides; b) Zoom on the pseudomorphosis of prismatic sillimanite in a Sp–Crd assemblage; c) Zoom on the Opx–Sp–Crd assemblage; d) Evolution of the Opx–Sp–Crd assemblage into a Opx–Crd assemblage toward the symplectitic domain rim; e) Concave triple contacts between orthopyroxene, spinel and cordierite grains (white arrows); f) Zoom on the Opx–Sp–Ol assemblage. Concave triple grain boundaries between orthopyroxene, spinel and cordierite grains could be observed in the adjacent Opx–Sp–Crd assemblage (white arrows).

Samples	FZ49	FZ49 RLC	FZ50	FZ252
SiO_2	61,91	43,09	61,28	58,03
TiO_2	0,67	0,16	0,97	0,87
Al_2O_3	18,96	23,51	20,00	20,60
Fe_2O_3	6,79	21,41	7,97	10,47
MnO	0,09	0,25	0,07	0,13
MgO	2,28	10,34	2,86	3,35
CaO	0,99	0,06	1,20	0,57
Na_2O	2,52	0,07	1,83	1,03
K_2O	3,75	0,11	3,36	3,98
P_2O_5	0,06	-	0,04	0,05
LOI	1,04	-	0,41	0,01
Cr_2O_3	0,02	0,05	0,02	0,03
ZnO	-	0,04	-	-
Total	99,08	99,08	99,99	99,14

Table 3.4 : Bulk-chemical compositions of the analyzed samples and recalculated local composition used for pseudosection calculations of the olivine-bearing migmatite and the sapphirine-bearing granulite. The recalculated local composition FZ 49 RLC models the symplectitic domains and is calculated using the amount and chemical analysis of the different mineralogical phases (see text for explanations).

3.4.4 Sapphirine-bearing granulite: sample FZ 252

Sample FZ 252 is a sapphirine-bearing granulite. Similar rocks from the same outcrop has been previously studied by Santosh et al. (2012). In this section we combine our own observations with those already published.

Garnet cores contain fibrolitic sillimanite, biotite and quartz that typically indicate a biotite dehydration melting reaction (1) during the prograde evolution. Metamorphic peak is in the sapphirine–quartz stability field as evidenced by pristine grain boundaries between sapphirine and quartz (Figure 3.15a). The peak assemblage is characterized by a sapphirine, quartz, spinel, garnet assemblage that developed in the presence of melt. This former presence of melt is inferred from the quartz and ternary feldspar assemblage and from peritectic garnet. The origin of sapphirine and spinel in the peak assemblage is attributed to the following reactions:

(4) Grt + Sil = Spr + Sp + Qz

(5) Sp + Qz + Sil = Spr

Within the outer rim of garnet porphyroblasts, inclusions of spinel, sapphirine and quartz are observed (Figure 3.15b). Some spinel and sapphirine grains are mantled by a thin sillimanite corona (Figure 3.15c) or appear as inclusions within prismatic sillimanite. This sillimanite was possibly formed through the reversed reaction (4) during the cooling path:

(6) Spr + Sp + Qz = Grt + Sil

Finally, we observed some garnet partially pseudomorphosed into cordierite ± orthopyroxene (Figure 3.15d), that may evidence the reaction:

(7) Grt + Qz = Crd + Opx (Harley 1989 ; Santosh et al., 2007a)

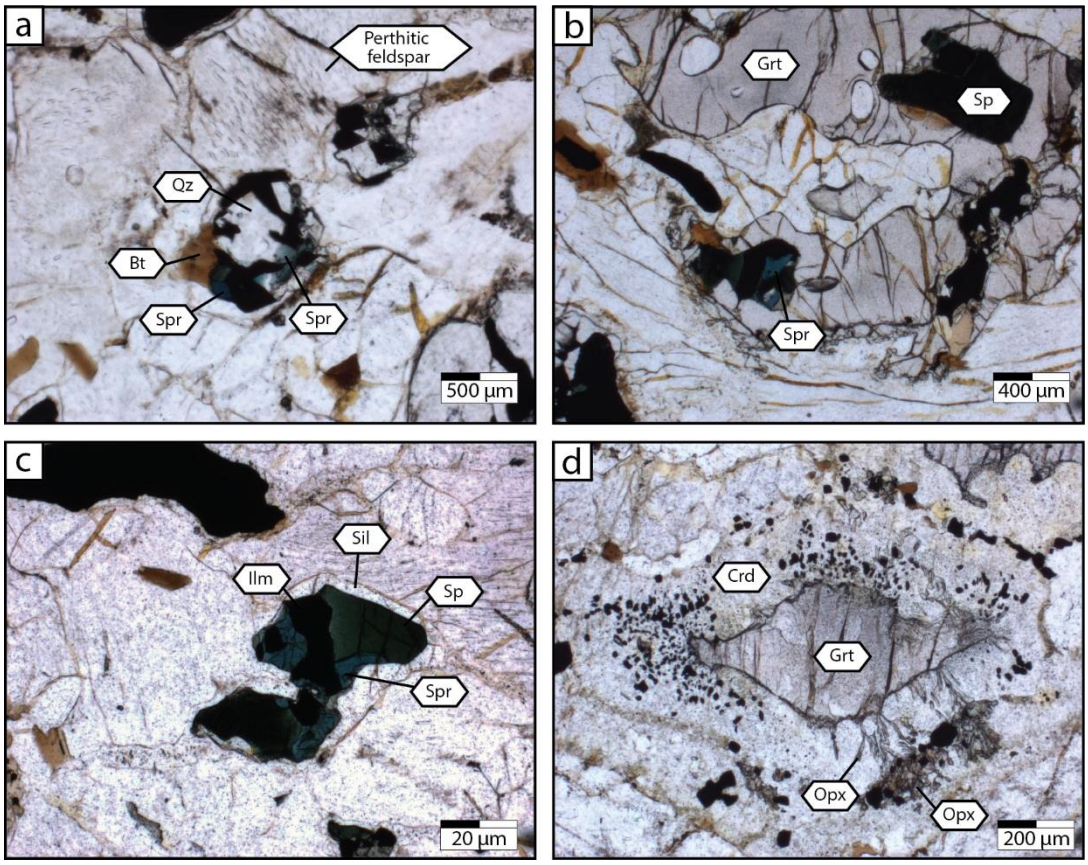

Figure 3.15 : Optical microscope photomicrographs of the Spr-bearing granulite FZ 252: a) contact between sapphirine and quartz ; b) garnet grain with a cordierite ± orthopyroxene corona ; c) Sapphirine grain included within prismatic sillimanite ; d) Garnet with inclusions of quartz, spinel and sapphirine. See text for a detailed explanation.

3.5 Mineral phase equilibria modelling and thermobarometry

Phase equilibria modelling has been conducted on the olivine-bearing migmatite (FZ 49) in order to better understand the phase relations of this unusual Fe-rich migmatite, and understand the *P–T–X* significance of metamorphic olivine-bearing assemblage. Although samples from the same outcrop from which sample FZ 252 was collected have been extensively studied (Santosh et al. 2012), phase equilibria modelling has been undertaken here in order to further elucidate the shape of the *P–T* path inferred from this rock (clockwise versus anti-clockwise *P–T* path).

3.5.1 Fe-rich olivine-bearing migmatite (FZ 49)

The olivine-bearing migmatite shows a high textural complexity with numerous symplectites related to local equilibria. An isochemical phase diagram computed with a single bulk rock composition cannot account for all the local domains and assemblages observed in the symplectitic domains (i.e. Figure 3.14a). Furthermore, metamorphic olivine in UHT pelitic granulites has never been described. An initial analysis of its phase relations in the simplified FAS, KFAS, KFMAS and KFMASH systems was undertaken (Figure 3.16) with the thermodynamic data of Holland & Powell, (1998, revised in 2003) using the Perple_X 6.7.2 software (Connolly & Petrini, 2002 ; Connolly, 2005). In both *P–T* projections and sections, Ti and Fe^{3+} are not considered because the main goal is to investigate the first order phase relations of olivine-bearing assemblages at UHT conditions. Although these components may have an influence on the absolute location of equilibrium, the amount of Ti and Fe^{3+} is probably insignificant if the symplectitic domains are assumed to have formed at the expense of garnet porphyroblasts. Phases included in the *P–T* projections are garnet, sillimanite, cordierite, olivine, orthopyroxene, spinel, feldspar and melt. Although quartz is present in the rock, it does not appear within the symplectitic domain (Figure 3.14) and is therefore not considered.

Quartz-undersaturated and olivine-bearing P–T projection

The equilibria were computed using solid solution models presented in the caption of Figure 3.16. The *P−T* projection in Figure 3.16a was computed in the KFMAS system, and also

shows univariant equilibria in the sub-systems FAS, KFAS and FMAS. There is one stable KFMAS invariant point, [Ol] at 0.68 GPa and 1080°C with seven univariant equilibria that are used to define the stability field of the main assemblages. Among these seven univariant equilibria, the (Ol, Liq, Kfs) Opx + Sil = Grt + Sp + Crd is degenerated in a FMAS sub-system and is associated with the FMAS [Kfs, Ol] invariant point located at 0.70 GPa and 1150°C. An Ol-bearing KFMAS univariant equilibrium (Grt + Kfs = Opx + Ol + Sp + Liq) is stable at ultra-high temperature between 1000°C and 1050°C for pressure greater than 0.3 GPa.

Seven "stability fields" of main assemblages are defined using the H_2O-free KFMAS univariant equilibria (Figure 3.16b), with all having K-feldspar and melt present. The main characteristic of this phase diagram is that the "low temperature" side is characterized by garnet-bearing assemblages while at temperatures greater than 1000 to 1100°C, orthopyroxene and spinel-bearing assemblages are stable. In more details, at ~1000°C, Grt + Sil + Opx (green field, Figure 3.16b) and Grt + Sil + Crd (blue field, Figure 3.16b) assemblages are stable. They are separated by the well-known, pressure-dependent, KFMAS univariant equilibrium (Ol, Sp) Opx + Sil + Liq = Grt + Kfs + Crd (e.g. Figure 1 in Kelsey et al., 2005), and at high temperature by the KFMAS univariant equilibria (Ol, Crd) and (Opx, Ol) leading to Opx + Sil + Sp and Grt + Sp + Crd assemblages respectively. The stability of the Grt + Sp + Crd assemblage occurs between 950°C and 1080°C and between 0.23 GPa and 0.68 GPa bounded at high temperature by the KFMAS univariant equilibria (Ol, Sil) Grt + Kfs + Crd = Opx + Sp + Liq (pale green, Figure 3.16b).

Above the (Ol, Sil) univariant equilibrium, orthopyroxene-spinel bearing assemblages are stable. The Opx + Sp + Crd assemblage is stable between 960°C and 1050°C at 0.23−0.68 GPa (red field, Figure 3.16b) and evolves to Opx + Sp + Ol above the KFMAS univariant equilibria (Crd, Sil) Grt + Kfs = Opx + Sp + Ol + Liq (brown field, Figure 3.16b). Finally, another olivine-bearing assemblage (Ol + Sp + Crd) is stable at very high-temperature and low pressure (orange field, Figure 3.16b). Although these *P–T* conditions are unrealistic, we will see below that an addition of water into the system can stabilize this assemblage at higher pressure and lower temperature.

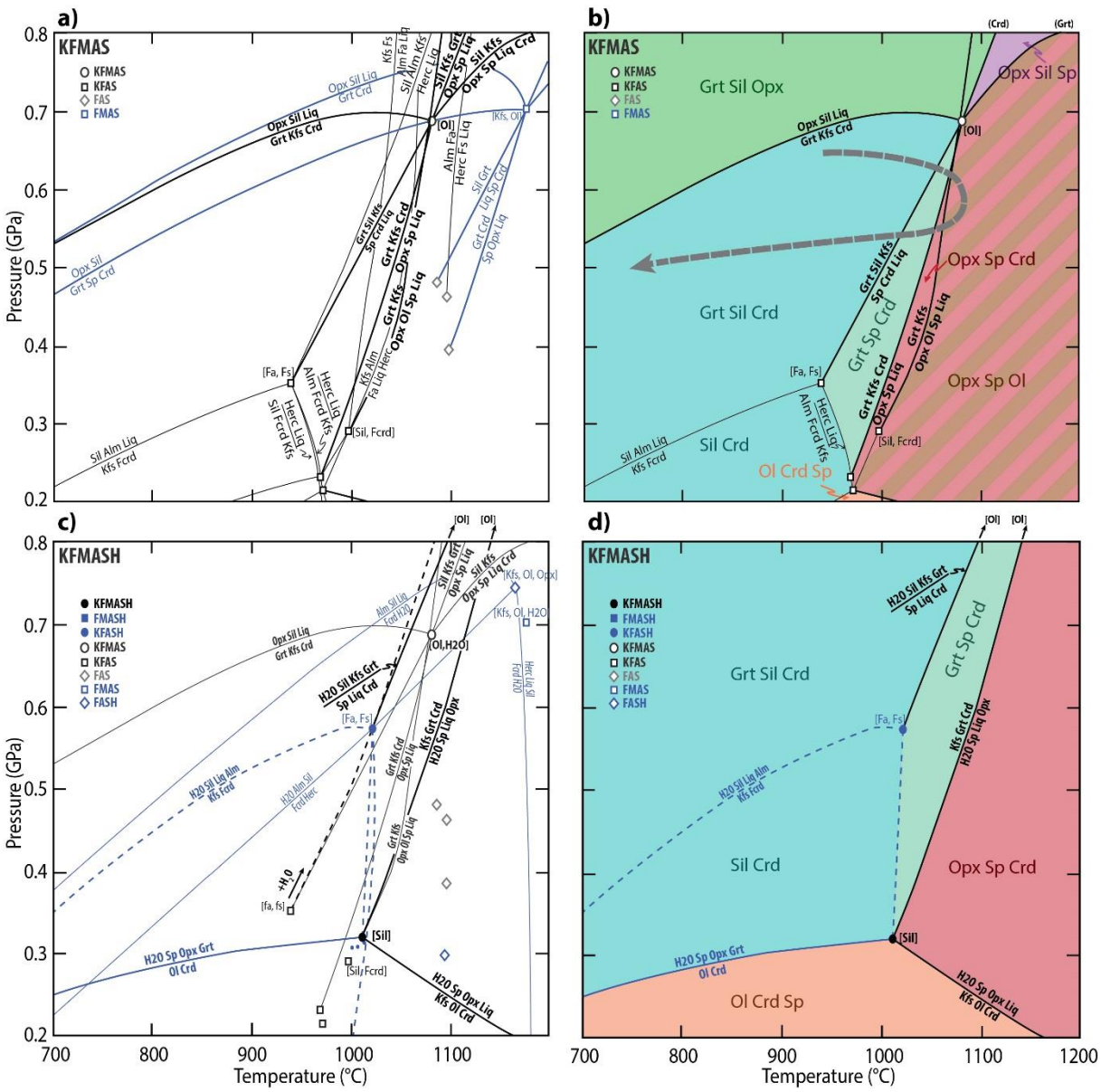

Figure 3.16 : a) Petrogenetic grids in the KFMAS system (KFMAS univariant equilibria ,thick black lines, FMAS univariant equilibria, blue lines and KFAS univariant equilibria ,thin black lines); b) Corresponding mineral assemblages of the KFMAS system (color fields); c) Petrogenetic grids in the KFMASH system (KFMASH univariant equilibria, thick black lines, FMASH univariant equilibria, thick blue lines, KFASH univariant equilibria, blue dashed lines and FASH univariant equilibria in thin blue lines); d) Corresponding mineral assemblages of the KFMASH system (color fields). Used solution models: Gt(WPPH),White, Pomroy, & Powell, (2005); Sp(HP), Perple_X data set ; Opx(HP),Holland & Powell, (1996); hCrd, Perple_X data set; O(HP), Holland and Powell (1998).

Although granulite rocks are generally considered as anhydrous, the effect of water must be considered in mineral-melt equilibria at UHT, and more particularly when cordierite is involved (e.g. Harley & Thompson, 2004). Indeed volatile content (H_2O and CO_2) of cordierite, and more generally water activity, has a significant influence on phase relations (e.g. Harley & Thompson, 2004). Here, we only consider the role of H_2O. The $P-T$ projection in the KFMASH system (Figure 3.16c) shows, as expected, the translation towards higher pressure of cordierite-

bearing assemblages. For instance, the simplified FAS invariant point [Fa, Fs] is translated at about 0.35 GPa and 950°C when considering hydrous cordierite. In the KFMASH system, a new stable [Sil] invariant point appears at ~1010°C for 0.31 GPa. In the same way, the [Ol] invariant point is translated to much higher pressure. Using the univariant (Sil) absent equilibria and the stable (Opx, Ol), four main stability fields are defined. Like for the KFMAS system, the "low temperature" side of the *P−T* diagram is characterized by the stability of garnet-bearing Grt + Sil + Crd and Grt + Sp + Crd assemblages. At high temperature, above ~1050°C, and considering the KFMASH (Sil, Ol) equilibrium Grt + Kfs + Crd = H_2O + Opx + Sp + Liq, the main stable assemblage is Opx + Sp + Crd (red-colored field in Figure 3.16d). In the presence of H_2O, the Opx + Sp + Ol assemblages is no longer stable. The Ol + Sp + Crd assemblages, that was stable at very-low pressure in the KFMAS system, is extended to slightly higher pressure (up to 0.3 GPa) and a larger temperature range (from 700 to ~1100°C) (orange-colored field, Figure 3.16d).

P–T sections

One of the main challenges in modeling phase relations in rocks that have individual domain areas of equilibrium, like sample FZ 49, is to define accurately the relevant effective domain composition (refer later as Recalculated Local Composition : RLC), to compute a P−T phase diagram section. Despite such difficulties, phase diagram sections have been calculated to refine the P−T conditions of the stability of Opx + Sp + Crd and Opx + Sp + Ol assemblages in FZ 49. Prior to the pseudosection calculation, a chemical projection in a FMAS tetrahedron was performed in order to observe the relationships of the RLC (Figure 3.17, build using CSpace software, Torres-Roldan, Garcia-Casco, & Garcia-Sanchez, 2000) with measured phase composition, and to investigate the possible effect of minor local composition on phase relations. The ultimate goal is to define a compositional vector that could account for the co-existence of Opx + Sp + Crd and Opx + Sp + Ol in the symplectites.

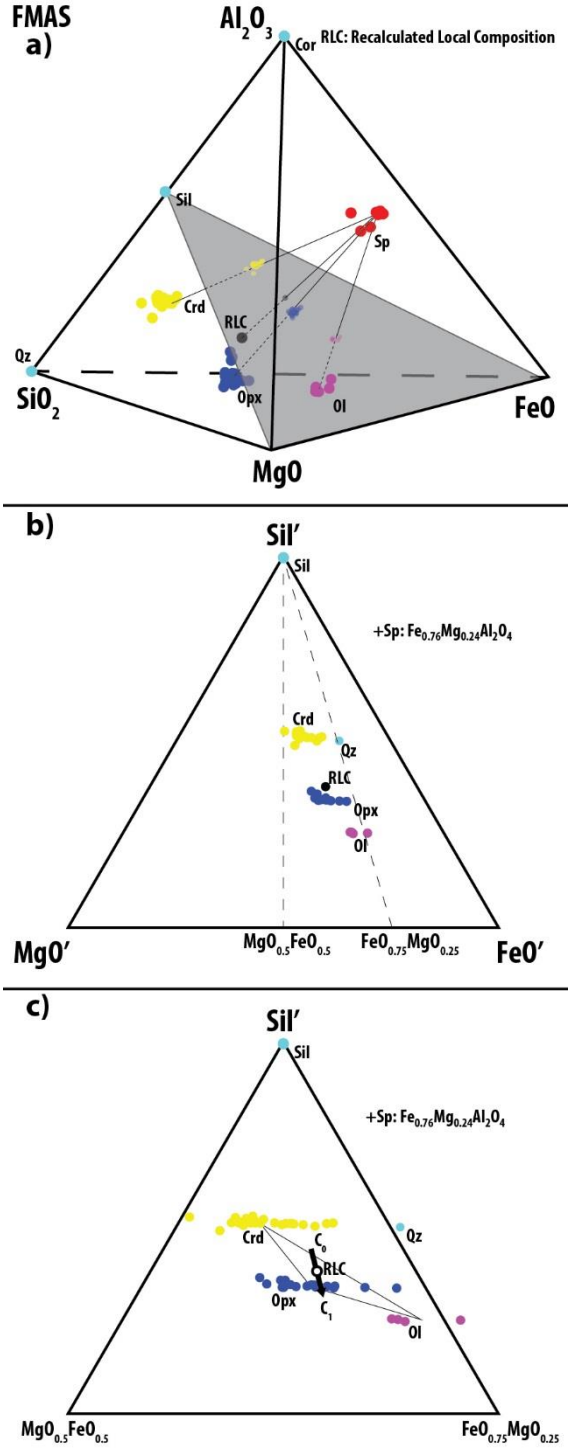

Figure 3.17 : a) Chemiographic projections in a FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2 tetrahedron using Cspace software (Torres-Roldan, Garcia-Casco, & Garcia-Sanchez, 2000). Spinel, cordierite, orthopyroxene and olivine were projected using microprobe chemical analysis on the FZ 49 olivine-bearing migmatite. Recalculated Chemical Composition (RLC) of the symplectitic domain was also projected; b) A projection from the spinel on the grey plane was constructed. nSil'= $nSiO_2$; nMgO' = nMgO – 0.24(nAl_2O_3–$nSiO_2$); nFeO' = nFeO – 0.76(nAl_2O_3–$nSiO_2$). c) This last projection show the RLC located in the Crd–Opx–Sp stability "field" and a potential vector of chemical variation (black arrow) toward the Opx–Ol–Sp stability field between C_0 and C_1 compositions (using in the diagram Figure 10b). nSil'= $nSiO_2$; nMgO' = 2(-0.5nFeO + 1.5nMgO + 0.02nAl_2O_3 – 0.02$nSiO_2$); nFeO' = 2[nFeO – nMgO – 0.52(nAl_2O_3–$nSiO_2$)].

Phase and recalculated local compositions are projected from spinel, which is in excess in the symplectite, into a sillimanite' - FeO' - MgO' plane (grey plane on Figure 3.17a, b). In this first projection, nSil' = $nSiO_2$, nMgO' = nMgO – 0.24(nAl_2O_3-$nSiO_2$) and nFeO' = nFeO – 0.76(nAl_2O_3-$nSiO_2$). To better visualize the phase relations, the range in MgO'/FeO'+ MgO' is restricted between 0.25 and 0.50 (Figure 3.17c) such as nSil' = $nSiO_2$, $nMgO_{0.5}FeO_{0.5}$' = 2(-0.5nFeO + 1.5nMgO + 0.02 nAl_2O_3 – 0.02$nSiO_2$) and $nMgO_{0.25}FeO_{0.75}$' = 2[nFeO – nMgO - 0.52(nAl_2O_3-$nSiO_2$)]. Figure 3.17b, c shows that the RLC is projected onto divariant orthopyroxene–cordierite tie-lines which is consistent with the most common symplectitic assemblage observed in FZ 49 (i.e. orthopyroxene, spinel and cordierite). Olivine would be stable for RLC slightly depleted in sillimanite' component, at constant MgO'/FeO' ratio. This compositional vector is shown as a black arrow in Figure 3.17c. To better highlight the influence of chemical local variations along this vector, we have computed two phase diagrams: (1) A *P–T* phase section with the RLC (Figure 3.18a ; Table 3.4) and (2) a T−X at P= 0.5 GPa with X varying from a C_0 to C_1 composition that belong to the compositional vector (Figure 3.18b, see Figure 3.17c for location of these compositions and Table 3.4). The C_0 and C_1 compositions correspond to an A/AFM ratio of 0.415 and 0, respectively.

The *P−T* phase diagram section (Figure 3.18a) is computed in a simplified KFMASH system in order to be easily compared with the P−T projections presented above. Water content was estimated by a $T–(M_{H2O})$ diagram at 0.5 GPa. This phase diagram shows a large stability field for the Opx + Sp + Crd assemblage up to 0.75 GPa for temperatures ranging from 900°C to more than 1200°C (Figure 3.18a). Although, this *P−T* stability field is very broad, it is consistent with the *P−T* conditions inferred from *P−T* projections (Figure 3.16). Olivine-bearing assemblages are not predicted in this *P−T* pseudosection. However, the *T–X* phase diagram in Figure 3.18b shows that a slight variation along the compositional vector defined previously towards the C_1 composition (Al-poor composition) will stabilize an Opx + Sp + Ol assemblage, at the expense of Opx + Sp + Crd for temperatures between ~970 and 1100°C, at 0.5 GPa.

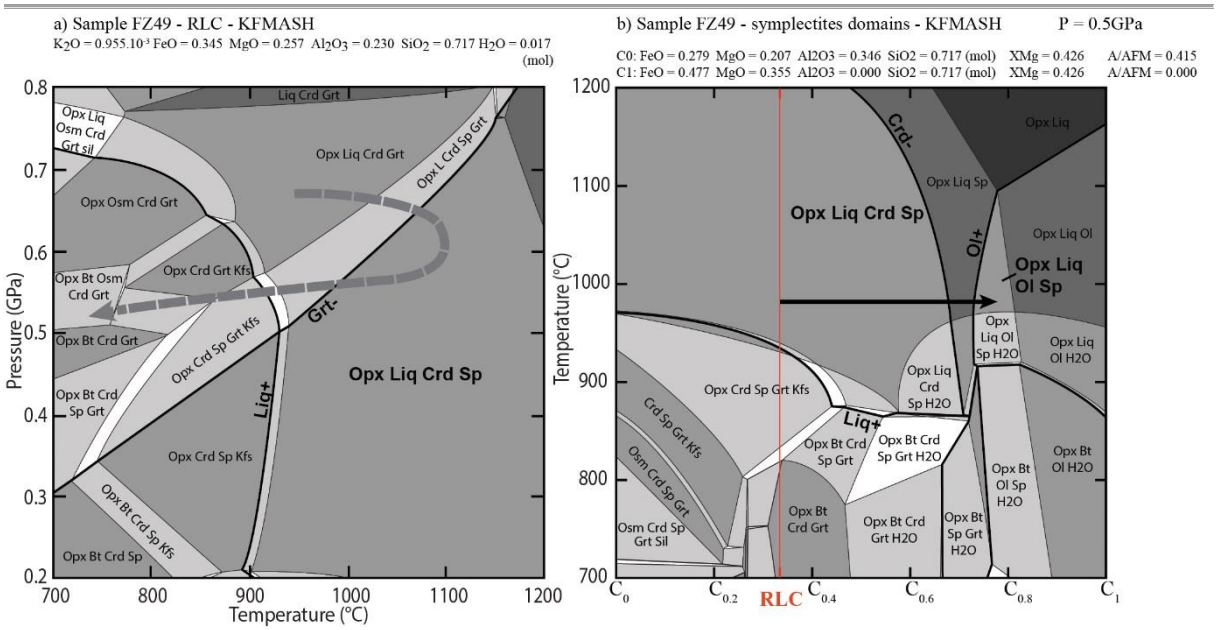

Figure 3.18 : a) Pseudosection in the KFMASH system of the olivine-bearing migmatite FZ 49 using the recalculated local composition RLC (Table 4) and solution models: Gt(WPPH), White et al. (2005) ; Sp(HP), Perple_X data set ; Opx(HP), Holland & Powell (1996) ; hCrd, Perple_X data set ; O(HP), Holland & Powell (1998) ; Bio(TCC),TajčManová, Connolly, & Cesare, (2009b) ; melt(HP), Holland & Powell, (2001),White, Powell, & Holland, (2001) ; Osm(HP), Holland, Babu, & Waters, (1996). Gray dashed arrow corresponds to the P–T path for the olivine-bearing migmatite FZ 49. b) TX diagram at 0.5 GPa modeling the potential chemical variation within symplectitic domain between C_0 and C_1 composition with a constant X_{Mg}. The two main assemblages of the symplectitic domains could be observed at the same P–T conditions.

Interpretation of the metamorphic evolution of the olivine-bearing migmatite

Although the prograde assemblage has been significantly overprinted by the peak metamorphic assemblage, textural observations and recalculated local composition of symplectitic domains, suggest that garnet was part of the prograde assemblage in equilibrium with sillimanite and probably cordierite. Petrogenetic grids in KFMAS and KFMASH system show that the Grt + Sil ± Crd stability field is constrained in pressure by the univariant (Ol, Sp) equilibrium Opx + Sil + Liq = Grt + Kfs + Crd (Figure 3.16b). The absence of orthopyroxene in the matrix of the olivine-bearing migmatite FZ 49 and in the protolith FZ 50 indicates that the prograde path could not exceed 0.65 GPa, assuming anhydrous conditions (Figure 3.16a, b). This assemblage is stable to temperatures up to ~1000°C.

The reaction microstructures with prismatic sillimanite consumed to produce cordierite and spinel (Figures 3.13b and 3.14a, b) are consistent with the classic FMAS equilibrium (e.g.Brandt, Klemd, & Okhusch, 2003) Grt + Sil = Sp + Crd. In the $P-T$ projection of Figure 3.16, the (Opx, Ol) equilibrium in the KFMAS and KFMASH system:

(8) Grt + Sil + Kfs ± H_2O = Sp + Crd + Liq

This equilibrium is stable above the KFAS and KFASH [Fa, Fs] invariant point. The location of this invariant point gives a minimal pressure constraint of 0.36 GPa and 0.57 GPa for anhydrous and water-saturated conditions respectively. Again, assuming anhydrous conditions, we therefore propose an isobaric heating between 0.36 and 0.65 GPa.

The symplectite I (Opx + Sp + Crd) is stable for temperatures greater than 1000 to 1050°C at pressures between 0.36 and 0.65 GPa defined for the isobaric heating. Symplectite I results from garnet breakdown through the (Sil, Ol) equilibrium (Figure 3.16):

(9) Grt + Kfs + Crd = Opx + Sp + Liq ± H_2O

The $P-T$ projection computed in the KFMAS system under anhydrous conditions (Figure 3.16b) suggests, that for the defined pressure range (0.36–0.65 GPa) and temperature up to ~1060°C, olivine-bearing symplectite II (Opx + Sp + Ol) can be stable with symplectite I (Opx + Sp + Crd). However, in water saturated conditions (KFMASH), the Opx + Sp + Ol assemblage is metastable (Figure 3.16d). This suggests that isobaric heating and peak metamorphic conditions were anhydrous. Crystallization of the olivine-bearing assemblage occurred at ~1050°C via the KFMAS (Sil, Crd) equilibrium:

(10) Grt + Kfs = Opx + Sp + Ol + Liq

The co-existence of symplectite I and II reflects subtle local chemical variations in the A/AFM ratio within the pre-existing garnet crystal (Figure 3.18b).

To our knowledge, this metamorphic ultra-high temperature Opx + Sp + Ol assemblage has never been previously described. One previous study on Fe–Al rich hornfels described metamorphic olivine and cordierite symplectite association following the FMAS system equilibrium (e.g. Sawaki, 1990):

(11) Opx + Sp = Ol + Crd

However, in our case, olivine is stable with orthopyroxene and spinel whereas lobate grain margins and skeletal shape of orthopyroxene suggest that cordierite is retrograde, formed through reaction (9) (Figure 3.14f).

Finally, within the symplectite I (Opx + Sp + Crd) scarce and small (<10µm) osumilite grains occurred. We interpret the osumilite as a retrograde phase crystallizing at temperature lower than 800°C between 0.5 and 0.6 GPa (Figure 3.18a).

3.5.2 Mg-Al rich sapphirine-bearing granulite

To constrain *P−T* conditions and evolution of the Mg-Al rich sapphirine-bearing granulite FZ 252, a pseudosection was computed in a KFMASHTO system using Perple_X 6.7.2 software (Connolly & Petrini, 2002 ; Connolly, 2005). We used the whole rock chemistry presented in Table 3.4, water content and Fe_2O_3 content were determined using $T–M_{H2O}$ and $T–M_{Fe2O3}$ diagrams at 0.7 GPa.

Petrographic observations and chemical data suggest biotite dehydration melting of a possible anhydrous granulite during the prograde evolution. The pseudosection shows that biotite dehydration melting occurred at about 950°C (Figure 3.19a). The metamorphic peak assemblage, which consists of Spr + Qz + Sp + Grt + Kfs + Liq, was stable between 0.67 and 1.0 GPa at 1010 to 1150°C. Although the pressure is poorly constrained, it is consistent with previous studies (e.g. Guo et al., 2012 ; Santosh et al., 2012 ; Yang et al., 2014) that defined a pressure between 0.6 and 0.8 GPa for peak metamorphic conditions. We therefore assumed a quite isobaric heating path between 0.67 and 0.8 GPa.

The retrograde evolution is characterized by the development of Crd + Opx corona around garnet porphyroblasts, consistent with the well-known reaction produced during decompression (Harley, 1989 ; Santosh et al., 2007a):

(12) Grt + Qz = Opx + Crd

Finally, the thin coronas of sillimanite around spinel and prismatic sillimanite grains enclosing rounded spinel and sapphirine are interpreted as the products of back melting reaction (e.g. Goncalves, Nicollet, & Montel, 2004 ; Kriegsman, 2001) following a cooling/decompression path. Possible reactions related to these may be:

(13) Sp + Liq = Grt + Sil + Kfs

(14) Sp + Liq = Bt + Sil + Pl

(15) Sp + Spr + Qz = Grt + Sil

According to Figure 3.19a, b, this mineralogical evolution is consistent with a cooling from ~1050 to 850°C, with minor decompression down to a pressure of ~0.55 to 0.65 GPa.

We did not observed in sample FZ 252 any retrograde Opx + Sil assemblage as described by Santosh et al. (2007a, 2012). However, the formation of Opx + Sil assemblage during retrograde stage is also consistent with a post peak isobaric cooling.

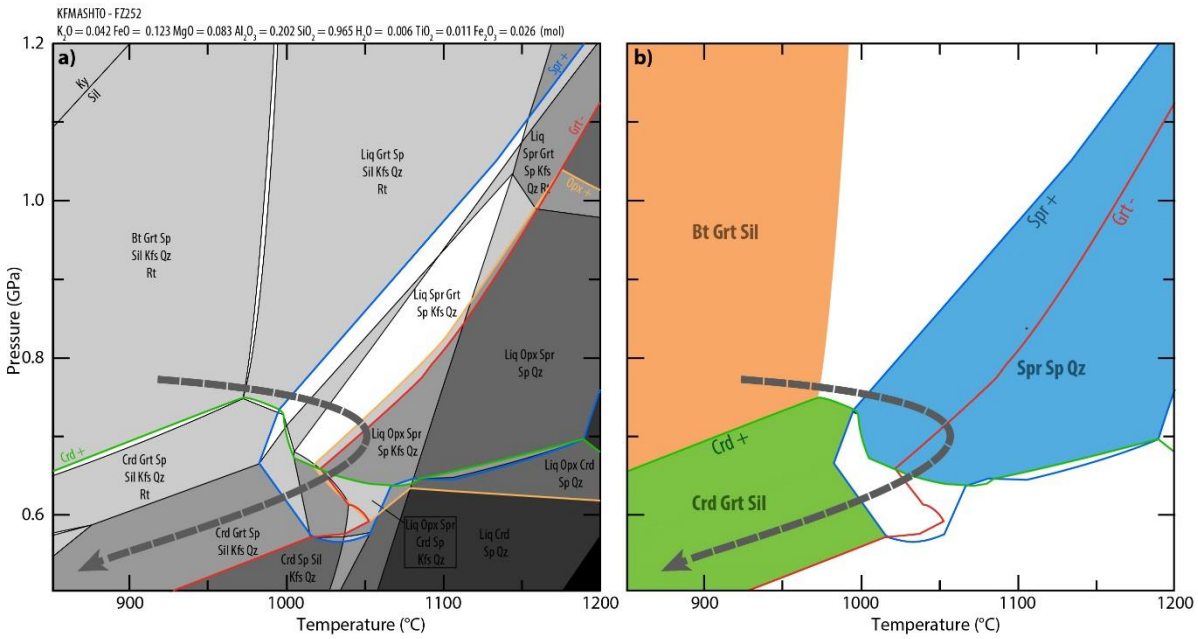

Figure 3.19 : a) Pseudosection in the KFMASHTO system of the sapphirine-bearing granulite FZ 252 using the thermodynamic database kel04ver of Kelsey et al. (2004) and solution models: Gt(HP), Holland & Powell (1998) ; Sp(WPC), White, Powell, & Clarke, (2002) ; Opx(HP), Holland & Powell (1996) ; hCrd, Perple_X data set ; Bio(TCC), Tajčmanová et al. (2009b) ; melt(HP), Holland & Powell (2001), White et al. (2001) ; Sapp(KWP), Kelsey et al. (2004). b) Gray dashed arrow correspond to the P–T path for the sapphirine-bearing granulite with the three main mineral assemblages stability fields, Bt + Grt + Sil (orange field), Spr + Sp + Qz (bleu field) and Grt + Sil + Crd (green field).

3.6 Geochronological results

3.6.1 Analytical methods

Zircon concentrates were separated from ~2 kg of the olivine-bearing migmatite and 2 kg of the adjacent gabbronoritic intrusion using standard density and magnetic separation techniques. Zircon grains were mounted in epoxy plugs that were then polished to section the crystals in half for analysis. All grains were documented with transmitted and reflected light micrographs as well as cathodoluminescence (CL) images to reveal their internal textures, and the mount was vacuum-coated with high-purity gold to reach < 20 Ω resistance prior to SIMS analysis.

U−Pb geochronology was conducted using the Cameca IMS−1280 SIMS at the Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences in Beijing. U−Th−Pb ratios and absolute abundances were determined relative to the standard zircon 91500 (Wiedenbeck et al., 1995), using operating and data processing procedures similar to those described by X.H. Li, Liu, Li, Guo, & Chamberlain, (2009). A long-term uncertainty of 1.5% (1 RSD) for $^{206}Pb/^{238}U$

measurements of the standard zircons was propagated to the unknowns (Q.L. Li et al., 2010), despite that the measured $^{206}Pb/^{238}U$ error in a specific session is generally around 1% (1 RSD) or less. Measured compositions were corrected for common Pb using non-radiogenic ^{204}Pb. Corrections are sufficiently small to be insensitive to the choice of common Pb composition, and an average of present-day crustal composition (Stacey & Kramers, 1975) is used for the common Pb assuming that it is largely surface contamination introduced during sample preparation. In the table, the uncertainties on isotopic ratio and ages are reported at a 1σ level, but in the text and diagrams, the ages are given at ± 2σ. Data reduction was carried out using the Isoplot/Ex v. 2.49 software (Ludwig, 2001). Geochronology data are reported in Table 3.5 and corresponding concordia diagrams are presented in Figure 3.20.

3.6.2 Olivine-bearing migmatite FZ 49 and gabbronoritic intrusion FZ 49B

Within the olivine-bearing migmatite (sample FZ 49), zircons grains are rounded, 50 µm to 200 µm in size with a shape ratio from 1 to 2 (Figure 3.20a) with a multifaceted appearance. The CL images revealed oscillatory concentric (Zrc 13 and 14) and/or non-geometry zoning (Zrc 2 and Zrc 4) as internal textures (Figure 3.20a). In addition, some grains display an unzoned rim surrounding euhedral cores. Zircon grains show Pb, Th and U contents of 114−401, 84−584 and 294−875 ppm respectively and Th/U ratios ranging from 0.21 to 1.03. In the concordia diagram, all analyses plot in concordant to slightly discordant position (87−103% of concordance) (Table 3.5 ; Figure 3.20b) with $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages ranging from 2.03 Ga to 1.83 Ga (Table 3.5). Among these data, analysis #12 is clearly displaced to the right and indicates the occurrence of an older component. Removing this analysis from the calculation results in an upper intercept age of 1948 ± 21 Ma (MSWD = 2.1). Eleven analyses are in concordant to sub-concordant position (98 to 103%) and yield a $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age of 1925 ± 11 Ma (MSWD = 3.3 ; N = 11, Figure 3.20b). This age is taken as our best estimate for UHT metamorphic peak of the olivine-bearing migmatite.

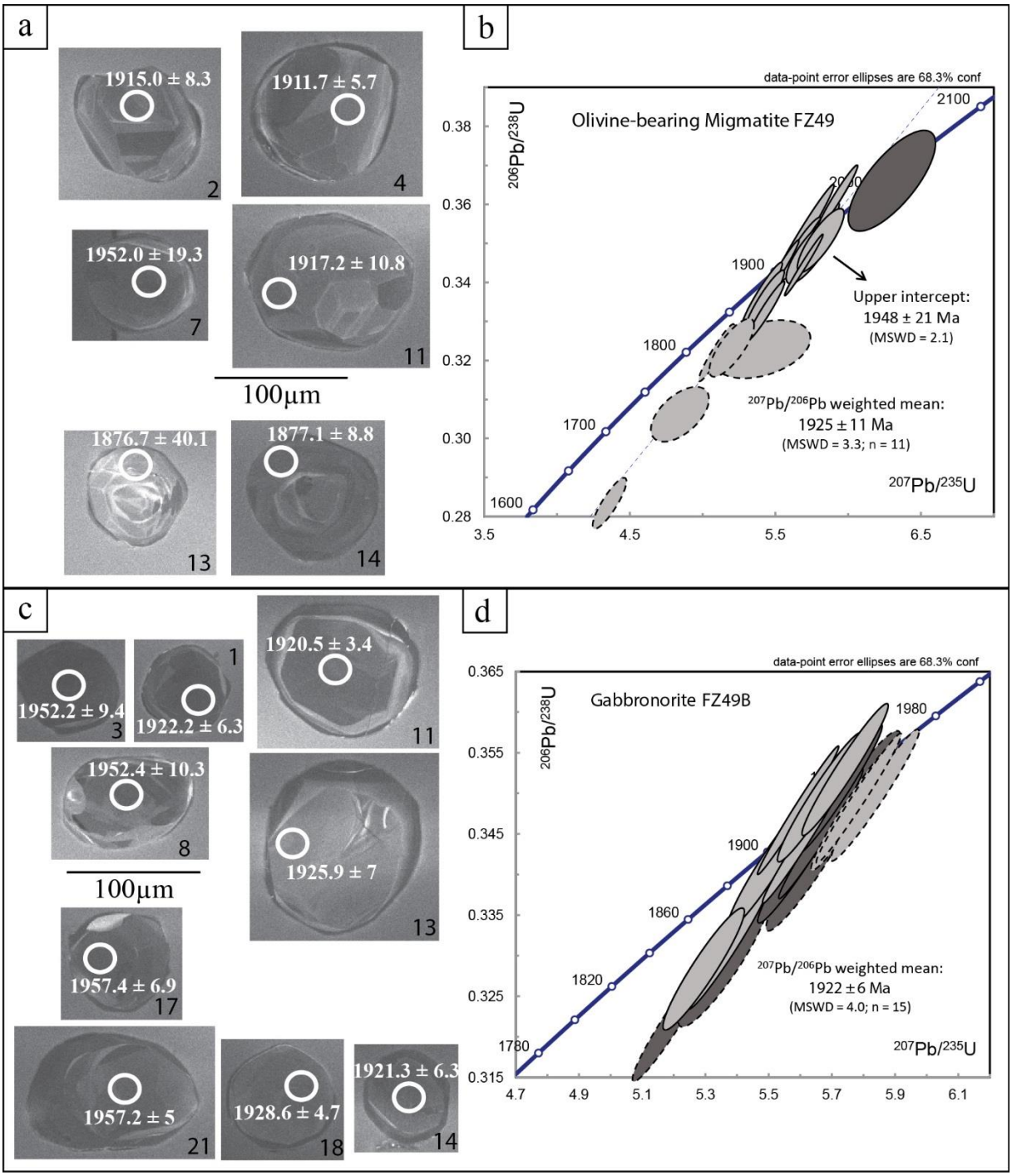

Figure 3.20 : CL images of zircon grains (a) and concordia diagrams (b) of U–Pb SIMS analyses for the olivine-bearing migmatite FZ 49. See text for detail. Spot size is 20 µm (white cercles). CL images of zircon grains (c), Concordia diagrams (d) of U-Pb SIMS analyses for the gabbronorite FZ 49B. See text for details. Spot size is 20 µm (white circles).

In the gabbronorite (sample FZ 49B), zircon grains are mainly rounded and of small size (50−100 µm) with a shape ratio from 1 to 2 (Figure 3.20c). The CL images revealed that zircon grains have a weak oscillatory zoning with some grains presenting a slight core-rim internal texture with thin rims (Figure 3.20c). These rims however are of very small size, which

precluded their analysis. Thus, only the central parts of zircon have been analyzed. The Th/U ratios clearly display two groups of zircon cores: the first one with low Th/U ratios (0.02−0.08), low Th (24−72 ppm) and medium-high Pb (227−370 ppm) and U (624−971 ppm), these analyses correspond to group 1 zircon (Figure 3.20c). The second group displays higher Th/U ratios (0.16 – 0.56), higher Th (88−232 ppm) and lower Pb (120−269 ppm) and U (333 – 663 ppm) contents (Table 3.5) (Figure 3.20c). The $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages for both groups are indistinguishable and range from 1.97 to 1.90 Ga (Table 3.5) with a maximum at *c.*1.92 Ga and a subordinate group of analyses with $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages older than 1.95 Ga (#3, 8, 16, 19 and 20). The latter are interpreted as deriving from crustal rocks assimilated during emplacement of the gabbronorite. In the Concordia diagram (Figure 3.20c), most of the younger analyses plot in concordant to slightly discordant position (93−101% of concordance) and clustering of the data points on the Concordia does not allow calculation of a Discordia. Therefore the best estimate for crystallization of the different zircon types is given by the $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean of the younger concordant analyses. Low Th/U and high Th/U analyses provide indistinguishable weighted mean ages of 1925 ± 8 Ma (MSWD = 3.7 ; n = 8) and 1916 ± 10 Ma (MSWD = 3.3 ; n = 7) respectively. The lack of any resolvable age difference between the low and high Th/U zircons indicates a short time span between their crystallization. This is taken as evidence that emplacement and crystallization of the gabbronoritic intrusion on one hand and metamorphism on the other hand took place within the uncertainties of the low Th/U – high Th/U zircon age. Pooling all these data together yields a $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age of 1922 ± 6 Ma (MSWD = 4.0 ; n = 15) that is taken as our best estimate for emplacement of the gabbronoritic magma and UHT contact metamorphism (Figure 3.20d).

Table 3.5 : Geochronological data for SIMS U–Pb analyses of zircon in the olivine-bearing migmatite and the gabbronoritic sample FZ 49 and FZ 49B

Olivine-bearing migmatite					***conventional concordia columns (Pbc corr.)***							***TW concordia columns (Pbc corr.)***				***TW concordia columns (Pbc uncorr.)***									
Sample/	[U]	[Th]	[Pb]	Th/U	$^{207}Pb/^{235}U$	±s %	$^{206}Pb/^{238}U$	±s %	r	Disc. % conv.	Disc. % 2s lim.	$^{238}U/^{206}Pb$	±s %	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±s %	$^{238}U/^{206}Pb$	±s %	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±s %	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±s	$^{207}Pb/^{235}U$	±s	$^{206}Pb/^{238}U$	±s
spot #	ppm	ppm	ppm	meas																					
FZ49-1	294	157	114	0,53	4,849	2,71	0,306	1,51	0,557	-9,347		3,26	1,51	0,115	2,25	3,26	1,51	0,117	2,2	1877	40,1	1793	23,1	1723	22,9
FZ49-2	458	310	192	0,68	5,100	1,58	0,322	1,5	0,950	-4,702	-1,06	3,1	1,5	0,115	0,49	3,1	1,5	0,117	0,46	1877	8,8	1836	13,5	1800	23,6
FZ49-3	617	482	268	0,78	5,205	1,95	0,323	1,52	0,776	-6,044		3,09	1,52	0,117	1,23	3,09	1,52	0,118	1,22	1907	22	1853	16,8	1806	23,9
FZ49-4	380	125	150	0,33	5,414	4,05	0,323	1,52	0,374	-10,12		3,1	1,52	0,122	3,76	3,1	1,52	0,122	3,76	1979	65,5	1887	35,3	1804	23,9
FZ49-5	674	150	280	0,22	5,696	2,47	0,352	2,42	0,982	1,831		2,84	2,42	0,117	0,46	2,84	2,42	0,117	0,46	1915	8,3	1931	21,5	1945	40,8
FZ49-6	429	89	176	0,21	5,679	1,65	0,349	1,53	0,927	0,003		2,87	1,53	0,118	0,62	2,87	1,53	0,118	0,62	1928	11,1	1928	14,4	1928	25,6
FZ49-7	234	168	119	0,72	6,599	1,59	0,404	1,5	0,945	15,346	11,1	2,48	1,5	0,119	0,52	2,48	1,5	0,119	0,52	1935	9,3	2059	14,1	2186	27,9
FZ49-8	379	84	153	0,22	5,539	1,53	0,343	1,5	0,978	-0,585		2,91	1,5	0,117	0,32	2,91	1,5	0,117	0,32	1912	5,7	1907	13,3	1902	24,8
FZ49-9	409	250	150	0,61	4,365	1,76	0,284	1,52	0,863	-13.42	-8,56	3,53	1,52	0,112	0,89	3,51	1,52	0,114	0,8	1826	16	1706	14,6	1609	21,6
FZ49-10	423	152	170	0,36	5,335	1,55	0,329	1,53	0,984	-5,514	-2,37	3,05	1,53	0,118	0,27	3,04	1,53	0,119	0,26	1923	4,9	1875	13,4	1831	24,4
FZ49-11	875	584	401	0,67	5,817	1,82	0,351	1,53	0,842	-1,246		2,85	1,53	0,120	0,98	2,85	1,53	0,120	0,98	1960	17,4	1949	15,9	1939	25,7
FZ49-12	320	135	133	0,42	5,414	1,68	0,337	1,61	0,954	-1,875		2,97	1,61	0,117	0,51	2,97	1,61	0,117	0,51	1903	9,1	1887	14,5	1872	26,1
FZ49-13	382	149	156	0,39	5,438	1,57	0,333	1,51	0,960	-4,901	-1,41	3,01	1,51	0,119	0,44	3,01	1,51	0,119	0,44	1934	7,8	1891	13,6	1852	24,3
FZ49-14	481	159	205	0,33	5,801	1,63	0,353	1,51	0,924	0,018		2,84	1,51	0,119	0,62	2,84	1,51	0,119	0,62	1946	11,1	1947	14,2	1947	25,4
FZ49-15	484	304	209	0,63	5,433	1,62	0,336	1,5	0,927	-3,112		2,98	1,5	0,117	0,61	2,98	1,5	0,117	0,61	1917	10,8	1890	14	1865	24,3
FZ49-16	595	181	249	0,31	5,742	1,88	0,348	1,53	0,816	-1,631		2,88	1,53	0,120	1,09	2,88	1,53	0,120	1,09	1952	19,3	1938	16,4	1925	25,5
FZ49-17	679	204	296	0,3	5,932	1,54	0,362	1,5	0,973	3,102		2,76	1,5	0,119	0,35	2,76	1,5	0,119	0,35	1939	6,3	1966	13,5	1991	25,8
FZ49-18	433	447	223	1,03	6,306	3,13	0,366	2,32	0,741	-0,958		2,73	2,32	0,125	2,1	2,73	2,32	0,125	2,1	2028	36,8	2019	27,8	2011	40,2
FZ49-19	546	39	215	0,07	5,581	1,55	0,347	1,5	0,969	0,818		2,88	1,5	0,117	0,38	2,88	1,5	0,117	0,38	1906	6,9	1913	13,4	1920	25
FZ49-20	404	256	180	0,63	5,701	1,53	0,345	1,51	0,986	-2,805		2,9	1,51	0,120	0,25	2,9	1,51	0,120	0,25	1956	4,5	1932	13,3	1909	24,9
FZ49-21	471	102	186	0,22	5,471	1,67	0,334	1,54	0,924	-4,781	-0,66	2,99	1,54	0,119	0,64	2,99	1,54	0,119	0,64	1938	11,4	1896	14,4	1858	24,9

Adjacent Gabbronorite					***conventional concordia columns (Pbc corr.)***							***TW concordia columns (Pbc corr.)***				***TW concordia columns (Pbc uncorr.)***									
Sample/	[U]	[Th]	[Pb]	Th/U	$^{207}Pb/^{235}U$	±s %	$^{206}Pb/^{238}U$	±s %	r	Disc. % conv.	Disc. % 2s lim.	$^{238}U/^{206}Pb$	±s %	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±s %	$^{238}U/^{206}Pb$	±s %	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±s %	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±s	$^{207}Pb/^{235}U$	±s	$^{206}Pb/^{238}U$	±s
spot #	ppm	ppm	ppm	meas																					
FZ49B-1	784	62	301	0,08	5,470	1,54	0,337	1,5	0,973	-3,006		2,97	1,5	0,118	0,35	2,97	1,5	0,118	0,35	1922	6,3	1896	13,3	1872	24,4
FZ49B-2	356	138	137	0,39	4,912	1,65	0,319	1,5	0,910	-2,472		3,13	1,5	0,112	0,68	3,11	1,5	0,118	0,54	1826	12,3	1804	14	1786	23,4
FZ49B-3	537	120	210	0,22	5,373	1,57	0,331	1,53	0,974	-4,624	-1,3	3,02	1,53	0,118	0,35	3,02	1,53	0,118	0,35	1921	6,3	1881	13,5	1844	24,5
FZ49B-4	624	29	227	0,05	5,192	1,56	0,322	1,5	0,962	-6,692	-3,28	3,11	1,5	0,117	0,43	3,11	1,5	0,117	0,42	1911	7,7	1851	13,4	1799	23,6

FZ49B-5	960	40	370	0,04	5,630	1,62	0,341	1,53	0,946	-3,579		2,93	1,53	0,120	0,53	2,93	1,53	0,120	0,53	1952	9,4	1921	14,1	1892	25,2
FZ49B-6	502	163	192	0,33	5,082	1,58	0,318	1,51	0,953	-6,791	-3,23	3,14	1,51	0,116	0,48	3,13	1,51	0,119	0,4	1893	8,6	1833	13,5	1781	23,5
FZ49B-7	390	217	169	0,56	5,502	1,59	0,341	1,52	0,955	-1,084		2,93	1,52	0,117	0,47	2,93	1,52	0,117	0,47	1910	8,4	1901	13,7	1892	24,9
FZ49B-8	810	24	307	0,03	5,447	1,53	0,337	1,51	0,989	-2,781		2,97	1,51	0,117	0,23	2,97	1,51	0,117	0,23	1917	4,1	1892	13,2	1870	24,6
FZ49B-9	579	193	206	0,33	4,597	1,66	0,294	1,63	0,977	-11,91	-8,62	3,4	1,63	0,114	0,35	3,4	1,63	0,114	0,35	1856	6,4	1749	14	1661	23,9
FZ49B-10	971	41	376	0,04	5,598	1,56	0,342	1,5	0,963	-2,307		2,92	1,5	0,119	0,42	2,92	1,5	0,119	0,42	1936	7,5	1916	13,5	1897	24,8
FZ49B-11	843	72	328	0,09	5,521	1,57	0,341	1,52	0,972	-1,474		2,93	1,52	0,117	0,37	2,93	1,52	0,117	0,37	1917	6,6	1904	13,6	1892	25
FZ49B-12	305	88	120	0,29	5,295	1,6	0,328	1,51	0,941	-4,751	-0,96	3,05	1,51	0,117	0,55	3,04	1,51	0,117	0,54	1910	9,8	1868	13,8	1831	24,1
FZ49B-13	766	30	288	0,04	5,432	1,57	0,333	1,5	0,956	-4,959	-1,42	3,01	1,5	0,119	0,46	3,01	1,5	0,119	0,46	1934	8,3	1890	13,6	1850	24,2
FZ49B-14	252	95	107	0,38	5,637	1,58	0,346	1,5	0,950	-0,735		2,89	1,5	0,118	0,49	2,89	1,5	0,118	0,49	1928	8,8	1922	13,7	1916	24,9
FZ49B-15	663	104	269	0,16	5,770	1,55	0,349	1,5	0,969	-1,778		2,87	1,5	0,120	0,39	2,87	1,5	0,120	0,39	1957	6,9	1942	13,5	1927	25,1
FZ49B-16	333	76	135	0,23	5,612	1,55	0,345	1,53	0,985	-1,225		2,9	1,53	0,118	0,26	2,9	1,53	0,118	0,26	1929	4,7	1918	13,4	1908	25,3
FZ49B-17	848	28	314	0,03	5,356	1,74	0,329	1,58	0,908	-5,465	-1,01	3,04	1,58	0,118	0,73	3,04	1,58	0,119	0,72	1926	13	1878	15	1835	25,3
FZ49B-18	904	41	358	0,05	5,770	1,66	0,350	1,56	0,937	-1,208		2,86	1,56	0,120	0,58	2,86	1,56	0,120	0,58	1952	10,3	1942	14,5	1932	26,1
FZ49B-19	696	17	268	0,02	5,607	1,67	0,342	1,61	0,967	-2,341		2,92	1,61	0,119	0,43	2,92	1,61	0,119	0,43	1938	7,6	1917	14,5	1898	26,5
FZ49B-20	542	232	233	0,43	5,593	1,52	0,348	1,5	0,990	1,232		2,87	1,5	0,117	0,22	2,87	1,5	0,117	0,22	1905	3,9	1915	13,1	1925	25
FZ49B-21	311	78	128	0,25	5,589	1,58	0,346	1,5	0,950	-0,118		2,89	1,5	0,117	0,49	2,89	1,5	0,117	0,49	1915	8,8	1914	13,7	1914	24,9
FZ49B-22	799	60	315	0,08	5,665	1,56	0,345	1,53	0,984	-1,859		2,9	1,53	0,119	0,28	2,9	1,53	0,119	0,28	1942	5	1926	13,5	1911	25,4
FZ49B-23	1020	218	401	0,21	5,543	1,62	0,333	1,51	0,927	-6,863	-2,95	3,01	1,51	0,121	0,61	3,01	1,51	0,121	0,61	1969	10,8	1907	14,1	1851	24,3
FZ49B-24	674	176	264	0,26	5,410	1,56	0,329	1,5	0,960	-6,355	-2,92	3,04	1,5	0,119	0,44	3,04	1,5	0,119	0,44	1943	7,8	1886	13,5	1836	24
FZ49B-25	858	225	361	0,26	5,789	1,54	0,353	1,51	0,977	0,432		2,83	1,51	0,119	0,33	2,83	1,51	0,119	0,33	1941	5,8	1945	13,4	1948	25,4
FZ49B-26	393	92	163	0,23	5,836	1,58	0,350	1,53	0,969	-2,186		2,86	1,53	0,121	0,39	2,86	1,53	0,121	0,39	1971	6,9	1952	13,8	1934	25,6
FZ49B-27	536	130	222	0,24	5,785	1,53	0,349	1,51	0,983	-1,499		2,86	1,51	0,120	0,28	2,86	1,51	0,120	0,28	1957	5	1944	13,4	1932	25,2
FZ49B-28	637	23	251	0,04	5,677	1,52	0,350	1,51	0,992	0,849		2,86	1,51	0,118	0,19	2,86	1,51	0,118	0,19	1921	3,4	1928	13,2	1935	25,2
FZ49B-29	283	104	116	0,37	5,470	1,6	0,337	1,51	0,948	-2,922		2,97	1,51	0,118	0,51	2,97	1,51	0,118	0,51	1921	9,1	1896	13,8	1873	24,6
FZ49B-30	387	107	150	0,28	5,360	1,65	0,323	1,52	0,924	-9,421	-5,47	3,1	1,52	0,121	0,63	3,1	1,52	0,121	0,63	1964	11,3	1878	14,2	1802	24
FZ49B-31	343	108	144	0,31	5,662	1,56	0,350	1,5	0,963	0,863		2,86	1,5	0,118	0,42	2,86	1,5	0,118	0,42	1918	7,6	1926	13,6	1932	25,1
FZ49B-32	763	30	302	0,04	5,724	1,55	0,351	1,5	0,969	0,277		2,85	1,5	0,118	0,38	2,85	1,5	0,118	0,38	1933	6,8	1935	13,5	1937	25,2
FZ49B-33	337	154	148	0,46	5,742	1,57	0,353	1,52	0,968	1,371		2,83	1,52	0,118	0,39	2,83	1,52	0,118	0,39	1926	7	1938	13,6	1949	25,6
FZ49B-34	412	46	166	0,11	5,707	1,59	0,351	1,52	0,956	0,784		2,85	1,52	0,118	0,47	2,85	1,52	0,118	0,47	1926	8,3	1932	13,8	1939	25,4

3.7 Discussion

3.7.1 Metamorphic Fe-rich olivine: diagnostic of UHT conditions

Metamorphic Mg-rich olivine (forsterite) has been described in ultramafic rocks as a result of de-serpentinization (Scambelluri, Müntener, Hermann, Piccardo, & Trommsdorff, 1995 ; Trommsdorff, Sánchez-Vizcaíno, Gomez-Pugnaire, & Müntener, 1998 ; Hermann, Müntener, & Scambelluri, 2000 ; Debret, Nicollet, Andreani, Schwartz, & Godard, 2013). For instance, in the Lanzo ultramafic massif (Western Alps), the subduction of serpentinized mantle at eclogite facies conditions is characterized by the breakdown of antigorite into minute grains of metamorphic olivine (Debret et al., 2013). Metamorphic forsterite is also very well known in metacarbonates (dolomite-rich rocks) (e.g.Ferry, 1994). Within eclogites, Faryad & Fišera (2015) described metamorphic olivine forming symplectites with spinel that crystallized as a result of garnet pseudomorphosis. However, metamorphic Fe-rich olivine (~fayalite) in siliceous crustal rocks is more unique. Sawaki (1990) reported metamorphic olivine–cordierite symplectite in Fe–Al rich hornfels in the contact aureole of a granodiorite (central Japan). He suggested that olivine formed through the breakdown of orthopyroxene and spinel through the FMAS reaction (11) Opx + Sp = Ol + Crd at about 0.2–0.3 GPa and 800°C.

In this contribution, metamorphic Fe-rich olivine (75% fayalite) occurs in a silica-rich migmatitic metagrauwacke in contact with a gabbronorite intrusion in equilibrium with orthopyroxene and spinel. This peak metamorphic assemblage is partially retrogressed into cordierite and is always spatially associated with an orthopyroxene–spinel–cordierite assemblage. Both assemblages are observed only in local domains that are quartz-undersaturated and interpreted as former garnet porphyroblasts. The recalculated local composition (RLC) is consistent with a garnet composition. The petrological results suggest that the symplectites I and II formed after pseudomorphosis of former garnet porphyroblasts. The co-existence of Opx + Sp + Ol and Opx + Sp + Crd at peak metamorphic conditions is mostly related to local variation in Al/(Fe+Mg) ratio (Figures 3.17c and 3.18b).

In the vast majority of studies, UHT conditions are inferred through the observations of typical assemblages like sapphirine + quartz, spinel + quartz and orthopyroxene + sillimanite + quartz in Mg-Al rich granulites. In this contribution, the phase relation modeling (Figure 3.16b)

suggests that the assemblage Opx + Sp + Ol is also diagnostic of UHT conditions at $T > 1000°C$ and a wide range in pressure from 0.2 to 0.8 GPa for anhydrous conditions and Fe-rich granulites. This olivine-bearing assemblage is limited at ~1000–1100°C by the KFMAS univariant reaction (10) Grt + Kfs = Ol + Opx + Sp + Liq. The range in *P–T* conditions almost entirely overlap those of stability of the Opx + Sp + Crd assemblage.

Finally, the Opx + Sp + Ol assemblage is also diagnostic of anhydrous conditions or very low water activity. Figure 3.16c shows that, in the end-member case of water saturated conditions, the invariant point [Ol] is shifted to very high pressure and temperature (~1.2 GPa and ~1250°C). The consequences are that (Opx, Ol) and (Opx, Sil) equilibria (Figure 3.16d) are also shifted to higher temperature with respect to the anhydrous end-member case. Consequently, the univariant olivine-bearing equilibria (10) becomes metastable and the Opx + Sp + Crd assemblage becomes predominant (Figure 3.16d).

3.7.2 Clockwise *versus* anticlockwise *P–T* paths for UHT metamorphism in the Khondalite belt

UHT metamorphism has been documented in several well-known localities in the Khondalite Belt of the North China Craton (Figure 3.9): Dongpo area (Guo et al., 2012 ; Tsunogae et al., 2011), Tuguiwula area (Santosh et al., 2007a, 2012 ; Shimizu et al., 2013), and Liangcheng area (H.T. Zhang et al., 2012).

In the Dongpo area, two distinct *P–T* paths were defined for a silica-undersaturated Sapphirine-bearing granulite located south-east of the Dongpo village: (1) an anticlockwise *P–T* evolution with significant changes in pressure, from 0.4 up to 1.2 GPa (light green dashed *P–T* path in Figure 3.10, Tsunogae et al., 2011) and (2) a clockwise *P–T* path from 0.8 to 0.5 GPa (dark green plain *P–T* path in Figure 3.10, Guo et al., 2012). Using a pseudosection calculation, Tsunogae et al. (2011) proposed a *P–T* path that involves an isothermal pressure increase at 950°C from 0.4 GPa up to 1.2 GPa followed by 50°C cooling at peak pressure and finally decompression and cooling to 0.7 GPa and 800-850°C. In contrast to Tsunogae et al. (2011), Guo et al. (2012) considered spinel and Ti-rich biotite as peak metamorphic phases with sapphirine, garnet and plagioclase, and suggested a clockwise *P–T* evolution, starting at 0.7-0.8 GPa and ~900°C in the Bt + Grt + Sp + Sil + Pl + Liq stability field and followed by an isothermal decompression to 0.6 GPa and cooling. Both *P–T* paths defined in this contribution are consistent with Guo et al. (2012).

In the Tuguiwula and Liangcheng areas, anticlockwise *P–T* paths have been defined on Spr+Qz- and Sp+Qtz-bearing granulites (Santosh et al., 2009, 2012 ; Shimizu et al., 2013 ; Zhang et al., 2012a). Although the olivine-bearing migmatite and the sapphirine-bearing granulite come from the same respective Liangcheng and Tuguiwula areas, the clockwise *P–T* path determined here contrasts with those of previous studies. The petrological analyses carried out on the Fe-Al olivine-bearing and the Mg-Al sapphirine-bearing migmatites are consistent and suggest that both rocks have been affected by an isobaric-heating path at ~0.6 to 0.7 GPa for temperatures up to 1050°C. Peak metamorphic conditions are followed by isobaric cooling with minor decompression to 0.5 GPa. The retrograde evolution is constrained by the observation of cordierite with minor osumilite in the olivine-bearing migmatite (Figure 3.18a) and late cordierite and sillimanite in the sapphirine-bearing migmatite (Figure 3.19a).

Together with previous works, our results suggest that UHT metamorphism, dated between 1.92-1.88 Ga, across the whole Khondalite belt, from the north-western (Dongpo area) to south-eastern margin (Tuguiwula area), proceeds from a clockwise *P–T* evolution with an initial near-isobaric heating path at about 0.6–0.8 GPa and a maximum temperature of 1050°C followed by a cooling path with minor decompression to ~0.5 GPa.

3.7.3 Heat source and geodynamic setting

Santosh et al. (2012) proposed that subsequently to the collision between the Yinshan and Ordos blocks, a post-collisional slab break-off and asthenospheric upwelling at *c.* 1.92 Ga was responsible for UHT metamorphism in the Khondalite belt. Peng et al. (2012) proposed that a ridge subduction was responsible for the 1.95−1.88 Ga peraluminous magmatism and the related 1.93 Ga UHT metamorphism. Yang et al. (2014) suggested that CO_2-rich anhydrous fluids, related to underplated mafic magmas, could advect the heat needed to reach UHT magmatic solidus and UHT metamorphic conditions at *c.* 1.90−1.86 Ga.

In our study, the UHT metamorphism is related to gabbronorite intrusions as indicated by field relationships and by similar ages for the gabbronoritic intrusion and adjacent olivine-bearing migmatite at *c.* 1.92 Ga. Guo et al. (2012) were the first to consider the 1.92 Ga old gabbronorite intrusions as the possible heat source for UHT metamorphism. This may also be consistent with emplacement ages of mafic intrusions documented between 1.92 Ga and 1.86 Ga by Santosh et al. (2007a, b) and Peng et al. (2010, 2014).

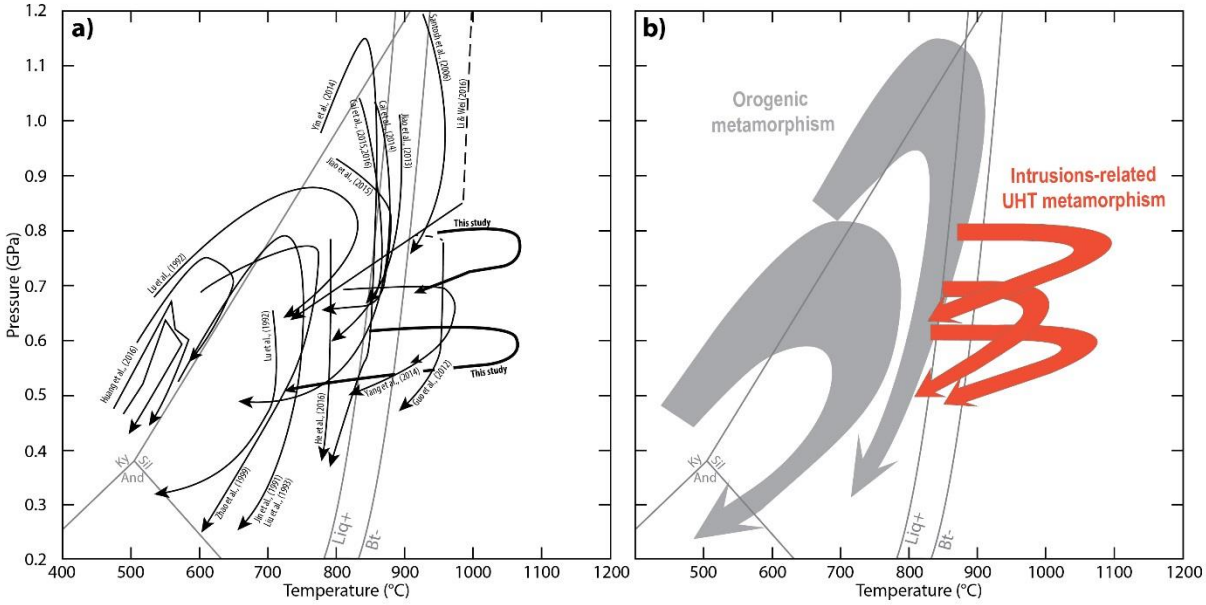

Figure 3.21 : a) Synthesis of all P–T paths documented for UHT metamorphism and non-UHT metamorphism within the Khondalite Belt of the North China Craton (see text for related discussion and details). b) General interpretation of P–T evolution within the Khondalite Belt with regional orogenic evolution (gray arrows) and UHT P–T evolution related to mafic intrusion heat pulses (red arrows).

Over the whole Khondalite belt, clockwise *P*−*T* evolutions were also recorded in rocks that did not undergo UHT metamorphic conditions (Figure 3.21a), (Cai et al., 2014, 2015, 2016, 2017 ; Jiao et al., 2013, 2015 ; Jin, Li, & Liu, 1991 ; X.S. Liu, Jin, Li, & Xu, 1993 ; Lu, Jin, Xu, & Liu, 1992 ; Yin et al., 2014 ; Zhao et al., 1999b). Numerous *P*–*T* paths show an isothermal portion at peak temperature of 850°C for pressure ranging from 0.6 to 1.0 GPa (Figure 3.21a, b). This is consistent with the buffering of temperature due to Ti-rich biotite dehydration melting reaction (Dooley & Patiño Douce 1996) (Liq+ and Bt- on Figure 3.21a, b). These *P*−*T*−*t* results suggest that the orogenic crust underwent partial melting at depth of ~20 km to ~30 km during a period of *c.* 30 Ma, between 1.93 Ga and 1.90 Ga, during which the orogenic crust reached around 850°C. During this time-span, the orogenic crust was continuously intruded by mafic magma pulses responsible for local greater heat supply and UHT metamorphism. This scenario is consistent with Guo et al. (2012) and Peng et al. (2010) who proposed a partial melting event with S-type garnet-rich granite injections between *c.* 1.93 Ga and *c.* 1.89 Ga. Peng et al. (2012, 2014) considered that a regional gabbronorite−charnockite−S-type plutonism and volcanism occurred between 1.95 Ga and 1.88 Ga. Regarding the magmatic and metamorphic age records within the Khondalite belt, it appears that the last metamorphic event in the Khondalite belt is recorded at 1.89–1.86 Ga and interpreted as collisional metamorphism

(Jiao et al., 2015 ; Huang et al., 2016). Consequently, it is unlikely that a post-collisional slab break-off and asthenospheric upwelling event at *c.* 1.92 Ga was responsible for UHT metamorphism in the Khondalite belt. It is more likely that UHT metamorphism and mafic magmatism developed in a continental magmatic arc setting in accordance with Guo et al. (2012) and Huang et al. (2016). However, deciphering with precision the geodynamic setting responsible for mafic magmatism and related UHT metamorphism remains challenging since the knowledge of first-order tectonic features is still lacking, as for instance continental block geometry, suture locations, kinematics of subduction zones and intracontinental deformation pattern.

3.8 Conclusion

This study shows the first occurrence of a Fe-rich olivine-bearing migmatite in the Khondalite belt of the North China Craton. This Fe-rich migmatite is an atypical diagnostic rock for UHT conditions. Furthermore, our results obtained on the olivine-bearing migmatite and the sapphirine-bearing granulite suggest that UHT metamorphism occur along a near isobaric clockwise $P-T$ evolution. Our interpretation of U–Th–Pb results indicate that the metamorphism of the Fe-rich UHT granulite is related to contact metamorphism with heat supply generated by mafic intrusions at *c.* 1.92 Ga. Our results together with a compilation of previous data suggest that in the Khondalite belt, the UHT events recorded thermal pulses due to the gabbronorite injections within a partially molten orogenic crust, from 1.92 to 1.88 Ga. Further tectono-metamorphic studies beyond the scope of this study are needed in order to clearly set the geodynamic setting of mafic magmatism and UHT metamorphism in the Khondalite Belt.

3.9 Acknowledgements

This work has been supported by NSFC (41225009, 41472193, and 41202079). We acknowledge also the CNRS INSU for their financial support. D. Kelsey, T. Johnson and an anonymous reviewer are thanks for their constructive reviews on the first version of the manuscript. Special thanks are due to D. Robinson for his careful editorial work in handling

and improving the manuscript. We thank N. Carry for his help to figure conceptions. We also greatly acknowledge F. Roger for her help in reviewing the geochronological work.

3.10 References (Voir en fin de manuscrit)

4 Complément de l'Article 1.

Depuis la publication de l'article 1 dans *Journal of Metamorphic Geology*, deux études sur le métamorphisme UHT de la ceinture de Khondalite ont été publiées dans ce même journal et viennent ainsi compléter notre étude. Il s'agit des études de X.W. Li & Wei, (2018) et de Gou et al. (2018).

L'étude de X.W. Li & Wei (2018) s'est également intéressée aux granulites à sapphirine de la localité de Tuguiwula mais aussi à des gneiss à grenat-sillimanite. Pour ces derniers, X.W. Li & Wei (2018) ont trouvé un trajet *P-T* horaire avec un pic du métamorphisme à 0,8-0,9 GPa pour environs 1000°C soit une pression légèrement plus élevée pour des températures similaires que celles obtenues dans notre étude. Le trajet de la granulite à sapphirine est calqué sur celui des gneiss à grenat-sillimanite, sans la portion prograde du trajet (X.W. Li & Wei, 2018).

L'étude de Gou et al. (2018) documente la première occurrence de métamorphisme UHT dans le complexe du Helanshan. Les auteurs obtiennent des conditions au pic du métamorphisme à 0,6-0,7 GPa pour des températures de 960 à 1030°C, conditions relativement classiques comparés aux autres études du métamorphisme UHT dans la ceinture de Khondalite. Gou et al. (2018) proposent que le métamorphisme UHT dans le complexe du Helanshan soit en lien avec la collision entre les blocs du Yinshan et de l'Ordos à 1,95 Ga. Toutefois, cette proposition n'est pas appuyée par des résultats de géochronologie.

CHAPITRE 4 : ETUDE STRUCTURALE DE LA CEINTURE DE KHONDALITE

Dans ce chapitre est présentée l'architecture de la ceinture de Khondalite dans les complexes de Jining et du Wulashan-Daqingshan. Une étude de la déformation finie et de la relation entre le métamorphisme HT-UHT, la déformation et la fusion partielle y est également présentée. L'ensemble des données permet de discuter des modèles géodynamiques existant et du comportement de la croûte continentale orogénique en contexte HT-UHT. Ces résultats et discussions sont présentés dans le deuxième article de ce travail de thèse, actuellement en préparation pour être soumis à la revue *Precambrian Research*.

1 Présentation de l'article

L'article 2 expose l'étude structurale menée au cours de ce travail de thèse sur les complexes de Jining et du Wulashan-Daqingshan. L'objectif de cet article, qui sera soumis à la revue *Precambrian Research,* est de caractériser le cadre structural de la partie orientale de la ceinture de Khondalite. Pour ce faire, des cartes de données de foliations et de linéations, de trajectoires de foliations, des stéréogrammes de ces données, des coupes et des blocs 3D ont été réalisés, afin de présenter l'architecture générale de cette chaîne.

Dans un deuxième temps, l'étude de terrain a mis en avant des marqueurs de la déformation finie et de la localisation de la déformation dans diverses lithologies, ainsi que des marqueurs de migration de liquide dans certaines structures à l'échelle macroscopique comme microscopique. L'ensemble de ces données a permis de définir les fabriques planaires suivantes :

(1) Une foliation S_1 syn-migmatitique, subhorizontale à peu pentée vers le Sud-Est accompagnée d'une linéation minérale ENE soulignée par des grenats allongés.

(2) Une foliation S_2 NE-SW subverticale qui peut soit être supra-solidus, auquel cas elle se manifeste en tant que foliation de plan axial d'une S_1 plissée, soit être subsolidus et mylonitique. Deux types de linéation sont généralement observés, une subhorizontale et une moyennement inclinée à subverticale.

(3) Une fabrique mylonitique, correspondant à des zones de cisaillement C_2 de direction E-W et subverticale, qui présente également quelques indices d'amorce en condition supra-solidus mais qui est majoritairement mylonitique, formant un réseau anastomosé autour de la foliation S_2 et dans laquelle se développe, dans les zones de forte intensité de déformation, des zones de cisaillement secondaires C'_2, également subverticales et orientées à N120°E. L'asymétrie des relations angulaires entre C_2/S_2 et $C_2/S_2/C'_2$ témoignent d'un cisaillement global dextre à l'échelle de la région étudiée.

A partir de ces résultats, il a été constaté que les roches témoignant d'un métamorphisme UHT étaient localisées soit dans la foliation S_1, soit dans la foliation S_2 supra-solidus en contact ou à proximité d'intrusions basiques. De plus, il a été remarqué, à l'aide d'arguments pétrographiques à l'échelle de la lame mince, d'observations de terrain et de données géochimiques que la déformation D_2 permettrait le drainage des magmas dans la croûte

continentale orogénique. La D_1 serait quant à elle le fruit d'un fluage ductile de la croûte continentale orogénique.

L'un des points majeurs discuté dans ce travail est la difficulté à intégrer les résultats de cette étude structurale aux modèles de formation de la ceinture de Khondalite proposés dans la littérature et synthétisés dans le chapitre 2 de ce manuscrit. Face à ces difficultés, de nombreux indices ont permis de proposer un modèle alternatif permettant d'intégrer les nouvelles données structurales ainsi que les données pétrologiques, géochronologiques et géochimiques de notre étude et des travaux passés. Une attention particulière a été mise pour que ce modèle alternatif puisse s'intégrer dans un des modèles à grande échelle de la formation du Craton de Chine du Nord.

2 Article 2 : Strain pattern within the UHT Khondalite Belt (North China Craton): Toward a reappraisal of its geodynamic evolution.

Article en préparation.

Cyril Lobjoie

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Pierre Trap

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Wei Lin

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

Marion Turiani

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Philippe Goncalves

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Didier Marquer

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

2.1 Abstract

Within the North China Craton, the Paleoproterozoic Khondalite Belt (KB) is made of high-temperature (~850°C) to ultra-high temperature (~900-1000°C) granulites intruded by charnockites and S-type granitoids. The KB benefits from numerous petrological, geochemical and geochronological works but suffers a lack in structural analysis that prevents any full understanding of its thermo-mechanical evolution during the orogen. In this contribution, we highlight the structural pattern over the whole KB. The finite strain pattern of the Khondalite Belt resulted from the superimposition of two heterogeneous deformations (D_1 and D_2). The D_1 event corresponds to the lateral flow of the crust responsible for the development of a S_1 flat lying foliation that bears an E-W to SE L_1 stretching and mineral lineation. The early flat-lying S_1 foliation is transposed along kilometer-scale steeply dipping D_2 high-strain zones and folded by upright ENE-WSW F_2 folds, consistent with a D_2 NW-SE horizontal shortening. The D_2 event developed in a bulk contractional coaxial deformation regime that progressively evolved to non-coaxial dextral transpression. Transpressionnal deformation is attested by the development of E-W trending and subvertical C_2 shear zones and N120E trending C'_2 shear zones. Both D_1 and D_2 events occurred under high- to ultra-high temperature metamorphism and suprasolidus conditions. D_2 lasts under retrograde and subsolidus in particular along C_2 and C'_2 shear zones. These new structural data are discussed considering the previously published *P–T* and radiochronological dataset in order to reappraise the thermo-mechanical and geodynamic evolution of the KB.

Keywords: Orogenic plateau, Migmatites, Partial melting, UHT granulites, Strain partitioning, Transpression

2.2 Introduction

Within the North China Craton, the Khondalite Belt (KB) is documented as a continent–continent collisional orogen (Zhao et al., 2001a) that may result from the collision between two Archean blocks, named the Ordos block in the south and the Yinshan block in the north (Figure 4.1A, e.g. Cai et al., 2017 ; Peng et al., 2014 ; Santosh et al., 2007a). The KB is also defined as an ultra-high temperature belt and benefits from a lot of petrological and geochemical studies

dedicated to the knowledge of the thermal evolution of the orogenic crust during Paleoproterozoic time. From these works, five tectonic models were proposed to account for the origin and transfer of heat, and the related UHT metamorphism. Santosh et al. (2012) proposed a subduction-collision system between the Yinshan and the Ordos blocks with a post-collisional slab break-off and asthenospheric upwelling at ca. 1.92 Ga to explain UHT metamorphism related to an anticlockwise $P-T$ evolution. An alternative model was proposed by G.C. Zhao (2009) in G.C. Zhao et al. (2010) who argued for a post-tectonic mantle upwelling. In order to explain the numerous clockwise UHT paths, Guo et al. (2012) proposed a collision between the Yinshan block and the Ordos block at ca. 1.95 Ga followed by magmatic underplating in a post-collisional extensional setting responsible for the numerous gabbronorite intrusions. Peng et al. (2012) proposed that a ridge subduction was responsible for the 1.93−1.88 peraluminous magmatism and the 1.93 Ga dated UHT metamorphism. Finally, Yang et al. (2014) suggested that underplated mafic magmas, related to anhydrous volatiles, principally CO_2, were able to provide the heat needed to reach the solidus and UHT metamorphic conditions at ca. 1.90−1.86 Ga. These tectonic models are mainly petrologically and geochronologically constrained (e.g. Cai et al., 2017 ; Guo et al., 2012 ; Jiao et al., 2017 ; Santosh et al., 2007a, 2012).

Nowadays, further understanding of the thermo-mechanical evolution of the KB is hindered by the great lack of structural investigations. In particular, detailed tectonic data and investigations on the Jining Massif, i.e., the main part of the KB, are too scarce. We present here the results of a structural analysis that led to define the regional strain field of the whole Khondalite Belt, from the western Wulashan Massif to the Eastern Jining Massif (Figure 4.1A, B). Our results do not support the classical model of a NS-directed collision involving the Yinshan and Ordos blocks as responsible for the building of the EW-trending Khondalite belt. From the new results of our study, we argue that the Khondalite belt represents a continental magmatic arc built upon the Western Block, between 1.95 Ga and 1.90 Ga, in response to westward subduction along the Trans-North China Suture. This magmatic arc was subsequently involved in the collision related to the Trans-North China Orogeny that took place between 1.9 Ga and 1.85 Ga.

2.3 Geological setting

2.3.1 Tectonic outline of the North China Craton

A long-established three-fold subdivision describes the North China Craton (NCC) as composed of the two Archean-Paleoproterozoic Eastern and Western Blocks welded together along the ~1.9-1.85 Ga Trans-North China Orogen (TNCO, Figure 4.1A ; G.C. Zhao et al., 2001a, b). The Western Block is considered to be form after collision of the Ordos and Yinshan Blocks along the KB at around 1.95–1.92 Ga (e.g. G.C. Zhao et al., 2005, 2010 ; Santosh et al., 2006, 2007a, b ; Yin et al., 2007, 2009, 2011 ; Qiao et al., 2016 ; Cai et al., 2017). The Eastern block is made of the Southern Block and the Anshan Block that welded together along the Jiao-Liao-Ji mobile belt at ~1.9 Ga (e.g. Faure et al., 2004 ; Li & Zhao, 2007). According to different authors, the TNCO (Figure 4.1B) resulted from (1) continental collision at ~1.85 Ga after an eastward subduction of the Western Block below the Eastern Block (G.C. Zhao et al., 2001a, b, 2004, 2005 ; Wilde et al., 2005 ; Kröner et al., 2005a, b, 2006 ; J. Zhang et al., 2006) ; (2) a westward subduction with final collision to form the NCC at ~2.50 Ga (Kusky & Li, 2003 ; Polat et al., 2005, 2006 ; Kusky et al., 2007 ; Li & Kusky, 2007) or at ~1.90-1.80 Ga (Z.H. Wang, 2009) ; and otherwise (3) a collision after a double-sided subduction (Santosh, 2010). Faure et al. (2007) and Trap et al. (2007, 2012) proposed a model in which the building of the TNCO involved three continental blocks, two westward subduction zones and associated two collisional events.

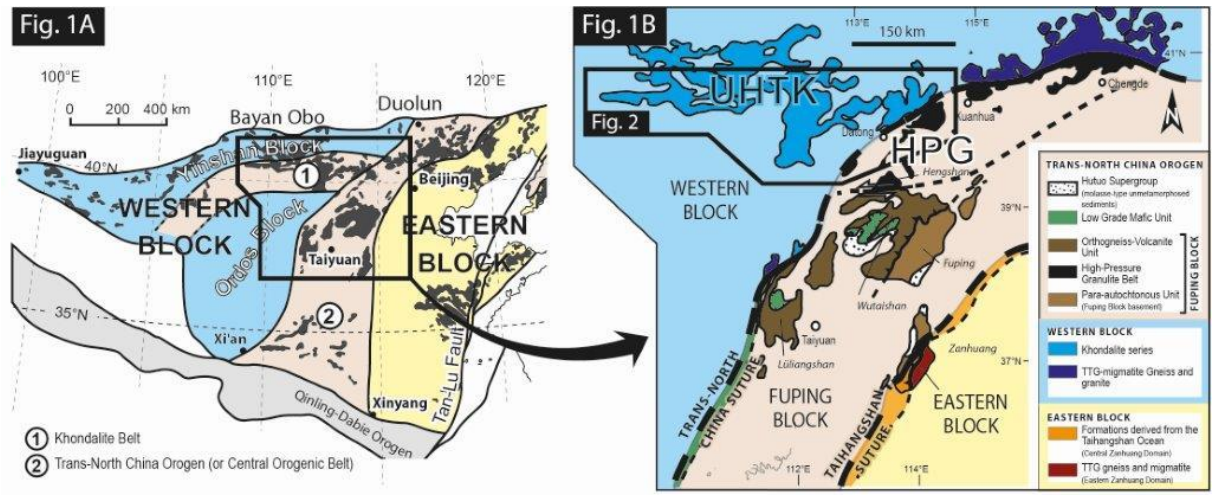

Figure 4.1 : A) Tectonic subdivision of the North China Craton (NCC) and location of the Trans-North China Orogen (TNCO), and the Khondalite and Jiao-Liao-Ji Belts (after Zhao et al., 2005). B) Location of the Wulashan- Daqingshan and Jining complexe, the Khondalite Belt and complexes of the TNCO.

2.3.2 Geological setting of the Khondalite Belt (KB)

The Paleoproterozoic KB, also named Inner Mongolia Suture Zone (Santosh et al., 2012), consists of an E-W trending belt of 1000 km long and 300 km wide considered as a collisional orogen between the Ordos and Yinshan block (e.g. G.C. Zhao et al., 2003, 2005). From West to East, the KB is composed of three main outcropping areas that are the Helanshan-Qianlishan massif, the Wulashan-Daqingshan massif and the Jining massif, where high to ultra-high metamorphic rocks are largely present (Figure 4.2). The KB rocks are mainly garnet-sillimanite migmatitic gneisses, the so-called khondalites, with minor garnet-bearing quartzites, marble and calc-silicates rocks. The khondalites, i.e. migmatitic metapelites and metagrawckes, represent up to 80% of the metasedimentary series whose detrital protolith deposited on an Archean TTG basement at ca. 2.10−1.96 Ga (Xia et al., 2006a, b, 2008) or ca. 2.30−1.90 Ga (Jiao et al., 2013). Sediments may have deposited on an active continental margin or in a back-arc basin geodynamic setting (Z.H. Wang, 2009), or on a passive continental margin (Condie et al., 1992 ; J.H. Li et al., 2000 ; Xia et al., 2006a, b, 2008)

The khondalites commonly show a stromatic structure with a more or less regular alternation of leucosome and mesosome (definitions are from Sawyer, 2008). Metatexites and diatexites are both observed in the KB. Metatexite consists of regular alternation of leucosomes and melanosomes with a penetrative foliated structure. Leucosome is thinner or as thick as the mesosome, with a mm-scale layering. The mesosome is mesocratic and is composed of medium grain size and equigranular quartz and feldspar with biotite and sillimanite. The leucosome is composed of a coarse grain quartzo-feldspathic assemblage with elongated garnet grains. Diatexite is globally more leucocratic. The proportion of leucosome is higher and the alternation with mesosome is irregular. Mesosome is thinner, often cross-cut by leucosome and also composed of quartz, feldspar, biotite and sillimanite. Leucosome is also composed of coarse grained quartz and feldspar. Sometimes the leucosome shows a mylonitic texture with elongated quartz and feldspar grains.

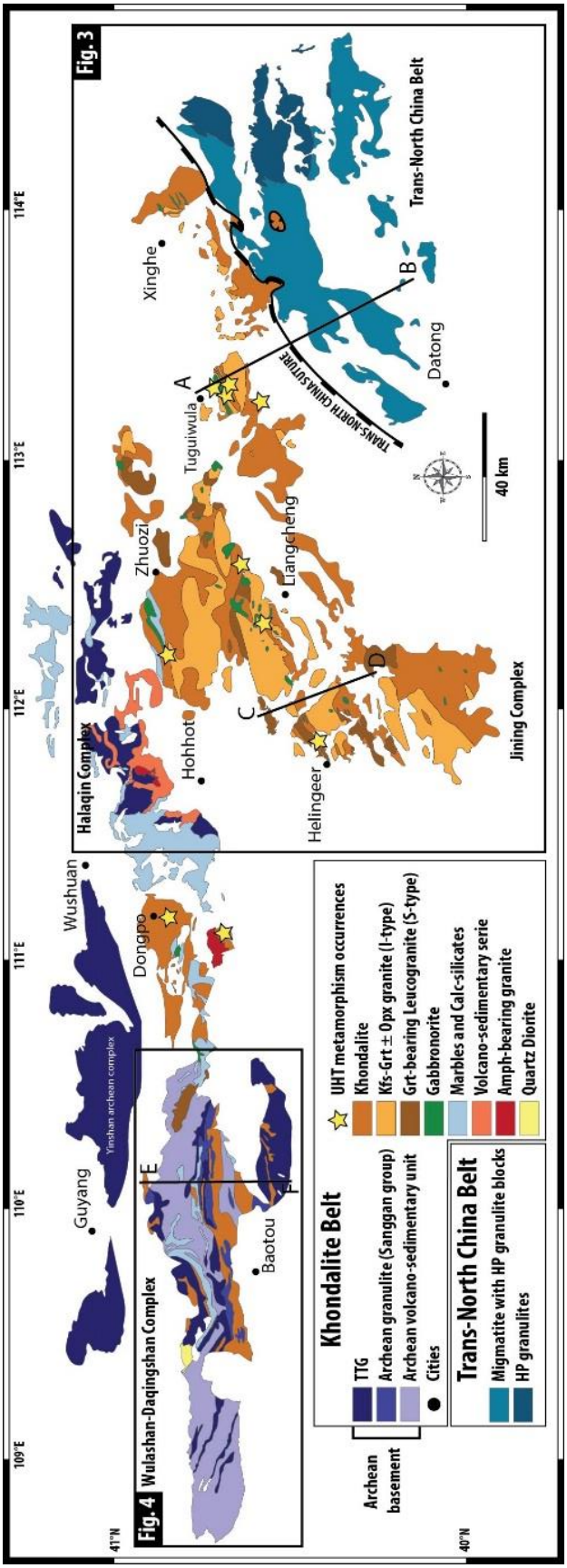

Figure 4.2: Geological map of the Precambrian units of the Khondalite Belt, Yinshan block and Trans-North China Belt. Ultra-High Temperature occurrences documented by Santosh et al. (2007, 2012), Tsunogae et al. (2011), Guo et al. (2012), Liu et al. (2012), Zhang et al. (2012), Shimizu et al. (2013), Yang et al. (2014), Jiao et al. (2015), X.W. Li & Wei (2018) and Lobjoie et al. (2018) are represented (yellow star).

The regional metamorphism reported from the khondalite studies shows a clockwise *P–T* evolution with a pressure peak at 1.1-1.2 GPa for 750-850°C followed by an isothermal decompression at 800-850°C (Cai et al., 2014, 2015, 2016, 2017 ; Jiao et al., 2013 ; Santosh et al., 2006 ; Yin et al., 2014 ; G.C. Zhao et al., 2006a and references therein). The timing of metamorphism is estimated at *ca.* 1.95 Ga and is supposed to reflect the collision between the Ordos and Yinshan blocks (Wan et al., 2006 ; Santosh et al., 2007b ; Yin et al., 2009, 2015). Thereafter, two HT to UHT metamorphic events are regionally distributed over the whole KB and related to the widespread migmatization of khondalites. The first one at 1.92 Ga, with a near isobaric heating and cooling is linked to mafic intrusions (Guo et al., 2012 ; X.W. Li & Wei, 2018 ; Lobjoie et al., 2018) or linked to post-orogenic slab break-off inducing an anticlockwise *P–T* evolution with near isobaric cooling path (Santosh et al., 2009, 2012 ; Shimizu et al., 2013 ; Tsunogae et al., 2011 ; H.T. Zhang et al., 2012). Lobjoie et al. (2018) discussed the *P–T* evolution for the UHT metamorphism and proposed a clockwise *P–T* path for the UHT metamorphism. Their results on an olivine-bearing migmatite and on the sapphirine-bearing granulite from the Tuguiwula area emphasize this *P–T* evolution. It is also supported by X.W. Li & Wei (2018) and by Guo et al. (2012) for the Dongpo area. The second UHT event was documented at 1.89-1.86 Ga and showed a near isobaric heating at medium pressure along a clockwise *P−T* path (Yang et al., 2014, Jiao et al., 2015). Coevally, within the Halaqin domain (Figure 4.2) a Barrovian metamorphism is recorded with a metamorphism peak at 550-570°C for 0.6-0.65 GPa (Huang et al., 2016).

Petrological and geochemical studies revealed that the KB was intruded by two set of granitic bodies, garnet-bearing granites and charnockites (I-type) and garnet-bearing leucocratic granites (S-type) (Figure 4.2) emplaced between 1.95 and 1.85 Ga (e.g. Dan et al., 2014 ; Peng et al., 2014 ; Santosh et al., 2013 ; L.J. Wang et al., 2017). Numerous gabbronoritic intrusions are also observed. Peng et al. (2010, 2011, 2012) proposed in their geochemical studies that these gabbronorites were linked to a ridge subduction at ca. 1.92 Ga.

Only few studies focused on structural analysis of the KB (Lu et al., 1992 ; Lu & Jin, 1993 ; Gong et al., 2014). Lu & Jin (1993) briefly described four deformations with a D_1 and a D_2 related to crustal thickening during an Archean event. This last one is characterized by the development of ENE–WSW trending pervasive S_2 foliation with isoclinal to recumbent folds respectively. A younger third event D_3 event is described as related to the cooling history between 2.4 and 2.0 Ga, characterized by folded S_2 with open fold with vertical E–W trending axial plane. Authors also observed locally the development of an E-W subvertical S_3 foliation.

A late D4 mylonitic deformation occurred between 2.0 and 1.9 Ga (Lu & Jin 1993). Although these observations are well founded, the Archean age of the deformations cannot be considered because of the ages obtained on the protolith of khondalite.

More recently, Gong et al. (2014) made a structural analysis within the Helanshan, Wulashan and Lüliangshan massifs (Figure 4.1A). In Helanshan massif, they described a main foliation that is NE-SW trending and dips 60 to 80° toward the SE. They documented subvertical mylonitic shear zones of 10 to 100m width that are described with a similar attitude and a dextral kinematics. Within the Wulashan massif, the authors described a first NE–SW trending foliation steeply dipping to the SE or NW. They also documented a second E–W trending structure with a steep dip to S or N and a last N120°E planar fabric with a subvertical to steeply dipping to SW is also observed. Gong et al. (2014) did not present the temporal relationships between the above mentioned different planar fabrics. However, they performed ^{40}Ar-^{39}Ar dating on the E-W trending shear zones that gives ages between *ca.* 1.89 Ga and *ca.* 1.81 Ga interpreted as timing for subsolidus deformation (Gong et al., 2014).

2.4 Structural analysis

In the KB, the main structural trend is NE-SW to E-W (Figures 4.3, 4.4, 4.5, 4.6 & 4.7). A main tectonic contact is the SW-NE trending Trans-North China Suture (TNCS) that is a north-east dipping shear zone that separates the KB from the High-Pressure Belt (Figures 4.2, 4.3 ; Trap et al. 2011, 2012). A second main tectonic contact, the Hohhot-Zhuozi Shear Zone (HZSZ) is proposed by several author (Figure 4.3, e.g. Peng et al., 2010, 2011, 2012 ; Santosh et al., 2012 ; Yang et al., 2014 ; H.T. Zhang et al., 2012). However, the HZSZ is cryptic and its attitude remains unknown since it lies under the recent Ordos sedimentary cover. North of the HZSZ, lies the Halaqin complex where volcano-sedimentary rocks, amphibolite-facies schists, TTG gneiss, and marbles crop out (Figure 4.2). In this area, the foliation is shallowly dipping and associated to a metamorphism at lower grade compared to the one documented in the Jining and Daqingshan complexes (e.g. Guo et al., 2012 ; Huang et al., 2016 ; X.W. Li & Wei, 2018 ; Santosh et al., 2006). Our work focused on the area south of the HZSZ, where high-grade rocks and UHT granulites occur (yellow stars on Figure 4.2). In the studied area, cross-cutting relationships at outcrop scales clearly suggest two heterogeneous ductile deformation phases, namely D_1 and D_2. In the following, the characteristics of both deformations are presented at

the regional and outcrop scale. We also document and describe the fabrics and related metamorphic assemblages observed at the microscopic scale.

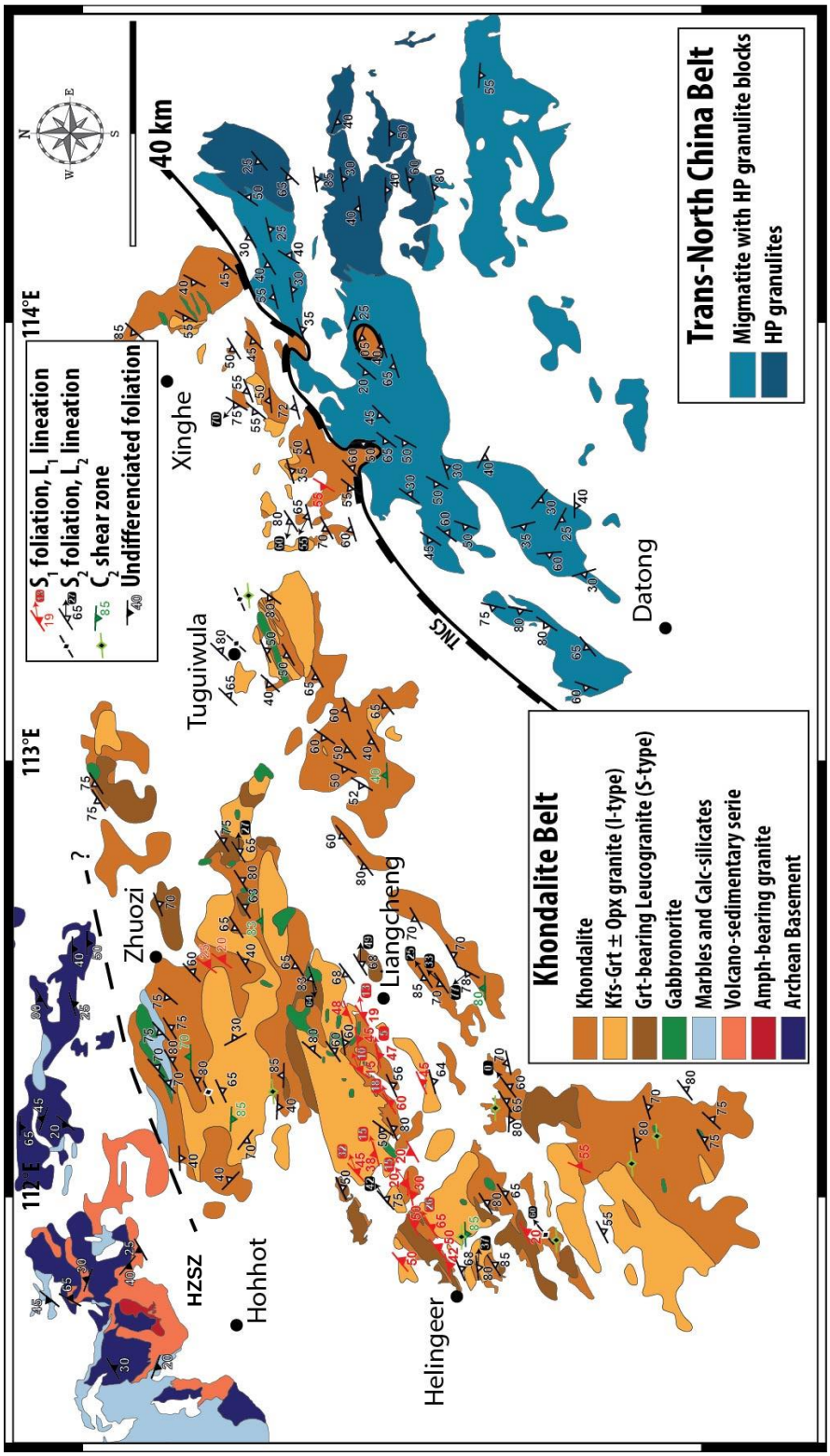

Figure 4.3 : Geological map zoom on the Jining complex and HP domain of the TNCO with our structural data. Data documented on the TNCO are from Trap et al. (2011).

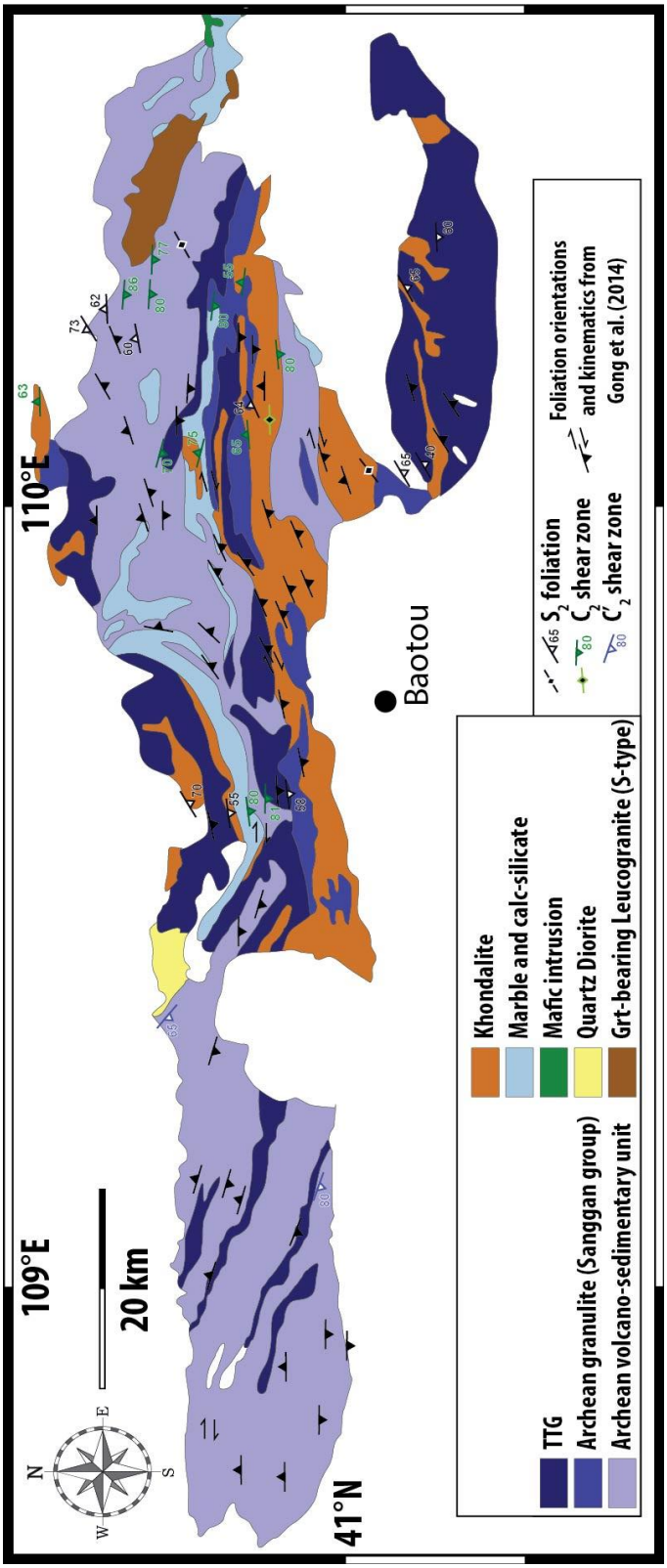

Figure 4.4 : Geological map zoom on the Wulashan-Daqingshan complex with our structural data completed with direction of foliation data from Gong et al. (2014).

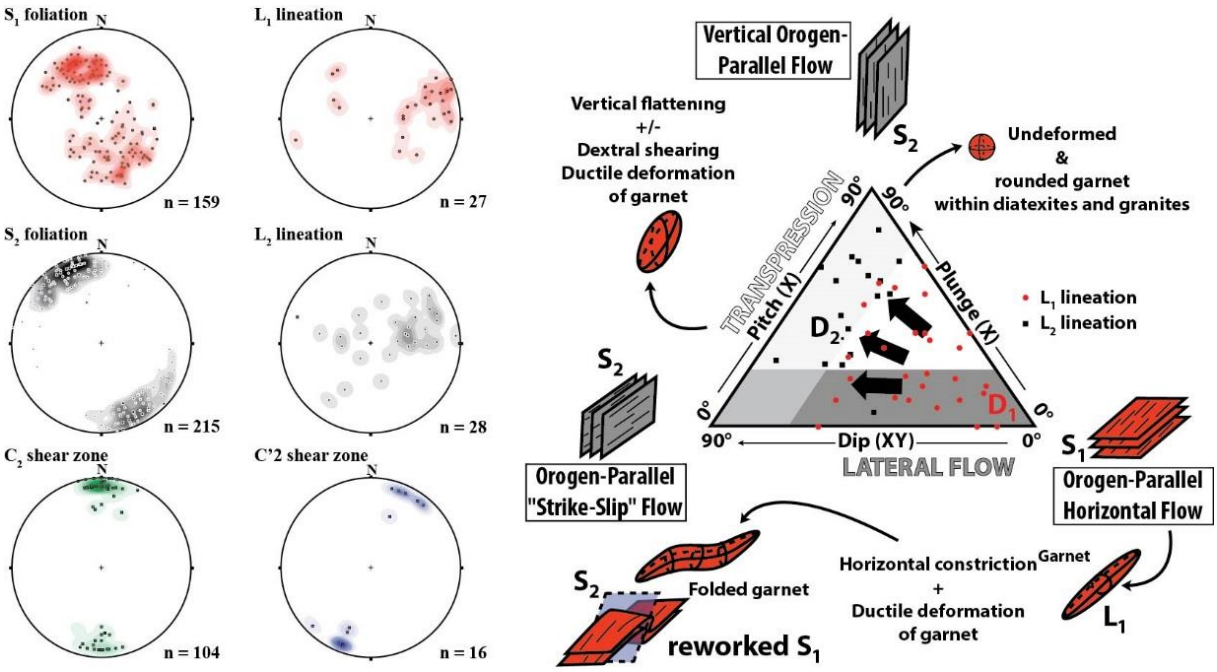

Figure 4.5 : Stereogram of S_1, S_2, C_2, C'_2 planar fabrics and L_1, L_2 lineations data and Dip-Pitch-Plunge ternary diagram with lineation projection (modified from Rickard & Rixon, 1983 modified by Chardon et al., 2009). Garnet is considered as a proxy of the finite strain pattern of the HT-UHT deformation.

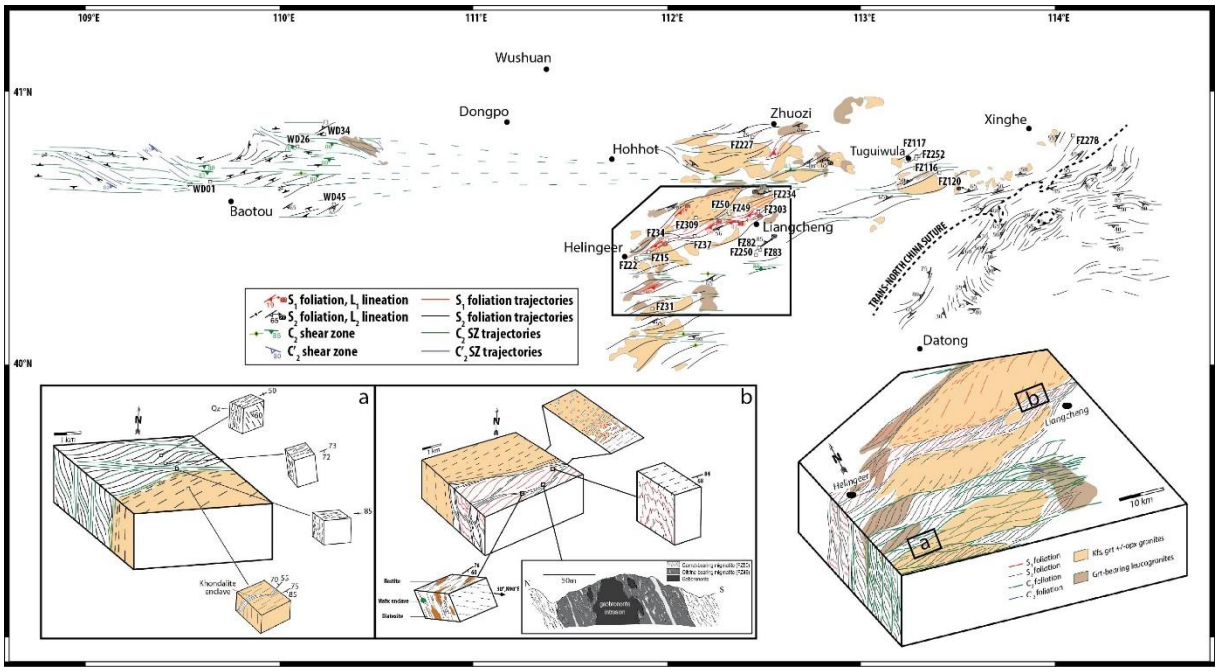

Figure 4.6 : a) Trajectory foliation map of the Khondalite Belt with magmatic intrusion. 3D block diagram show a 10km-scale zoom of the black area on the map. b) km-scale 3D Block diagram showing the relationship between S_2, C_2 and granite. c) km-scale 3D Block diagram showing the relationship between S_1, S_2 and magmatic intrusions.

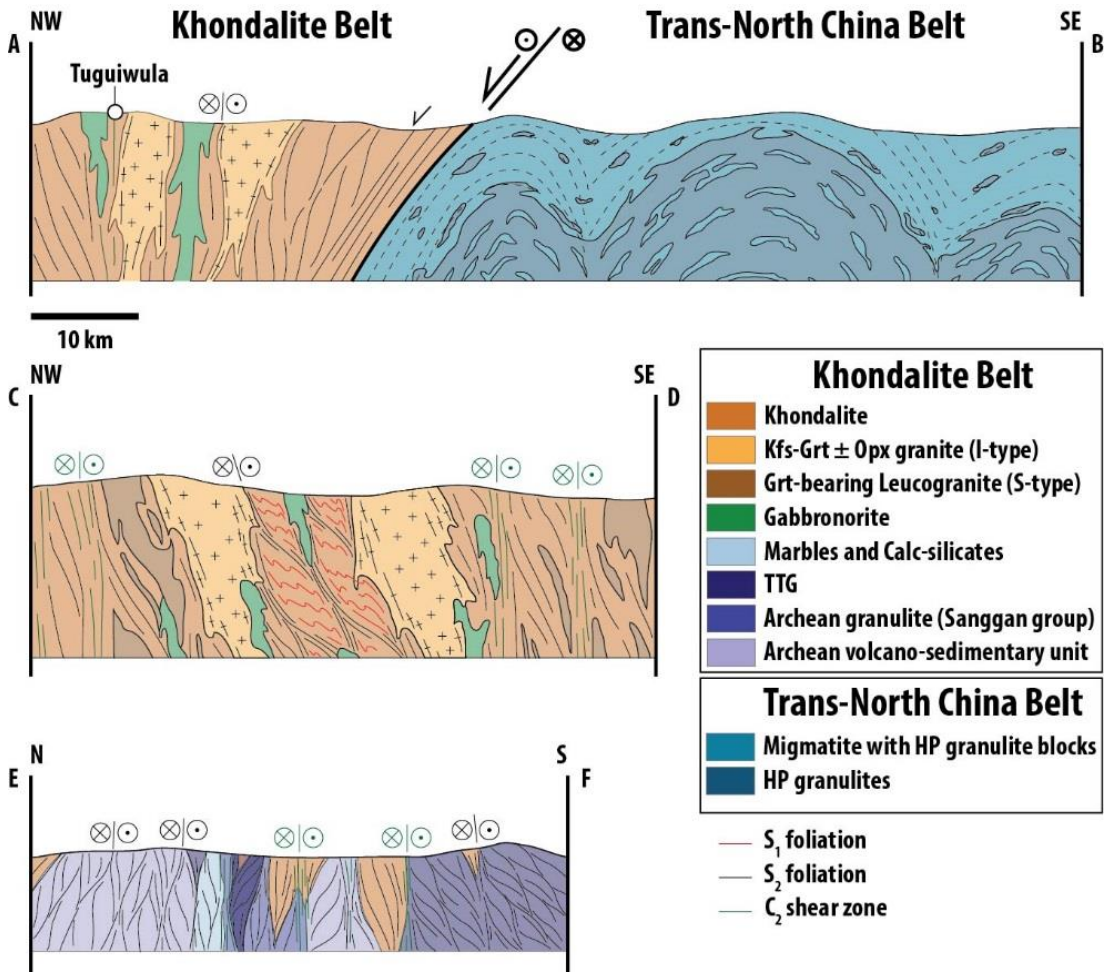

Figure 4.7 : Cross-section throughout the Khondalite Belt in: a) the Tuguiwula area, b) the Helingeer-Liangcheng area and c) the Baotou-Shiguai area.

2.4.1 Suprasolidus D_1 deformation

The average direction of S_1 foliation is N50°E with a shallow to moderate dip, mainly toward the SE (Figures 4.3, 4.5, 4.6 & 4.7). S_1 holds a mineral and stretching lineation defined by preferential alignment of biotite and sillimanite as well as the elongated shape of garnet (Figures 4.5 & 4.8d). L_1 trends ENE-WSW with a weak plunge toward the east (Figure 4.5). Unfortunately, shear criteria are not observed and kinematics along L_1 remains unknown. A majority of L_1 lineation plot is located within the lateral flow domain close to the orogen-parallel horizontal flow end-member of the dip-pitch-plunge ternary diagram of Rickard & Rixon, (1983) modified by Chardon et al. (2009).

At regional scale, the D_1 strain is well preserved in a low-D_2-strain corridor that lies between the Helingeer granite and the Liangcheng granite (Figures 4.3, 4.6 & 4.7). Elsewhere,

the D_1 relicts appear as small lens shaped domains (Figures 4.6 & 4.7) preserved within the anastomosed D_2 framework described below.

The S_1 foliation is recognized as a gneissic and migmatitic layering (Figure 8a, b, c).. In stromatic migmatites, the S_1 foliation is defined by layers or streaks of quartz-feldspar-garnet leucosomes parallel the foliation in the host mesosome (Figure 4.8a, b, c). Larger and more irregular patches of leucosomes are also discordant on S_1 (Figure 4.8a, b). In some area, the stromatic migmatite exhibits a pronounced S_1 planar fabric, with garnet porphyroblast showing a large aspect ratio (Figure 4.8b). In high strain migmatites, some neosomes that parallel S_1 show no evidence of plastic deformation and contain rounded garnet porphyroblasts, up to 5 cm in size (Figure 4.8c).

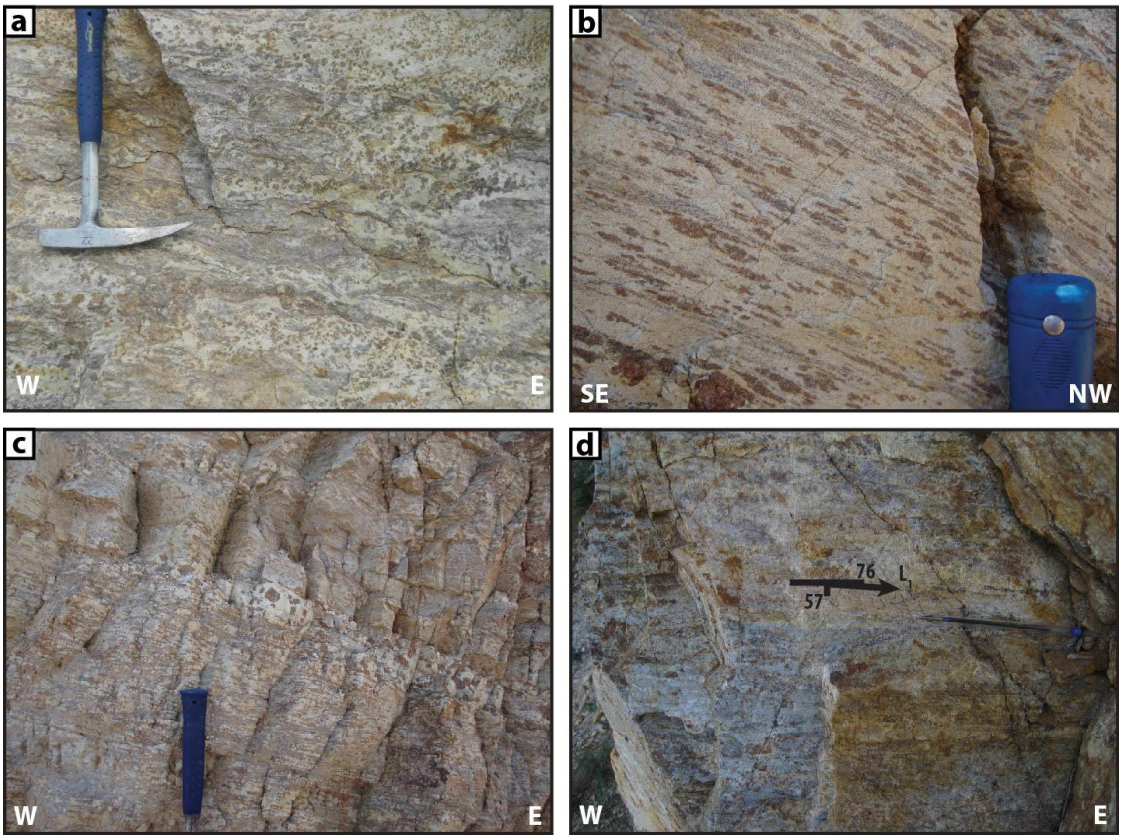

Figure 4.8 : Outcrop photographs showing D_1 related fabrics: a) typical garnet-bearing migmatite with a S1 foliation underlined by layering of irregular leucosomes and melanosomes; b) garnet-bearing migmatite with elongated garnet underlying the foliation S1; c) cm-scale rounded garnet grains within large neosome layer parallel to S1 foliation; d) lineation with medium angle to the East underlined by biotite within garnet-bearing migmatite; e) near horizontal lineation with shallow dipping to the East underlined by biotite and elongated garnet within garnet-bearing migmatite.

Microscopic observations reveal that the D_1 stromatic migmatite is composed of quartz, mesoperthitic feldspar, biotite, sillimanite, garnet ± spinel. This assemblage formed petrographically heterogeneous layers. Some layers are composed of Ti-rich biotite, quartz,

mesoperthitic feldspar. Other layers are quartz-feldspar-richer and do not contain any biotite but few spinel, ilmenite or rutile.

Within S_1, garnet grains are mm to cm-size and elongated with a large shape ratio (1:5 to 1:10 ; Figure 4.9a, b). Garnet grains represent 10 to 35% of the whole rock forming minerals and show different typologies depending on their location within layers of different chemical composition. Hence, silica-rich layers show garnet porphyroblasts that are poecilithic and that consist of a garnet-quartz aggregate (Figure 4.9b). Within Al-rich layers, garnet prophyroblasts contain inclusion of biotite and fibrolitic sillimanite that parallels the S_1 observed in the matrix, arguing for biotite breakdown melting reaction (Le Breton & Thompson, 1988):

Bt + Sil + Pl + Qz = Grt + Liq (abbreviation from Whitney & Evans, 2010)

The reaction is also emphasized by the corroded aspect of some biotite grains within the matrix (Figure 4.9c ; Sawyer, 2008). Biotite grains represent 10-20% in modal proportion within the Al-rich layers, and 1-3% in modal proportion with de Si-rich layers and measure between 50 and 300µm. These biotites have a X_{Mg} = 76% and are Ti-rich (~4.5 wt% TiO_2) and F-rich (~2.6 wt%). This high F and Ti content may probably increase the biotite stability at high temperatures (Dooley & Patiño Douce, 1996). The preferential alignment of biotite grains defined the S_1 foliation in both Si-rich and Al-rich layers of migmatites. Within Al-rich layers, the S_1 foliation is also underlined by prismatic sillimanite that may content some spinel as inclusion (Figure 4.9d). This spinel is considered as a peritectic phase and crystallized within the S_1 foliation fabric (Figure 4.9d ; Lobjoie et al., 2018).

Within migmatites with a well preserved S_1 fabric, feldspars are mesoperthitic, up to 800 µm in size and represent between 30 and 50% of the whole rock forming minerals. Some grains within quartzo-feldspathic layers show a cuspate shape (Figure 9e), which indicate the location of melt (Sawyer, 2008). The melt amount estimation using this kind of indicators is complex but it seems to have low melt amount (<15% of the whole rock). No mylonitic fabrics with strong plastic deformation are observed within these D_1 migmatites.

These macrostructural and microstructural observations argue for the development of S_1 from subsolidus to suprasolidus conditions during prograde metamorphism and at temperature peak conditions. The syn-D_1 metamorphic peak assemblage composed of Qz + Fsp + Grt + Sil + Sp + L ± Bt gave HT to UHT conditions of the metamorphism of 950-1000°C at around 0.6-0.8 GPa (Lobjoie et al., 2018 ; Lobjoie et al., submitted, chapitre 5).

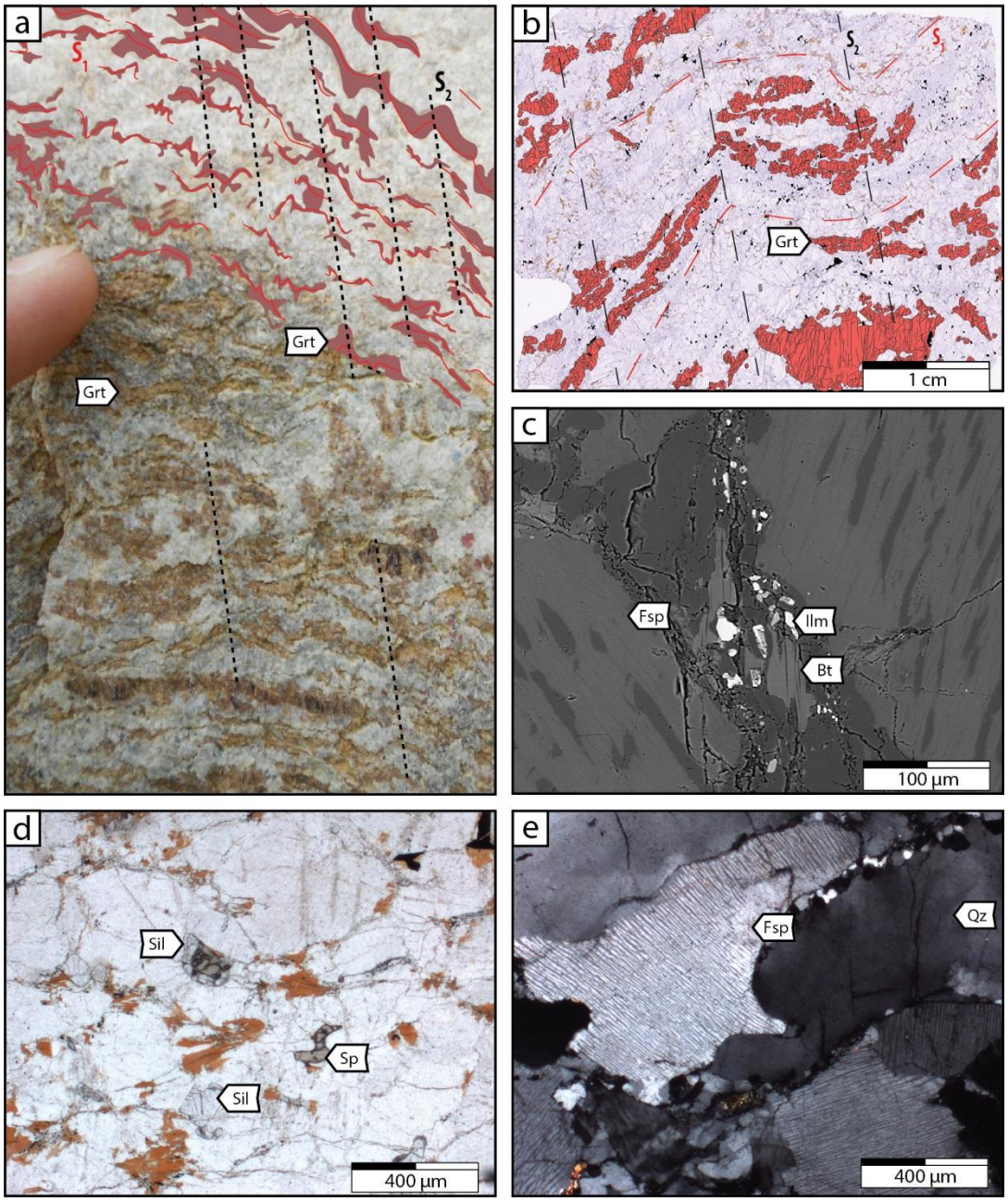

Figure 4.9 : a) Outcrop scale photograph showing elongated and folded garnet underlying the folded S_1 foliation within an axial plane of the S_2 deformation; b) Thin section scale photograph showing elongated and folded garnet underlying the folded S_1 foliation within an axial plane of the S_2 deformation; c) corroded biotite with new formed ilmenite, quartz and feldspar grains; d) Microphotographs of spinel grains within the matrix or as inclusion into prismatic sillimanite; e) Microphotographs of a contact between mesoperthitic feldspar and quartz with cuspate shape.

2.4.1 D_2 deformation

Early D_2, at suprasolidus state

In low D_2 strain domains, meter scale wave length open F_2 folds with N40-50°E trending fold axis and steeply dipping axial planes rework the S_1 foliation (Figures 4.6, 4.7 & 4.10a). D_2 strain gradient is shown by the progressive change from open folds toward decimeter scale wave length tight F_2 folds and the development of a synfolial S_2 cleavage that totally transposed S_1 foliation in high D_2 strain domains (Figure 4.10b, c, d). S_2 is N70°E trending and highly dipping toward the SE (Figure 4.5). Melt accumulation along F_2 fold hinges is commonly observed arguing for D_2 folding under suprasolidus conditions (Figure 4.10c, d). The suprasolidus S_2 foliation generally holds a NE-SW intersection lineation with a moderate to low plunge toward NE. Stretching mineral lineation L_2 is difficult to observe but rare evidences suggest a moderate to low plunging toward the East (Figure 4.5). Kinematic criteria are scarcely observed but seems indicate a main dextral shearing with reverse component during D_2 deformation stage. Numerous magmatic bodies comprising gabbronorite, I-type and S-type granites are injected and coeval with this S_2 foliation.

The D_1-D_2 spatial and temporal relationships are well observed in several places where alternations of Al-rich semi-pelitic and Al-poor psammite layers are exposed (Figure 4.10e, f). The semi-pelitic metatexite shows the typical D_1 fabrics with elongated garnet along S_1 that was deformed by D_2 folding. The psammitic layers consist of a patched metatexite in which garnet-bearing neosomes show a same preferential orientation that parallels the S_2 cleavage observed in the adjacent pelitic metatexites (Figure 4.10e, f). The internal part of the psammitic layers do not show any D_1 macroscopic strain evidence but only records D_2 strain fabric (Figure 4.10f). It is likely that partial melting of the Al-poor psammite started at higher temperatures than in the adjacent pelitic layer (Sawyer, 2008). The partially molten pelitic metatexite may have recorded D_1 during prograde metamorphism whereas the less-fertile and stronger psammite only recorded the latter D_2 deformation.

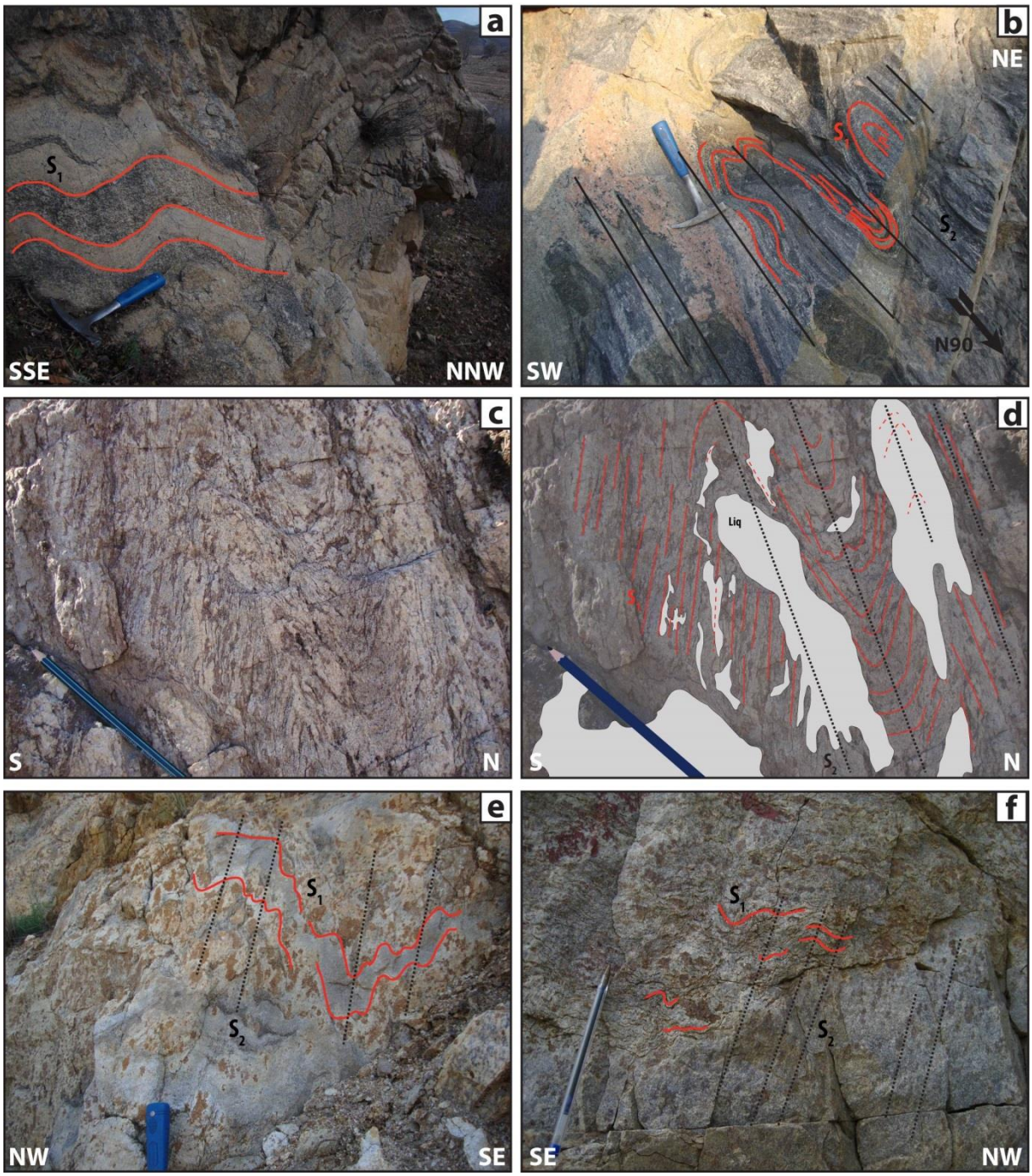

Figure 4.10 : Outcrop photographs of: a) reworked S1 foliation showing open folds with weak wave length; b) reworked S1 with tight F_2 folds and synfolial S_2 cleavage; c) tight F_2 folds and synfolial S_2 cleavage with folded garnet and sequent melt in fold hinges; d) illustration of melt percolation within hinge of folds F_2 and axial plane S_2 foliation; e) reworked S1 relic foliation in melanosome and aligned large garnet grains following axial plane S_2 foliation; f) folded S1 foliation with new S_2 fabric and S_2 foliation with aligned garnet grain without S1 foliation relics.

The suprasolidus S_2 foliation is well observed within sapphirine-bearing and spinel-bearing granulites where melt fraction is very low. The petrography of the sapphirine-bearing granulites was extensively described in previous studies because they represent the appropriate lithologies for the recording of UHT metamorphism (e.g. X.W. Li & Wei, 2018 ; Lobjoie et al.,

2018 ; Santosh et al., 2012). Within the more common spinel- and garnet-bearing granulites, foliation and lineation attitudes and strain fabrics are typical of D_2 (Figure 4.5). We noted a common wafer shape of garnet within these granulites structure affected by suprasolidus of S_2 foliation (Figure 4.5).

In some rare places, S_2 foliation is reworked by an E-W suprasolidus vertical foliation (Figure 4.11a). This foliation structured a stromatic migmatite where the melanosome and the leucosome is segregated (Figure 4.11b). The leucosome becomes larger to form centimeter scale veins that contained large centimeter scale peritectic garnet (Figure 4.11c). The host rock of these veins is locally a residual melanosome with a granulitic assemblage of sillimanite, garnet, spinel, biotite relics in a poor quartzo-feldspathic matrix. The E-W foliation could be cross-cut by granitic sills that are connected to leucosome veins (Figure 4.11a, d).

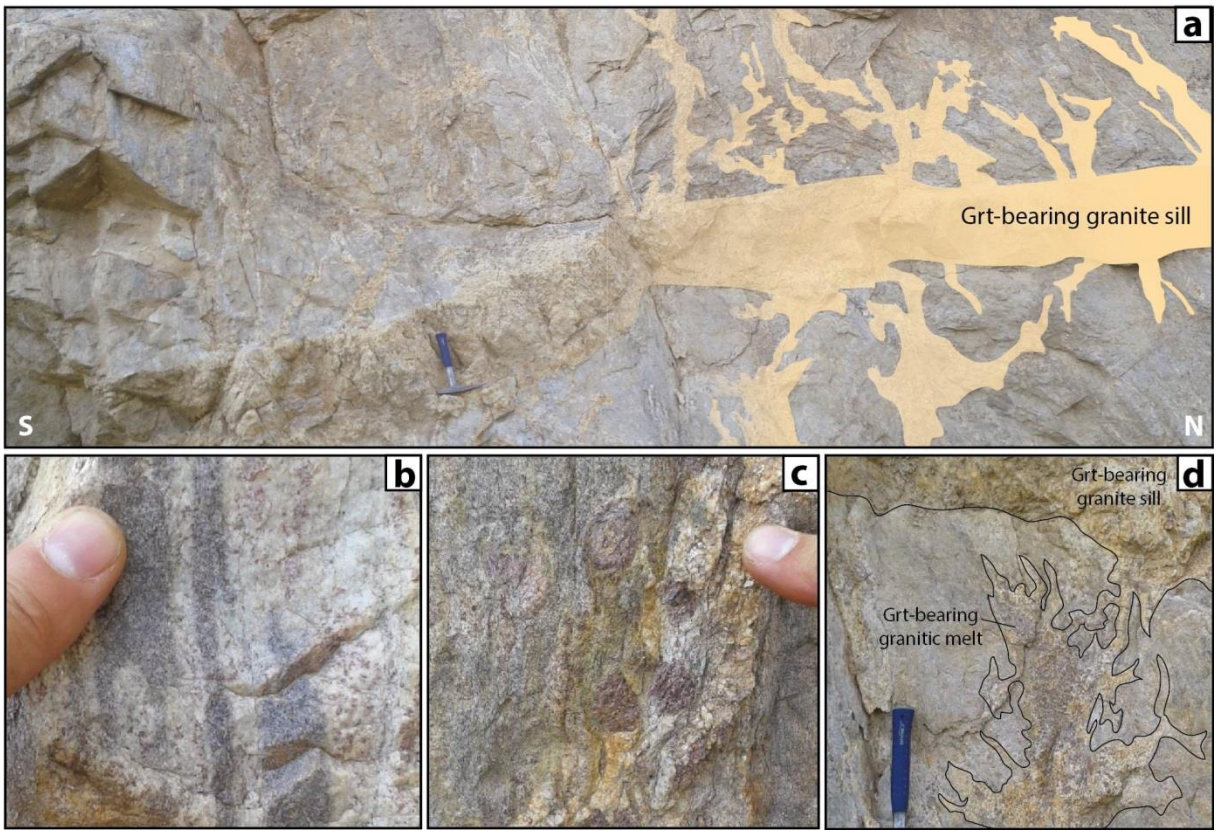

Figure 4.11 : Outcrop photographs of: a) a granitic sill cross cutting the subvertical C_2 planar fabric; b) melt segregation formed melanosome-rich domains and leucosome rich domains; c) granulitic assemblage is developed with centimetric garnet grains; d) melt network within C_2 planar fabric connected to the granitic sill.

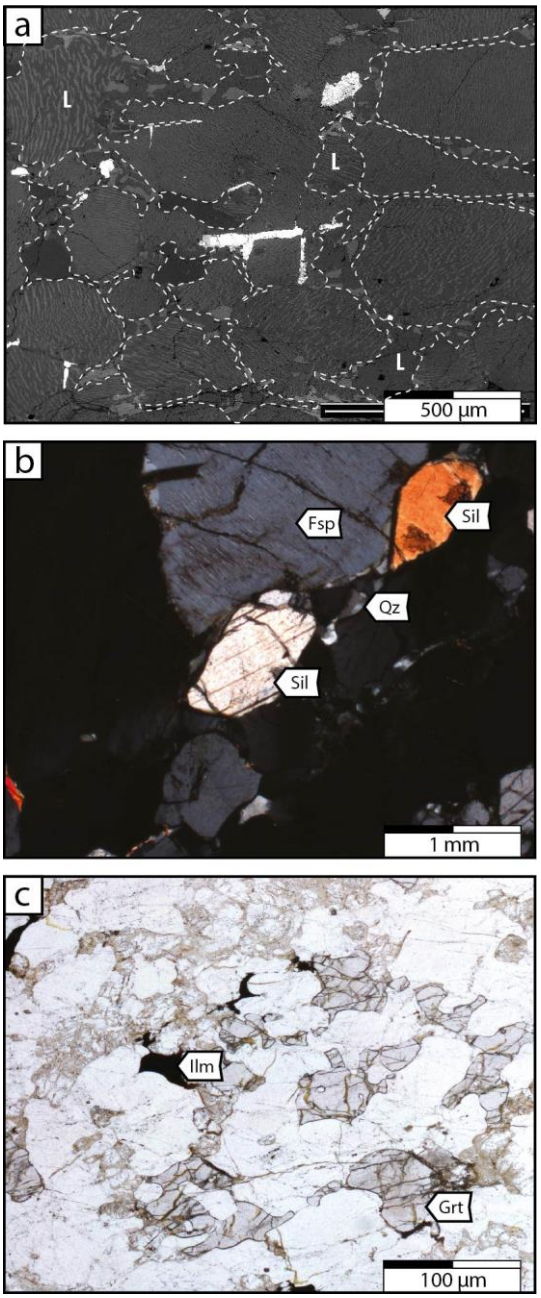

Figure 4.12 : a) SEM image of leucosome from garnet-bearing migmatite showing the melt network; b) Thin section microphotographs of samples structured by the D_2 deformation stage showing: a) thin quartz film around prismatic sillimanite within the S_2 foliation; c) rounded or skeletal shape of small garnet grains within S_2 foliation in opposition to large elongated garnet grains within S_1 foliation.

At microscopic scale, within spinel and garnet-bearing granulites the S_2 planar fabric is defined by the heterogeneous layering made of layers with Ti-rich biotite relics (X_{Mg} = 78%, TiO_2 = 4.2 wt%, F = 2.8 wt%, Lobjoie et al., submitted, chapitre 5), quartz and feldspars and quartzo-feldspathic dominant layers with spinel, ilmenite and prismatic sillimanite. Melt is observed as 10 to 100 µm size films wrapping around mesoperthitic feldspar forming a connected network (Figure 4.12a), prismatic sillimanites from the S_2 foliation mantled by quartz films (Figure 4.12b) and cuspate feldspar aggregates (Figure 4.12a). Such criteria support the occurrence of melt during D_2 deformation (Sawyer, 2008). Finally, diatexites structured by S_2 foliation show small more or less rounded garnet grains within the foliation (Figure 4.12c) and

elongated garnet appears only as relics compared to the S_1 foliation where they are common. In a previous study Lobjoie et al., (2018) showed that a gabbronoritic intrusion injected within an S_2 strain corridor was responsible for the UHT metamorphism of a spinel and garnet bearing granulite recorded within an unusual olivine-bearing migmatite.

Late D_2, at subsolidus state

The suprasolidus D_2 deformation was followed by a progressive retrograde subsolidus D_2 deformation. A penetrative subsolidus S_2 foliation is defined by thin mm-size ribbons of quartz and flattened feldspar porphyroclasts. S_2 in migmatites is recorded by stretched and sheared leucosomes (Figure 4.13a). S_2 is mainly N70°E in trend and subvertical to highly dipping to the SE (Figure 4.5). Elongation of quartz-feldspars aggregates defines a stretching lineation L_2 that is ENE-WSW directed and moderately plunging to the east (Figures 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 4.7 & 4.13b) or near horizontal along a N65-70°E trend (Figures 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 4.7 & 4.13c). Locally, the S_2 foliation show a mylonitic fabric that forms meter thick N70E trending and subvertical zones preferentially localized within Si-rich migmatite (Figure 4.13d) or close to magmatic bodies (Figures 4.6, 4.7 & 4.13e,).

The penetrative subsolidus D_2 deformation is recorded by a S_2 foliation within garnet-bearing diatexite. Garnet-bearing diatexites are more SiO_2 rich samples. These migmatites are mainly composed of quartz, mesoperthitic feldspar, garnet, sillimanite with scarce biotite and accessory rutile or ilmenite. D_2 Garnet from diatexites occurs as small grains between 50 µm to 1 mm in size. Compare to D_1 garnet that are strongly elongated, the D_2 garnets are more or less rounded shaped without any inclusions (Figure 4.14b, c, e). In low strain zone, feldspar grains are mesoperthitic and recrystallized at grains boundaries in alkali feldspar and plagioclase. However, within high strain zone, feldspars are totally recrystallized in a binary assemblage of K-feldspar + plagioclase with scarce mesoperthitic relict grains.

The N70°E trending S_2 foliation is deflected and reworked along N90°E trending, decameter to kilometer scale, high strain shear zones where a mylonitic fabric predominates (C_2 planar fabric on Figure 4.5). This mylonitic deformation is strongly developed within the Wulashan-Daqingshan complex (Figures 4.4, 4.6, 4.7 & 4.14a, b, c) and more localized within the Jining complex (Figures 4.3, 4.6, 4.7 & 4.14d). Upright and tight F_2 folds occurred close to this E-W foliation. The fold axis direction showed a low angle from the N90°E planar fabric

and trends N70°E. The L_2 lineation on C_2 is difficult to observe and is not clearly constrained. Among few observations of this lineation, some foliations hold low dipping lineation and others hold highly dipping lineation (Figure 4.5).

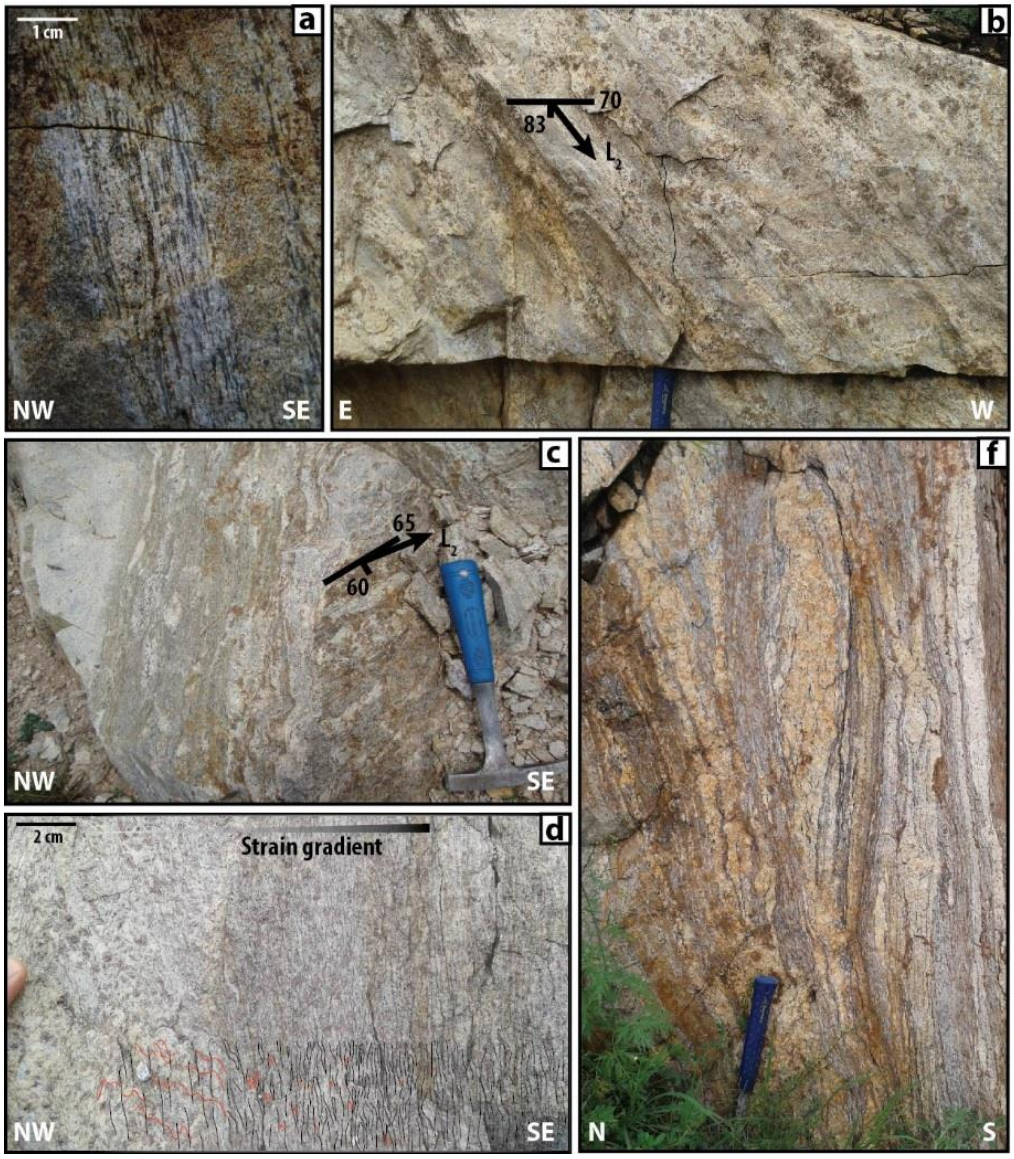

Figure 4.13 : Outcrop photographs of: a) typical garnet-bearing migmatite with a S_2 foliation with a mylonitic fabric; b) moderately plunging stretching lineation L_1 to the E observed on a S_2 foliation plane; c) near horizontal stretching lineation L_1 (shallow dipping to the NE) on a S_2 foliation plane; d) strain gradient inside a garnet-bearing migmatite with some folded S1 relics transposed by a penetrative S_2 foliation that bounded small rounded garnet grains; e) small granitic body bounded by high strain domain of S_2 foliation.

A second set of high-strain corridors is recognized and trends N120°E. These high strain zones reworked the NE-SW trending S_2 foliation and the E-W trending C_2 shear zones (Figures 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 4.7 & 4.14e). Again, the L_2 lineation on C'_2 is also difficult to observe and is not clearly constrain (Figure 4.5). Upright and tight F_2 folds are observed close to this planar

fabric. The fold axis trends to a N100°E direction, describing a low angle from the N120°E trending C'$_2$ fabric. Mylonites to ultra-mylonites are common but mostly occurring within the Wulashan-Daqingshan rather than within the Jining complex. Commonly, the S_2 foliation and C_2 shear zones are marked by the preferential orientation of both biotite/sillimanite layers and well-developed mylonitic fabrics within quartzo-feldspathic rich layers.

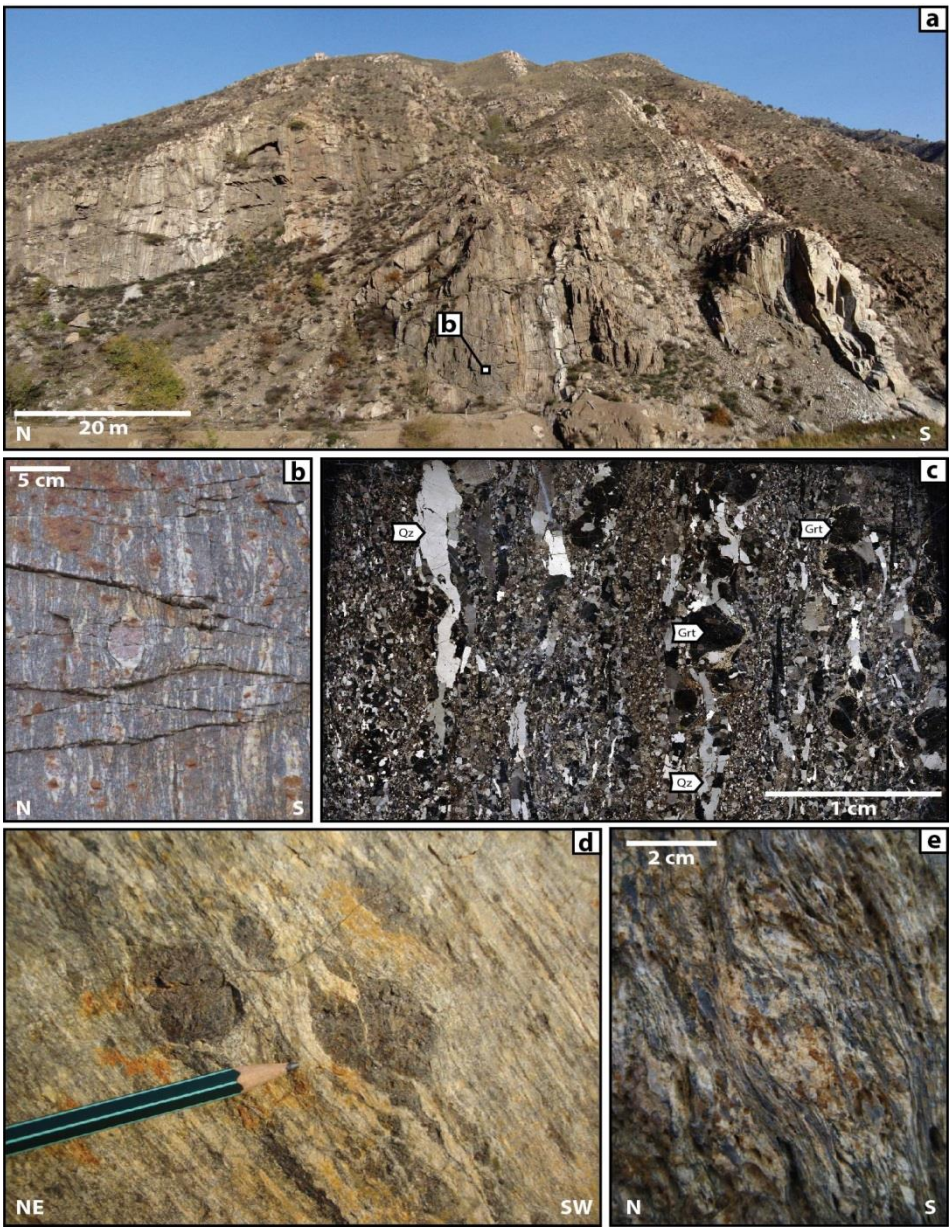

Figure 4.14 : a) Panorama of a massif structured by vertical C_2 foliation in the Wulashan-Daqingshan complex; b) Zoom at outcrop scale on a mylonitic garnet-bearing migmatite; c) Thin section microphotography of the mylonitic texture and rounded garnet shape of migmatite structured by the C_2 foliation; d) Outcrop scale photographs of C'$_2$ fabric in the Wulashan-Daqingshan complex; e) Outcrop scale photographs of C_2 fabric with a mylonitic structure in the Jining complex.

The three D_2 high strain subvertical planar fabrics, i.e. N70E, N90E and N120E developed from peak metamorphism to low grade amphibolite facies during retrograde

evolution. At regional scale, they draw a well-developed lensed-shaped anastomosed S-C-C' like system (Figures 4.3, 4.4, 4.6 & 4.7). In this system, the N70°E, N90E and N120E main planar fabric directions may correspond to typical S_2, C_2 and C'_2 kinematic planar fabrics, respectively (Berthé at al., 1979). Thus their geometrical relationships is interpreted as a non-coaxial kinematics developed within a transpression setting with a bulk dextral kinematics at the scale of the studied area. This is in agreement with Gong et al (2014) that document dextral shearing with in some places a reversal component. This is also supported by projection of the L_2 lineation on the dip-pitch-plunge ternary diagram of Rickard & Rixon, (1983) modified by Chardon et al. (2009) that plot within the transpression field and fold axis directions with a low angle regarding their respective shearing planes directions (Sanderson & Marchini, 1984).

2.5 Strain pattern within granitoids

2.5.1 Deformed I-type granite

I-type granites crop out as large km-scale plutons, less than 40 kilometers long, showing a slightly elongated and a more or less sigmoidal shape (shape ratio of 1:2). I-type granites show scarcely penetrative mylonitic structure but they are surrounded by syn-D_2 mylonitic migmatites that underlined the granite shapes and boundaries. They are porphyric, with a main assemblage composed of feldspar megacrystals up to 10 cm, bluish quartz, biotite, and rounded garnet ± orthopyroxene. The inner core of the plutons is commonly isotropic without any clear planar or linear fabric. Along the pluton limb, a planar fabric may be marked by the preferential orientation of biotite crystals and K-feldspar porphyroclasts, and strained microgranitic enclaves. This magmatic foliation is in accordance with the one of the host migmatite, and corresponds to S_2 (Figure 15a).

Elongated enclaves, preferential alignment of biotite aggregates and K-feldspar defined a steeply plunging to vertical stretching mineral lineation measured on the S_2 foliation. In some places where the surrounding gneissic rocks trend N70°E, interference between D_1 and D_2 is responsible for a L-type granite where the L_2 lineation is mostly weakly plunging to horizontal (Figure 15b).

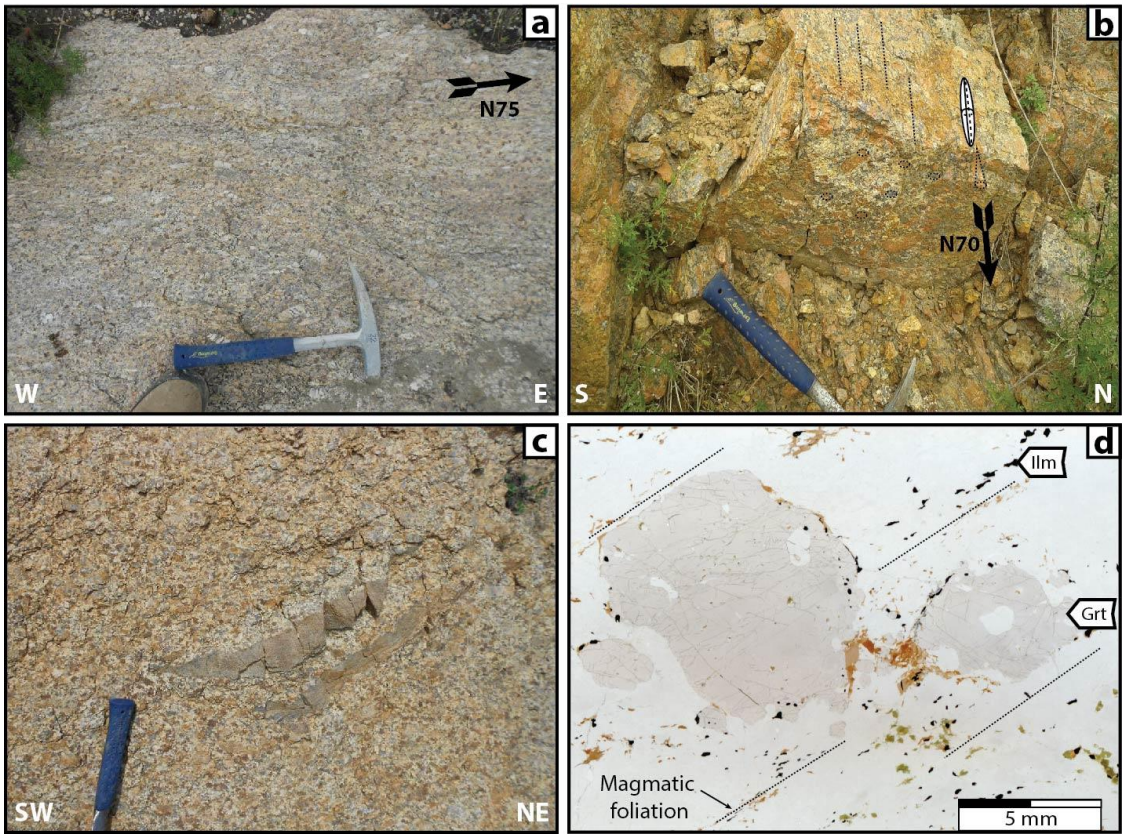

Figure 4.15 : Outcrop photographs of: a) I-type granite with feldspar megacrysts underlining the magmatic foliation ; b) L-type structure within I-type granite; c) garnet-bearing S-type granite with a restite enclave; d) Thin section scale photographs of I-type granite showing cm-scale rounded garnet and magmatic foliation.

2.5.2 Deformed S-type granite

S-type granites formed km-scale plutons smaller than I-type granite pluton, less than 20 kilometers long. They are leucocratic, medium to coarse-grained, containing some restitic enclaves composed of garnet feldspars, biotite and rounded garnet (Figure 4.15c, d). These plutons generally record the subsolidus D_2 deformation stage but the bigger plutons may present preserved core from any penetrative mylonitic foliation but showing a magmatic foliation that trends N70°E as also observed for I-type granites. At the regional scale, they are generally surrounded by S_2 foliation and C_2 shear zones when they occur. The magmatic foliation at the granite boundary is well developed and is closely parallel to the direction of the D_2 deformation fabrics (oriented from N50°E to N90°E, Figure 4.6 & 4.7). One stretching mineral lineation is also observed, it is vertical on the planar S_2 or C_2 fabrics. The second intersection lineation is also present, as observed for I-type granite. This horizontal N70°E oriented lineation is not

associated with a clear foliation and is observed in the interference domains between S_1 and S_2 foliations producing L-type tectonites at out-crop scale.

2.6 Relationship between D_1 and D_2 deformations, partial melting and transfer of magma

Structural analysis at the outcrop scale and thin section scale revealed that the S_1 foliation is a suprasolidus fabric. The foliation S_2 was initiated in suprasolidus and continued in sub-solidus conditions. Field evidences attest for melt movement during deformation stages (Figures 4.10d, 4.11a, b, c, d & 4.16).

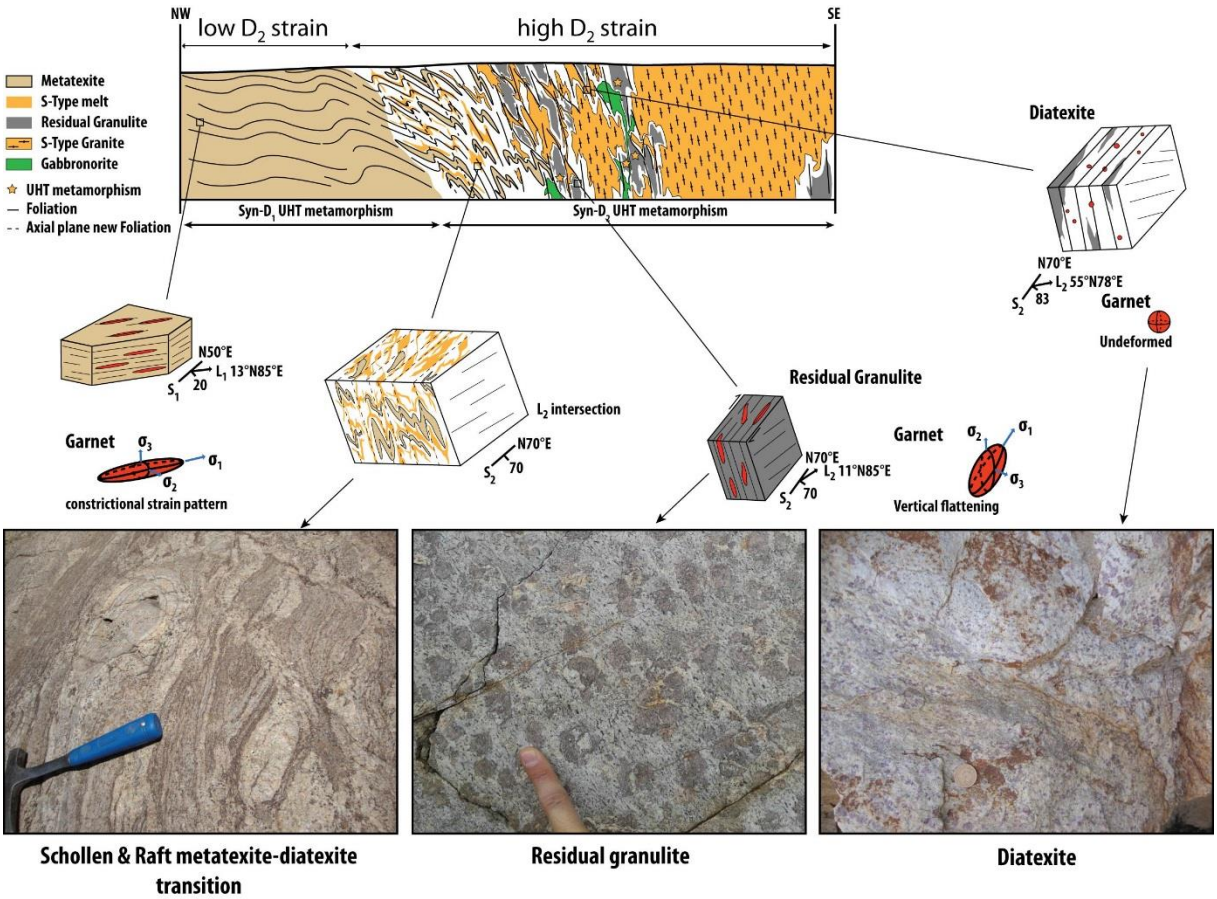

Figure 4.16 : Schematic cross-section of the South of the Helingeer-Liangcheng corridor showing melt transfer, structural and genetic relation between metatexite, diatexite and residual granulite.

The outcrop scale and thin section scale petrographic observations lead to estimate the relatively low melt amount within metatexite from S_1 foliation. The migration of melt seems to be relatively low, there is some neosome-rich layers (Figure 4.8c), but there is no clear evidence

for percolation, dykes or sills formation or local diapirism as commonly described in migmatite (e.g. Chandrasekhar, 1961 ; Lister & Kerr, 1991 ; McKenzie, 1984 ; Petford, 1995 ; Ramberg, 1981 ; Vanderhaeghe, 2009 ; Wickham, 1987). Metatexite shows classically a stromatic structure inherited from heterogeneity of the metapelitic to metagraywacke protolith more than from melt segregation (Sawyer, 2008). This is supported by thin-section observations that show Al-rich layer with elongated peritectic garnet with fibrolitic sillimanite, biotite and quartz inclusions whereas within Si-rich layer biotite and sillimanite are absent and peritectic garnet is poecilithic and forms a bimodal aggregate with quartz (Figure 4.9b, Lobjoie et al., submitted, chapitre 5). The bulk rock chemistry of metatexites is consistent with metapelite to metagraywacke chemistry. The pseudosection modelling attests for a low amount of melt between 2 and 10% in relatively identical proportion as observed on natural outcrops (Figure 4.17). This thermodynamic modelling also emphasizes a melt chemistry composition close to S-type leucogranite (Table 4.1). The shape of elongated garnet, underlining the L_1 horizontal stretching mineral lineation, is the result of a vertical and horizontal shortening during D_1 deformation, resulting in a constriction-type finite strain (Figure 4.16). Such a context is favorable to make melt segregation inefficient and to have melt nearly stagnant (Brown, Averkin, McLellan, & Sawyer, 1995 ; Brown & Solar, 1998 ; Laporte, Rapaille, & Provost, 1997).

	FZ 12C			
	850°C 1,0GPa	950°C 1,0GPa	850°C 0,6GPa	950°C 0,6GPa
SiO_2	68,65	69,25	70,57	70,07
Al_2O_3	14,78	15,87	15,85	16,77
FeO_T	0,80	1,69	1,66	2,31
MgO	0,15	0,30	0,28	0,39
CaO	0,38	0,64	0,44	0,53
Na_2O	4,11	3,37	2,88	2,60
K_2O	4,95	5,29	5,51	5,51
H_2O	6,18	3,59	2,81	1,82
Total	100,00	100,00	100,00	100,00

Table 4.1 : Chemical composition of melt product during the partial melting of a metatexite (FZ12C) modelled using Perple_X software (Connolly & Petrini, 2002)

Within reworked migmatite with S_1 fabric and new S_2 fabric, F_2 folds were developed from open in low strain domain to tight and upright folds in high strain domain. Melt migration is attested by leucosome within fold hinges (Figure 4.10d), concordant and discordant connected leucosome network, dykes or sills (Figure 4.11a), and in pressure shadow (Figure 4.16). Migmatite from this reworked domain shows schollens and rafts structures (Figure 4.16). The proportion of melt increases by melt segregation and migration through new highly dipping planar fabrics that let percolate silicate liquid (Figure 4.16).

This migration segregates into the S_2 foliation melt enriched domains with diatexites, which may correspond to the addition of autochthone and allochthone melt after migration, and melt depleted domains with residual granulites (Figure 4.16). The extreme expression of the melt migration is the formation of S-type granites that intruded into the S_2 steeply dipping structures (Figure 4.16).

A comparison of bulk rock compositions of metatexites, diatexites and granulites associated to S_1 and S_2 foliations is an additional argument for melt transfer during D_1 and D_2. The chemical compositions of diatexites and granulites are well correlated with the bulk compositions of the metatexites of the S_1 fabric (Table 4.2, point in Figure 4.17). Within S_1, migmatites are Fe-rich metatexites with a SiO_2 content around 60-65 wt%, an Al_2O_3 content of 15-20 wt%, a FeO_T content of 5-8 wt% and a MgO content of 2-3 wt% (Table 4.2). In the S_2 fabrics, granulites, granites or migmatites are transformed to diatexites. Granulites have a lower SiO_2 content of 55-60 wt% but a higher Al_2O_3 (20-25 wt%), FeO_T (9-13 wt%) and MgO (3-5 wt%) contents (Table 4.2). Diatexites present the higher SiO_2 content (70-80 wt%) and the lower Al_2O_3 (10-15 wt%), FeO_T (0-5 wt%) and MgO (0-1.5 wt%) contents (Table 4.2). A correlation between the fabric and the geochemistry of migmatites is well illustrated by the diagram of the Figure 4.17 that shows the (FeO_T+MgO) content as a function of SiO_2 content. Metatexites of the S_1 fabric show a medium bulk chemical composition with respect to S_2 diatexites and granulites (Table 4.2, point in Figure 4.17).

	D_1 Fabric				D_2 fabrics										
wt%	Metatexites				Restitic Granulites							Grt-bearing diatexites			
Samples	**FZ12C**	**FZ34**	**FZ49**	**FZ-50**	**FZ15A**	**FZ116**	**FZ-117A**	**FZ117B**	**FZ120**	**FZ-120B**	**FZ-252-1**	**FZ-37A**	**FZ-83-A**	**FZ-234**	**FZ-278B**
SiO_2	65,11	66,85	61,91	61,28	56,21	60,96	60,39	54,96	57,24	59,08	58,03	78,49	74,41	72,06	79,92
TiO_2	0,67	0,53	0,67	0,97	0,94	0,82	0,90	1,23	0,73	0,72	0,87	0,45	0,01	0,60	0,45
Al_2O_3	17,79	15,91	18,96	20,00	24,96	20,87	20,41	21,84	23,06	21,17	20,60	10,75	15,22	14,77	10,13
Fe_2O_3	7,18	5,93	6,79	7,97	10,41	9,20	8,59	13,22	8,75	9,53	10,47	3,44	0,17	5,33	3,16
MnO	0,05	0,06	0,09	0,07	0,08	0,06	0,06	0,11	0,06	0,07	0,13	0,04	0,00	0,03	0,05
MgO	2,47	1,99	2,28	2,86	3,13	3,02	3,44	4,70	3,39	3,91	3,35	1,07	0,02	1,51	1,00
CaO	0,72	1,11	0,99	1,20	0,42	0,57	0,74	1,13	0,40	0,70	0,57	1,35	0,62	0,32	1,06
Na_2O	1,70	2,83	2,52	1,83	0,55	0,77	1,08	1,06	0,83	0,92	1,03	2,29	4,30	0,93	2,59
K_2O	3,64	3,83	3,75	3,36	2,51	2,63	3,60	1,61	4,22	3,47	3,98	1,78	4,17	3,27	0,95
P_2O_5	0,07	0,07	0,06	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,06	0,05	0,05	0,05	0,07	0,03	0,05
LOI	0,50	0,11	1,04	0,41	0,09	0,43	0,07	-0,28	0,45	0,23	0,01	0,14	0,49	0,96	0,24
Cr_2O_3	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,92	99,22	99,08	99,99	99,36	99,40	99,34	99,65	99,22	99,90	99,14	99,87	99,48	99,80	99,61
FeO_T + MgO	9,65	7,92	9,06	10,83	13,54	12,22	12,03	17,92	12,14	13,44	13,82	4,52	0,19	6,84	4,16

Table 4.2 :Bulk chemical compositions of representative metatexites, diatexites and residual granulite.

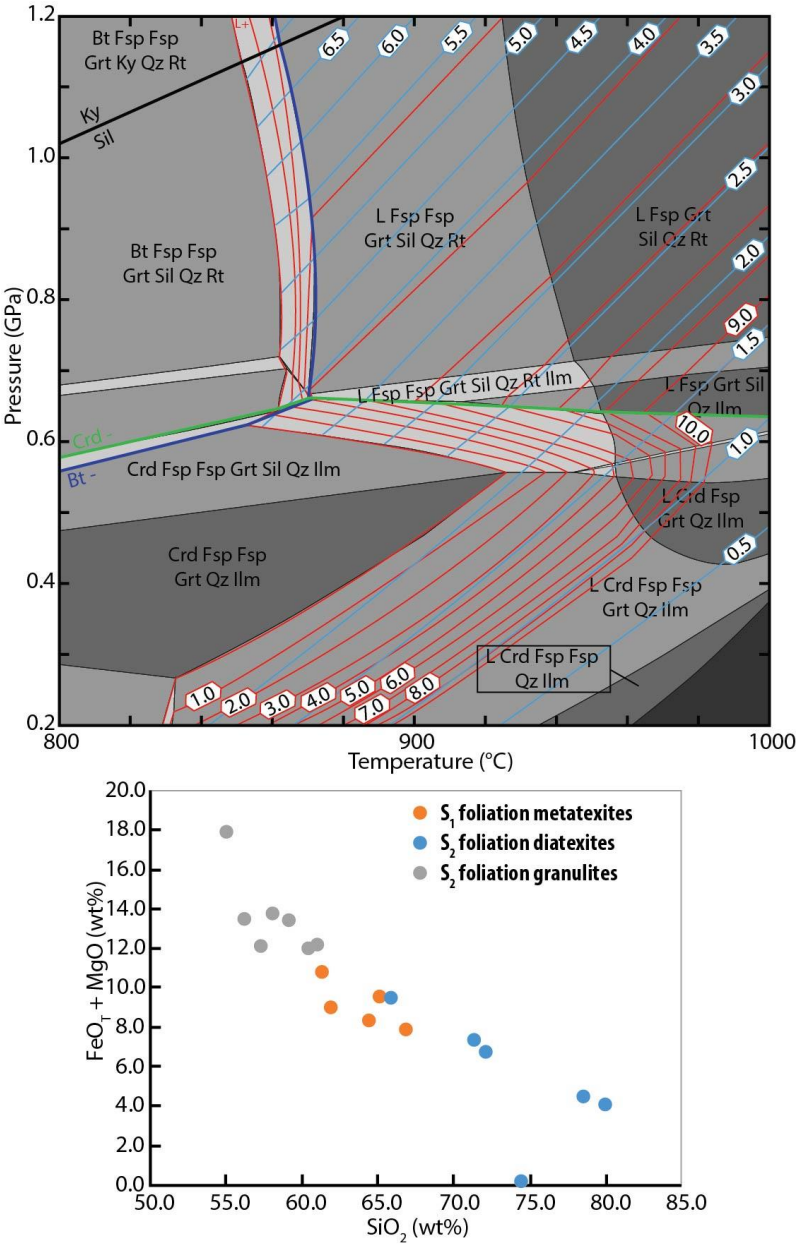

Figure 4.17 : Pseudosection of the FZ 12C metatexite structured by the S_1 foliation modelled using Perple_X (Connolly & Petrini, 2002) in a NaCaKFMASHT system. Red lines are the melt proportion produced by the biotite melting reaction and blue lines show the H_2O content of the melt in wt%. The associated graphic show the FeO_T+MgO content as a function SiO_2 content with a clear linear correlation between S_1 metatexites and both S_2 granulites and diatexites.

2.7 Discussion

2.7.1 Tectono-metamorphic evolution of the KB

The structure of the Jining and Wulashan-Daqingshan complexes consists mainly in a pluri-kilometer scale system of anastomosed shear zones arranged in a S-C-C' like pattern. At

outcrop scale, the steep S_2 foliation, the vertical or horizontal L_2 stretching lineation as well as the open to tight F_2 folds at small oblique angles to the C_2 or C'_2 shear directions suggest that the D_2 strain occurred during a dextral transpressional regime. Both highly to weakly plunging L_2 lineations traduce the common behavior of this transpressional context that associate orogen parallel strike-slip flow and orogen parallel vertical flow (Martelat, Lardeaux, Nicollet, & Rakotondrazafy, 1999 ; Sanderson & Marchini, 1984, Balé & Brun 1989 ; Chardon, Jayananda, & Peucat, 2011). Considering the relationships between finite strain and metamorphic assemblages, we suggest that the D_2 transpressional deformation occurred from late-prograde suprasolidus to retrograde subsolidus evolution, in a response to a global NW-SE horizontal shortening.

Numerous intrusions are injected into the S_2 and C_2 foliations. These intrusions are S-type granites, gabbronorites, or charnockites that were dated between 1.93 and 1.85 Ga (e.g. Guo et al. 2012 ; Lobjoie et al., 2018 ; Peng et al., 2012 ; Yang et al., 2014). Petrological studies on migmatites and granulites from this S_2 structure documented a crustal thickening stage, and granulitic to UHT granulitic metamorphism (e.g. Cai et al., 2014, 2015, 2016, 2017 ; Guo et al., 2012 ; X.W. Li & Wei, 2018 ; Lobjoie et al., 2018 ; Santosh et al., 2012 ; Tsunogae et al., 2011 ; Yang et al., 2014 ; H.T. Zhang et al., 2012). In a recent study, Gong et al. (2014) dated E-W structures that correspond to C_2 planar fabric deformed at subsolidus conditions. Gong et al. (2014) obtained an age between *ca.* 1.85 Ga and *ca.* 1.81 Ga. Considering these results, we propose a maximal duration for the D_2 deformation between ca. 1.93 Ga and 1.81 Ga.

2.7.2 Issues with the collisional origin of the KB

The commonly acknowledged tectonic model describes the KB as a collisional belt that resulted from the amalgamation of the Yinshan block and the Ordos block at 1.95 Ga (e.g. Cai et al., 2017 ; Guo et al., 2012 ; Santosh et al., 2012 ; Yin et al., 2009, 2011, 2014 ; G.C. Zhao, Sun, & Wilde, 2003 ; G.C. Zhao et al., 2005, 2010). In particular, Yang et al. (2014) proposed a collision between the Yinshan Block and the Ordos Block between *ca.* 1.95 Ga and *ca.* 1.92 Ga followed by a slab break-off and post-collisional mantle upwelling to explain the UHT metamorphism. In this model the subduction was toward the South beneath the Ordos Block with a N-S convergence and implies a late to post D_2 UHT metamorphism. Guo et al. (2012) proposed a post-collisional magmatic underplating in an extensional setting at *ca.* 1.92 Ga to explained UHT metamorphism. In this model, the UHT metamorphism classically described

within the KB was a result of the emplacement of gabbronorite intrusions (Guo et al., 2012 ; Peng et al., 2010, 2011, 2012 ; Lobjoie et al., 2018). We have shown that gabbronorite injections are synchronous to D_2 deformation stage in an early transpressional setting and not a post-collisional and/or extensional setting as proposed in these models. Furthermore, UHT metamorphism is also recognized to be synchronous to D_1 deformation (This study ; Lobjoie et al., submitted, cf chapitre 5). In particular, Lobjoie et al. (submitted, cf chapitre 5) shows that ductile peritectic garnet grains in D_1 migmatites deformed plastically between 840°C and 1000°C for a pressure range from 0.6 GPa to 1.1 GPa and a low melt fraction.

Other evidences are not in agreements for a N-S collision that would be responsible for the building of a E-W trending collisional belt. For instance, there is no belt-scale metamorphic gradient, there is no lithotectonic zonality with, internal and external orogenic domain as it is clearly observed for the collisional TNCO. Instead, petrological studies give homogenous *P–T* conditions at the whole belt scale with metamorphic peak in a range of 0.6 to 0.8 GPa for UHT metamorphism (e.g. Gou et al., 2018 ; Guo et al., 2012 ; X.W. Li & Wei 2018 ; Lobjoie et al., 2018 ; Santosh et al., 2012 ; Yang et al., 2014 ; H.T. Zhang et al., 2012) and up to 1.2 GPa for granulite and migmatite (e.g. Cai et al., 2014, 2015, 2016, 2017 ; Jiao et al., 2013, 2015, 2017 ; Santosh et al., 2006 ; Yin et al., 2014) independently of the rock locations within the KB.

In addition, our results show that no crustal scale northwards nor southwards thrust faults were observed within the Jining and Wulashan Daqingshan complexes, and that there is a lack of evidence for E-W trending suture zone. Recent investigations of drill core samples from beneath the Ordos basin sediments and south of the presumed tectonic boundary between Ordos and KB (suture zone?) documented granulites and migmatites with metamorphic and ages that are similar to those reported in the KB (e.g. Gou et al., 2016 ; He et al., 2016 ; W.R.Z. Wang et al., 2014).

2.7.3 A reappraisal of the geodynamic evolution of the KB

The KB, an Andean-type magmatic arc

Peng et al. (2014) proposed that a continental magmatic arc started at 1.95 Ga related to a westward subduction with the closure of an oceanic domain between the Western block and the Huai'an domain of the Trans-North China Belt. Peng et al. (2010, 2011, 2012, 2014)

proposed to correlate gabbronoritic intrusion and coeval UHT metamorphism at *ca.* 1.92 Ga to a ridge subduction. Geochemical results obtained by Peng et al. (2010, 2011, 2012, 2014) show that the KB was intruded by I-type granites that are co-genetic to the Halaqin volcanics and volcano-sedimentary rocks. In agreement with these authors, we consider the KB as a continental magmatic arc. However, gabbronoritic intrusions are injected within the supra-solidus S_2 foliation and could not explain the syn-D_1 UHT metamorphism.

We propose the following scenario:

(1) At *ca.* 1950 Ma, the oceanic basin where sediments deposited since *ca.* 2.3 Ga begun to close with a near westward subduction (Figure 4.18 ; Peng et al., 2014 ; Trap et al., 2012). (2) The subduction responsible for Andean-type magmatism arc on the South-East Western block margin was active between *ca.* 1950 and *ca.* 1890 Ma (e.g. Peng et al., 2012). Juvenile calc-alkaline magmas were produced with the emplacement of I-type granites and deposition Halaqin volcanics (Figure 4.18). We have shown that I-type granites are syntectonic during D_1 that is characterized by lateral flow of the partially molten crust. In agreement with Collins (2002), we suggest that a high angle plunge of the slab may induce an extensional setting with an asthenospheric upwelling responsible for heat supply and partial melting of the overlying crust, coeval with the development of a horizontal foliation. In this context, we interpret the D_1 deformation stage as a crustal flow event within the continental magmatic arc (Figure 4.18). It could be compared to orogen-parallel horizontal crustal flow developed in response to gravity instabilities as observed beneath the Altiplano Puna (e.g. Gerbault et al., 2005 ; Husson & Sempere, 2003 ; Kay & Coira, 2009 ; Ouimet & Cook, 2010).

In the KB we also observed main vertical D_2 strain corridors. Collins (2002) also proposed an explanation for the development of vertical structures within a magmatic arc. In this model, when a high oceanic relief is in subduction, the angle of subduction changes. This induces a compressional setting within the arc that developed vertical structures coevally to a crustal thickening (Collins, 2002) (Figure 4.18). This is in agreement with Peng et al. (2010, 2011, 2012). They proposed a ridge subduction at *ca.* 1.92 Ga to explain the large magmatic pulses at this time, especially the injection of gabbronorite responsible for UHT metamorphism (Figure 4.15b, e.g. Guo et al., 2012 ; Lobjoie et al., 2018 ; Santosh et al. 2012 ; Yang et al. 2014). In the case of the KB, the subduction of an oceanic ridge induced the onset of D_2 suprasolidus deformation with the development of vertical structures. This early D_2 deformation stage pre-structured the KB before the collision with the Eastern Block to the SE.

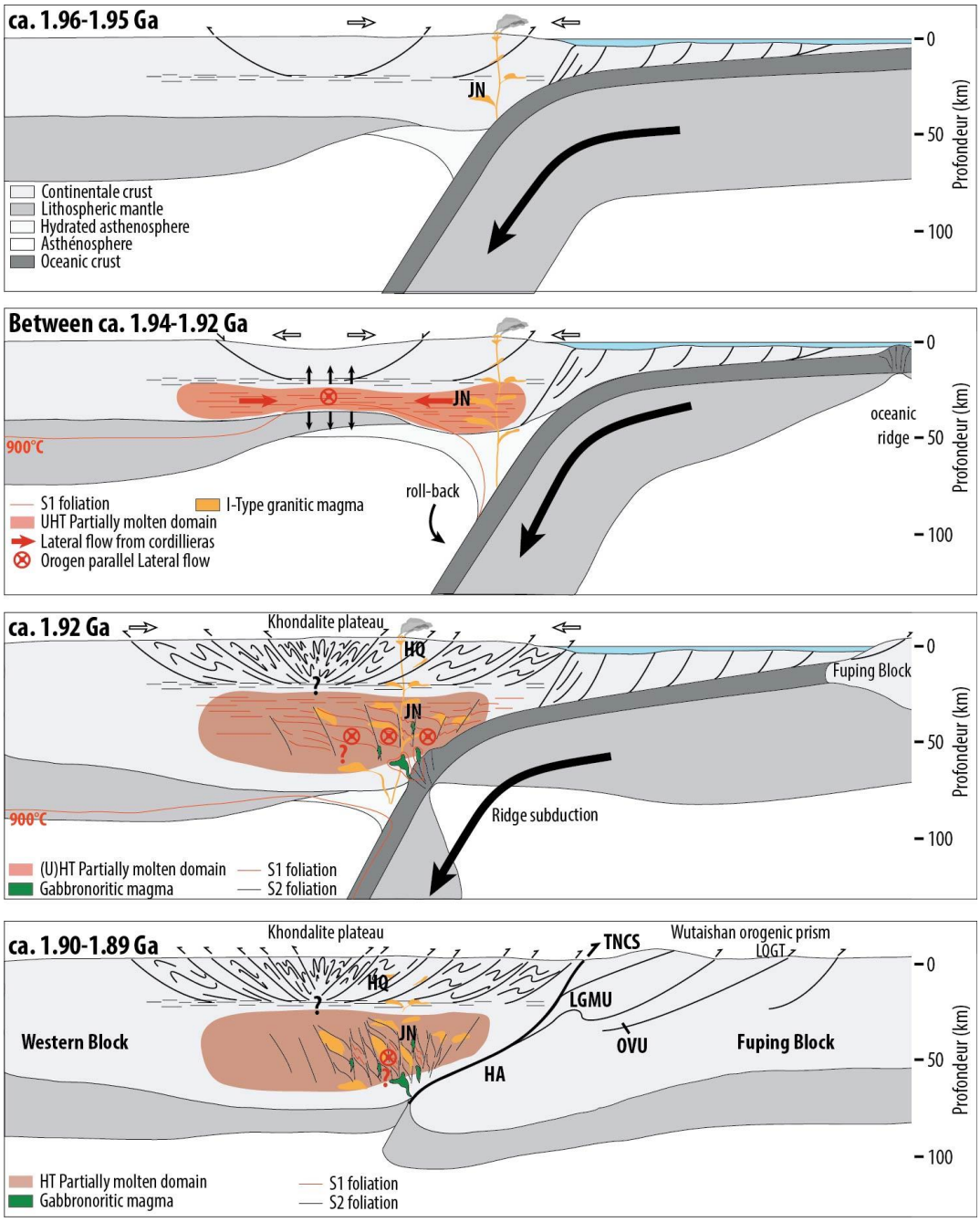

Figure 4.18 : Schematic illustration of the reappraisal geodynamic scenario of the KB with a first step of continental magmatic arc where is built an Andean-type orogenic plateau and a collision with a transition to a Tibetan-type orogenic plateau system.

Considering a crustal flow started at ca. 1.94 Ga, the D_1 deformation stage lasted at least 20 Ma before the ridge subduction and the onset of D_2. However, evidence for strain partitioning within the orogenic crust indicates that both D_1 and D_2 deformations may be coevally active under suprasolidus conditions. Crustal thickening, related radiogenic heat production and mantle-derived magmatic injections lead to maintain partial melting, high thermal regime and crustal flow within the magmatic arc after 1.92 Ga. In the Central Andes

magmatic arc, such crustal flow was responsible for the building of the Altiplano-Puña plateau over at least a 20 Myr lasting period (Schildgen & Hoke, 2018). Similarly, we can envisage that the KB mainly represents a remnant orogenic plateau of a continental magmatic arc that could be built during 40-50 Myr between *ca.* 1.95 and 1.90-1.89 Ga (Figure 4.18).

Collision and amalgamation of the NCC

In the Northern most part, the Trans-North China Belt is a NE-SW trending orogenic domain within the Lüliangshan-Wutaishan-Hengshan-Fuping-Zanghuan area (e.g. Trap et al., 2007, 2008, 2009a, b, 2011, 2012) and seems to be parallel to the main structure of the KB.

At the easternmost boundary of the KB, Datong—Chengde Suture Zone lies that correspond to the closure of the Luliang ocean (e.g. Trap et al., 2012). Peng et al. (2014) proposed a similar location and spatial extension of the TNCO suture zone (named Gushan suture in their study) using aeromagnetic data map. The closure of this oceanic domain and subsequent collision between the Western block and the Fuping block (Figure 4.18) started at *ca.* 1.89 Ga (Trap et al., 2012). This age is consistent with the Barrovian amphibolite to granulite facies metamorphism recorded within Halaqin formations (Huang et al., 2016), Shaerqin granulite (Jiao et al., 2015) and some Jining granulites (Yang et al., 2014). We propose that, the transpressional deformation recorded between 1.92 and 1.85 Ga, in the KB may be related to the TNCO collision (Figure 4.18). Direction of nappe emplacement and stretching lineation in the TNCO suggest that the convergence of continental blocks were (W)NW-(E)SE directed (Trap et al., 2007). In that scheme, the collision between the Khondalite plateau and the Fuping block might have reworked the inherited structures in a similar dextral transpressive regime.

2.8 Conclusion

This study presents a detailed strain pattern of the UHT Khondalite Belt that leads to a reappraisal of its tectonic evolution and geodynamic setting. We propose that the Khondalite Belt is an ancient Andean-Types orogenic plateau developed in a continental magmatic arc setting during at least 50 Myr before being incorporated into the collisional Trans-North China

orogenic system at *ca.* 1.90-1.89 Ga. Together with petrological, geochemical and geochronological data from the literature, our structural analysis is not in agreement with the model considering the KB as the results of N-S directed collision between the Ordos and Yinshan blocks. Beyond the scope of this paper, more work is needed to determine the spatial extension of the Khondalite plateau.

2.9 Acknowlodgement

This work is supported by the National Key R&D Program of China (2016YFC0600401, 2016YFC0600102) and NSFC (41502215, 41472193).

2.10 References (Voir en fin de manuscrit)

CHAPITRE 5 : ETUDE DE LA DEFORMATION DUCTILE DU GRENAT DANS LA FOLIATION S_1 ET IMPLICATIONS RHEOLOGIQUES

1 Présentation de l'article

Cette étude s'est focalisée sur les migmatites à grenat de la foliation S_1 de la ceinture de Khondalite. Ces dernières présentent la particularité de contenir des grenats péritectiques allongés dans la foliation migmatitique, parallèlement à la linéation L_1. L'objectif premier était de savoir si ces grenats sont le résultat d'une déformation ductile ou d'une cristallisation orientée. Les résultats de l'étude EBSD révèlent qu'il s'agit d'une déformation ductile du grenat. Ce comportement du grenat a déjà été documenté dans des contextes de très hautes températures mais présente un paradoxe. En effet, le grenat se déformerait ductilement à très haute température mais cela demanderait une faible quantité de liquide. Cette étude a donc pour but d'investiguer le comportement du grenat de sa formation pendant la fusion partielle à sa déformation en condition UHT et de discuter des implications rhéologiques.

Dans un premier temps, l'observation pétrographique a révélé une systématique dans la morphologie des grenats en fonction de leur localisation dans la migmatite (niveaux alumineux ou niveaux siliceux). Une estimation des conditions *P–T* du métamorphisme via l'utilisation de pseudosection a ensuite permis de contraindre la température de début de fusion proche de conditions UHT, et la thermométrie des feldspaths ternaires a permis d'estimer des conditions UHT syn-D_1. La modélisation de la quantité de liquide présent au cours de la déformation a également été réalisée à l'aide de pseudosections. Ces dernières révèlent une teneur en liquide potentiellement en dessous de la MCT pour une majorité des échantillons alors que d'autres, plus fertiles peuvent avoir eu des taux de fusion plus important pendant l'augmentation de température. Cependant, dans tous ces cas, l'analyse EBSD révèle une déformation ductile du grenat avec un même régime de déformation au sein de la foliation S_1 quel que soit leur morphologie ou la quantité de liquide en présence. Une modélisation rhéologique utilisant les lois de fluage a donc été réalisée pour comprendre le comportement rhéologique du grenat et sa contribution dans l'accommodation de la déformation par le squelette minéral de la migmatite. L'ensemble de ces résultats est mis en forme d'article pour être soumis dans les prochaines semaines à la revue *Journal of Structural Geology*.

2 Article 3 : Rheological behavior of garnet and garnet-quartz aggregate at ultra-high temperatures: an example from felsic migmatites in the Khondalite belt, North China Craton.

Article soumis à Journal of Structural Geology.

Cyril Lobjoie

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Pierre Trap

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Émilien Oliot

Geosciences Montpellier (UMR 5243), Université de Montpellier, 34095 Montpellier, France.

Wei Lin

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

Fabrice Barou

Geosciences Montpellier (UMR 5243), Université de Montpellier, 34095 Montpellier, France.

Philippe Goncalves

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Didier Marquer

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

2.1 Introduction

Garnet is an ubiquitous rock forming mineral of metamorphic crustal rocks. In the lower orogenic crust, burial and subsequent temperature increase provokes partial melting and granulitization phenomenon (e.g. Brown, 2007a, b). Melt extraction and transfer toward upper crustal levels leads to residual granulites that show an enrichment of peritectic minerals like garnet (Sawyer, 2008). At deep crustal depth, where high to ultra-high temperatures prevail, i.e. above ~850°C, garnet deforms plastically and may become weaker than quartz and feldspar (e.g. Ji & Martignole, 1994 Kleinschrodt & McGrew, 2000 ; Martelat et al., 2012). Such weak behavior of garnet is also documented to have a strong impact on the mechanical behavior of mantle rocks (Prior et al., 2000) or subducted oceanic crust (Voegelé et al., 1998a, b ; Z.C. Wang & Ji, 1999, 2000).

Recent microstructural and rheological studies highlight the importance to consider polymineralic aggregates to improve the understanding of rock behavior. For example, in some eclogites, Mainprice et al. (2004) showed in their microstructural study that garnet is deformed by dislocation creep within a matrix of omphacitic clinopyroxene and quartz and may accommodate a significant proportion of the plastic deformation. In lower crustal rocks (i.e. migmatites and felsic granulites), numerous studies showed plastically deformed garnet (e.g. Ji & Martignole, 1994 ; Kleinschrodt & McGrew, 2000 ; Martelat et al., 2012). These authors described the behavior of garnet with a quartzo-feldspathic matrix. However, peritectic garnet in this kind of rocks is highly poecilitic and contains numerous quartz inclusions, making a two-phases aggregate. The behavior of garnet within such a garnet-bearing biphasic aggregate need to be clarify.

In this contribution, we pursue and refine the work of Martelat et al. (2012) by focusing on granulitic garnet-quartz aggregates from ultra-high temperature (UHT) migmatites that come from the UHT Khondalite Belt (North China Craton, Figure 1). A detailed petrographic description of garnet and garnet-quartz typology is presented, and a new thermobarometric modeling of the migmatitic host rocks allows to constrain the *P–T* conditions of garnet deformation. Garnet deformation mechanisms within garnet-quartz aggregates are identified using EBSD misorientation maps and orientation pole figures (OPF) to estimate the crystallographic preferred orientations (CPO). Power flaw laws help to define the viscous behavior of garnet and garnet + quartz aggregates within UHT deformed migmatite. Our results bring new insights on the mechanical behavior of garnet in migmatites and felsic granulites and

may help to better constrain rock strength parameters used in thermo-mechanical flow models of hot and weak deep continental crust.

2.2 Geological setting

The Paleoproterozoic Khondalite Belt of the North China Craton (NCC) consists of a 300 km wide and 1000 km long E–W trending belt, considered as the result of the collision between the Yinshan Block to the North and the Ordos Block to the South (Figure 5.1a, e.g. G.C. Zhao et al., 2003, 2005). (U)HT granulites, migmatites and S-type granites occurred in three main complexes, which are from the West to the East: the Qianlishan-Helanshan, the Wulashan-Daqingshan and the Jining complexes (Figure 5.1b). This study focusses on rocks that crop-out in the Jining complex.

The Jining complex is mainly composed of garnet-sillimanite migmatites so-called khondalites, garnet-bearing granites, charnockites and porphyric granites, minor marbles, calc-silicates rocks and garnet-bearing quartzites (Figure 5.1c). During the last decade, numerous studies focusing on UHT metamorphism were documented within the Jining, Daqingshan and Helanshan complexes: in the Tuguiwula area (Santosh et al., 2007a ; Shimizu et al., 2013 ; Yang et al., 2014 ; X.W. Li & Wei, 2018 ; Lobjoie et al., 2018), close to Liangcheng city (H.T. Zhang et al., 2012 ; Lobjoie et al., 2018), in the Daqingshan area, close to Dongpo village (Guo et al., 2012) and in the Helanshan area (Gou et al., 2018). This UHT metamorphic event, which is regionally coeval with mafic intrusions, took place at ca. 1.92 Ga and ca. 1.89 Ga (e.g. Lobjoie et al., 2018 ; Peng et al., 2014 ; Santosh et al., 2007b ; Yang et al., 2014).

Two main deformation events (D_1 and D_2) are observed throughout the belt, represented by (i) an early flat-lying foliation S_1 reworked by (ii) a S-C anastomosed system composed of a steeply dipping N70°E trending S_2 foliation and subvertical N90°E trending C_2 ductile shear zones during a D_2 deformation stage. The S_1 foliation shows a mineral and stretching E-W trending L_1 lineation generally marked by the preferential alignment of elongated garnet grains.

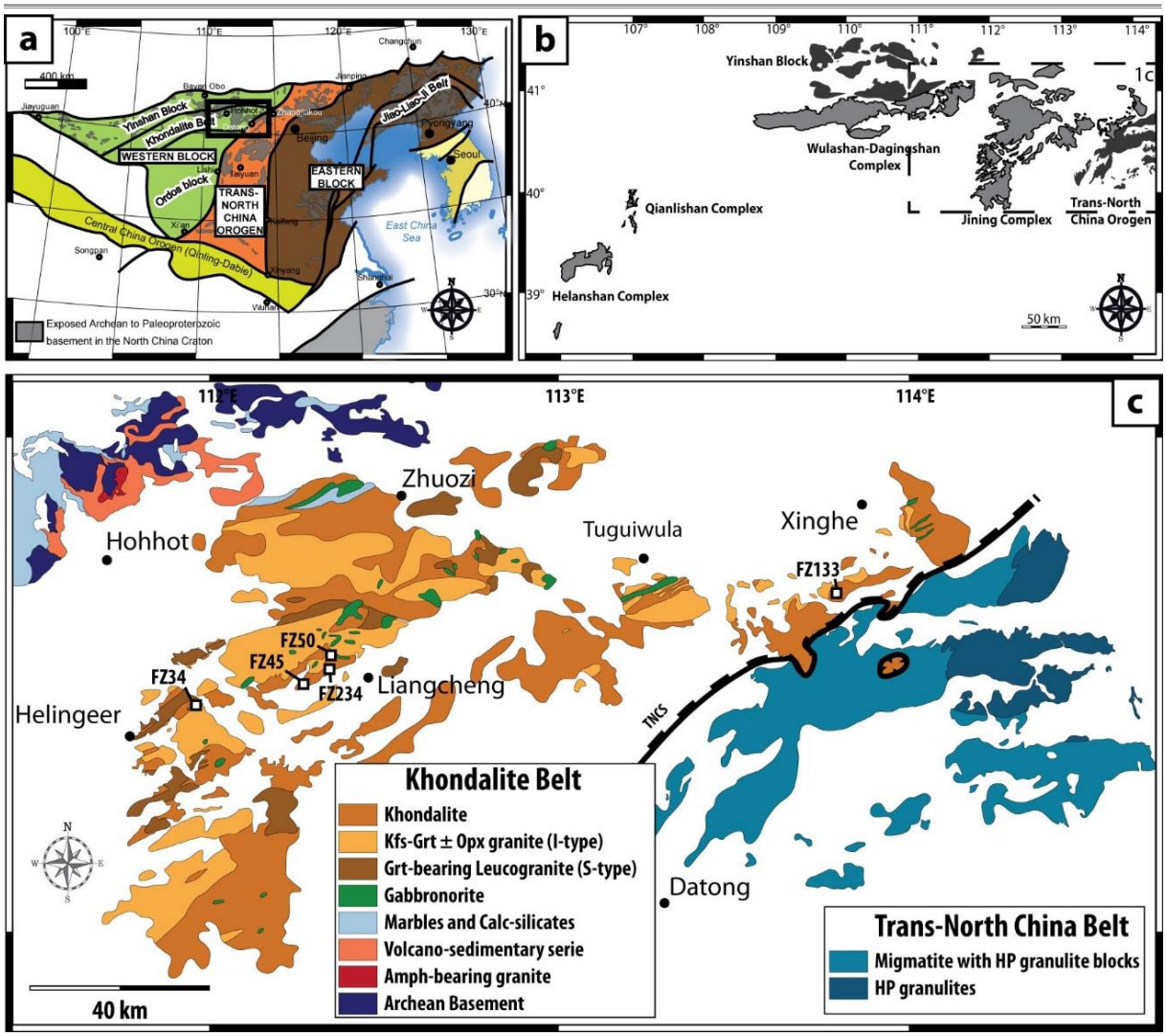

Figure 5.1 : a) Tectonic subdivision of the North China Craton (NCC) and location of the Trans-North China Orogen (TNCO), and other belts: Khondalite Belt and Jiao-Liao-Ji Belt (after Zhao et al., 2005). b) Location of complexes of the Khondalite Belt. c) Geological map of the studied area modified from Lobjoie et al. (2018) and sample locations.

2.3 Petrological and microstructural analyses

2.3.1 Mineralogical and textural features

2.3.1.1 The garnet-bearing migmatites

Within the Khondalite belt, the D_1 garnet-bearing migmatites are leucocratic and show highly elongated peritectic garnet that are oriented parallel to the L_1 stretching lineation (Figures 5.2a & b). The garnet grains are cm-scale with a strong shape ratio up to 1:10 (Figure 5.2b). Some samples show evidences of D_2 deformation expressed as microscale folding of

both elongated garnets and S_1 foliation (Figure 5.2c). Within the S_2 mylonitic foliation, peritectic garnets are smaller (~0.5 cm within migmatites and ~1cm within granite) and present a rounded grain shape (Figures 5.2d & e). In this study, we focus on elongated D_1 garnet grains within the S_1 migmatites.

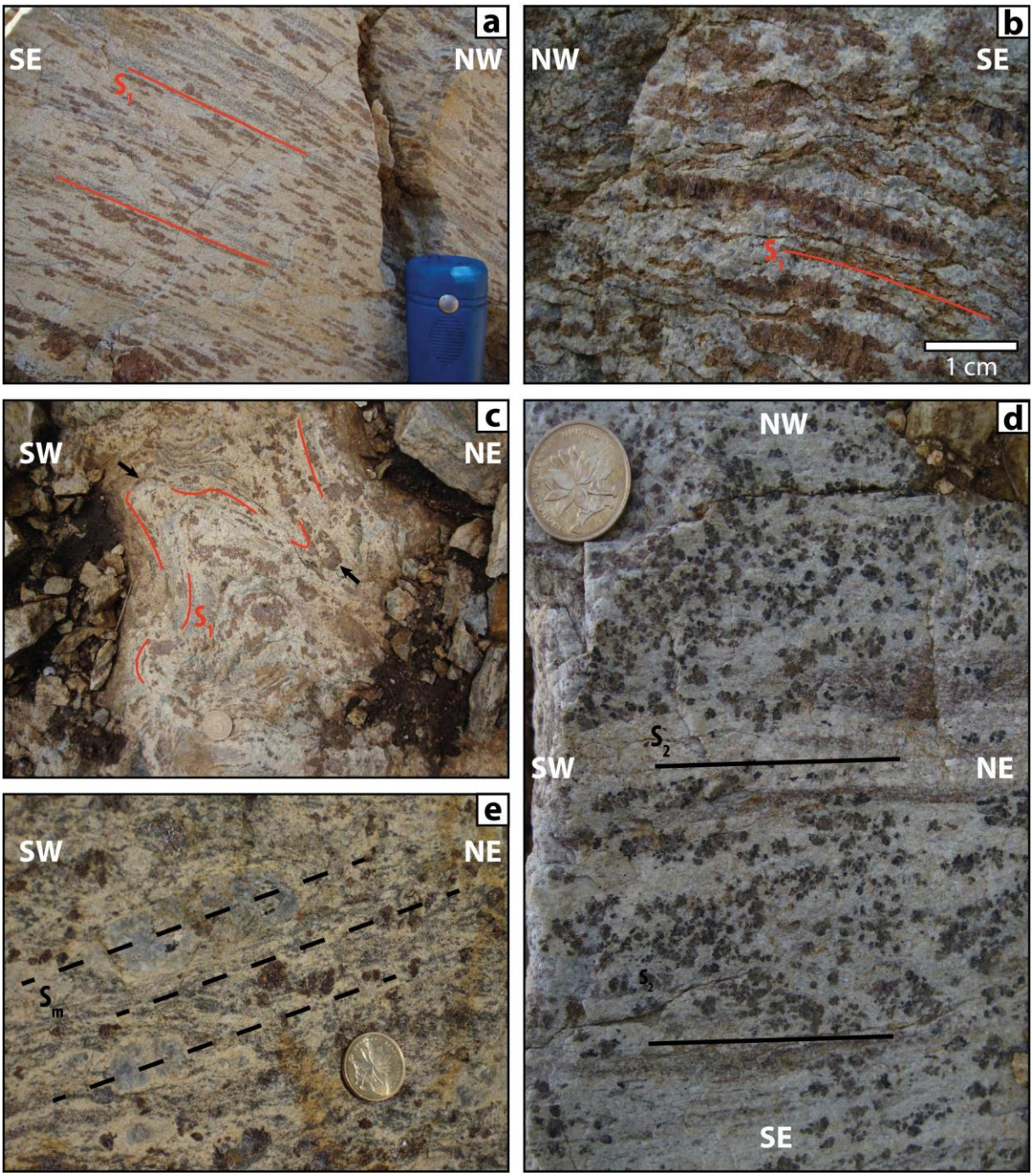

Figure 5.2 : Outcrop photographs showing: a) typical garnet-bearing migmatite with S_1 foliation and strong elongated garnet; b) cm-scale elongated garnet grains parallel to the migmatitic foliation within garnet-bearing migmatites; c) Folded S_1 foliations with folded garnet pointed by black arrows; d) Round small garnet grains within migmatite with a S_2 foliation; e) Garnet-bearing granite with round garnet grains.

Five garnet-bearing migmatites were collected (Figure 5.1c) in Helingeer area (FZ 34), Liangcheng area (FZ 45, FZ 50 and FZ 234) and in the Xinghe area (FZ 133). Samples FZ 45, FZ 133 and FZ 234 are composed of quartz, ternary feldspar (FZ 34, FZ 45, FZ 50, FZ 234) or K-feldspar and plagioclase (FZ 133), garnet, sillimanite, biotite and accessory phases like rutile and ilmenite. Samples FZ 34 and FZ 50 also contain brown and green spinel grains, respectively. Garnets are mainly peritectic and contain sillimanite, biotite and/or quartz inclusions (Figures 5.3c & d). Garnet crystallization may have occurred during the anhydrous biotite breakdown melting reaction (Le Breton & Thompson, 1988), as follows in reaction 1:

(1) Bt + Sil + Pl + Qz = Grt + L (mineral abbreviations from Whitney & Evans, 2010)

2.3.1.2 The garnet and garnet-quartz assemblage typologies

Considering the shapes and petrographic locations of studied garnet grains, a two-fold subdivision is observed: the Type-A garnets (“A” for associated with Al-rich layers) and the Type-S garnets (“S” for associated with Si-rich layers).

Type-A garnets are located within Al-rich levels of the layered migmatite, characterized by numerous sillimanite and biotite (Figure 5.3a). Fibrous sillimanite, quartz and biotite relics occurred as inclusion within the garnet. The Type-A garnet consists of cm-long garnet grains with a strong aspect ratio (1:5 to 1:10) in the XZ-plane of the strain ellipsoid and a moderate aspect ratio (1:2 to 1:5) in the YZ-plane (Figures 5.3a & c, XZ-plane). In more deformed sample (FZ 45), the Type-A garnet is smaller and consists of aligned rounded grains.

The Type-S garnet corresponds to poecilitic garnet with large quartz grains aggregate that is included within the garnet microstructure (Figure 5.3d). Type-S garnet is slightly smaller than garnet from Type-A, with grain size up to 2 cm and a weaker aspect ratio (1:5 to 1:8, XZ-plane of the strain ellipsoid). It occurs within Si-rich (and Al-poor) layers of the migmatite (Figure 5.3a). Quartz grains within Type-S garnet and quartz aggregate are larger (until ~850 µm) than those localized in the matrix (between 20 µm and 350 µm). Some large garnet grains show simultaneously a mixed Type-A and Type-S typology with an elongated garnet core enclosing numerous fibrous sillimanite grains and a poecilitic garnet rim with large quartz inclusions forming a two-phase aggregate (upper left garnet in the Figure 3a). In this case, the quartzo-feldspathic matrix is composed of smaller quartz grains and mesoperthitic ternary

feldspar. In more deformed sample FZ 133, Type-S garnets consist of small mm-scale (<5mm) rounded garnet grains that form also elongated garnet-quartz aggregates (Figures 5.3b & e). In these migmatites, ternary feldspars are absent and the quartzo-feldspathic matrix consists of recrystallized fine-grained quartz, K-feldspar and plagioclase.

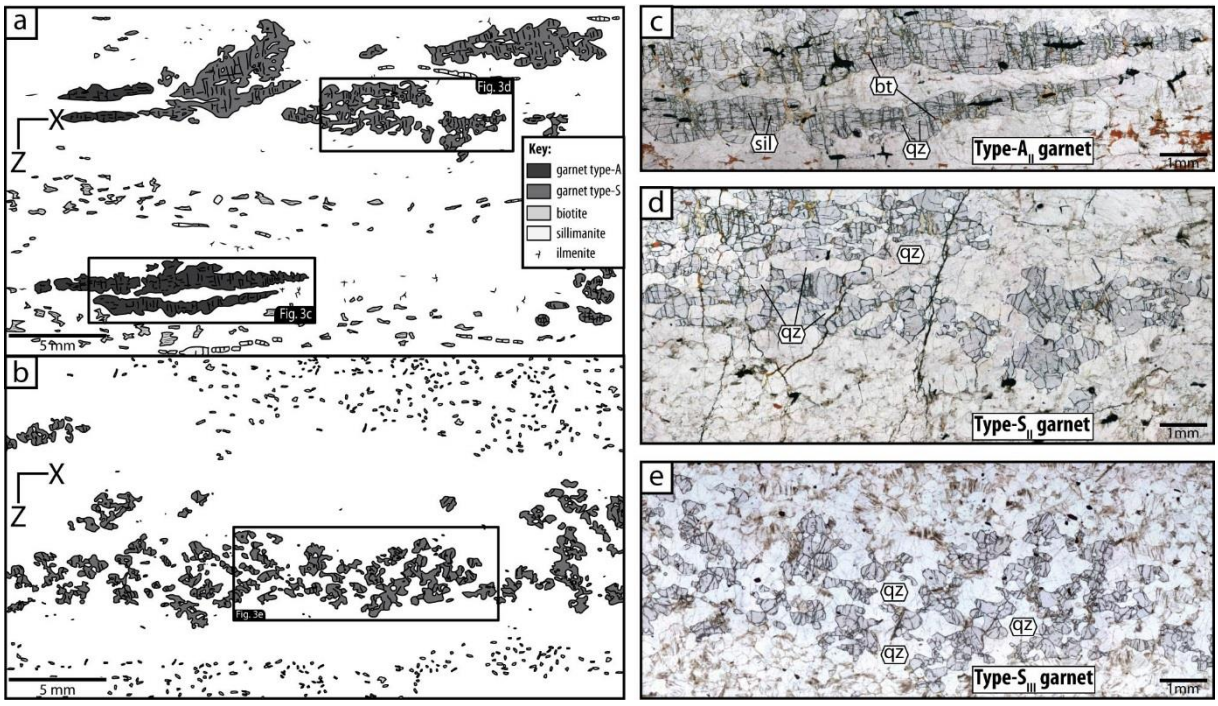

Figure 5.3 : a) Schematic representation of a typical garnet-bearing migmatite at microscopic scale. Type-A garnet grains are located within Al-rich layers with biotite and sillimanite. Type-S garnet grains are located within Si-rich layers without biotite and sillimanite. b) Schematic representation of a typical more deformed garnet-bearing migmatite at microscopic scale. Only Type-S garnet are present within a Si-rich layer. c) Elongated Type-A garnet within the FZ 34 garnet-bearing migmatite; d) Poecilitic Type-S garnet forming a garnet-quartz aggregate within the FZ 34 garnet-bearing migmatite; e) Smaller recrystallized Type-S garnet grains forming a garnet-quartz aggregate within a more deformed FZ 133 garnet-bearing migmatite.

In a previous study, Martelat et al. (2012) proposed a different typology based on the deformation inheritance in garnet that recorded UHT conditions. They described four types of garnet traducing a shape evolution and a coeval grain size reduction. (1) Type-I garnet consisted of primary peritectic garnet that grew on sillimanite aggregate with probable crystallographic planes parallel to the foliation. (2) Type-II garnet corresponds to strongly elongated garnet grains with an axial ratio of 1:8 or more. Fibrolitic sillimanite and quartz inclusions within these cm-size garnet grains formed a weak plane parallel to the lineation that facilitated the shearing of garnet along this direction. One or two principal orientations in their OPF are observed that may be associated to dislocation lines and subgrain boundaries. (3) Martelat et al. (2012) then observed Type-III garnets, which are smaller and display an axial ratio lesser than 1:4. These newly formed garnet grains were interpreted as resulting from a subgrain rotation

recrystallization process. TEM observations show low density of dislocation with a main Burger's vector of ½<111> consistent with the main slip system of garnet ½<111>{110} (Voegelé et al., 1998a ; Kleinschrodt & McGrew 2000). (4) Finally, Type-IV garnets are small and rounded grains, displaying no preferential orientation due to a possible rigid rotation deformational process. Because under 300 µm, diffusion creep may be more efficient in garnet than dislocation glide, these type-IV smaller grains are seemed to have underwent principally diffusion creep (Martelat et al., 2012).

In Table 5.1, we propose a garnet typology based on a crossover between petrographic and deformation inheritance. This new classification allows describing a full range of garnets observed within felsic migmatites and granulites, and is the one that we use in the followings.

	Martelat et al. (2012)'s garnet typologies			
	Type-I	Type-II	Type-III	Type-IV
Petrographic location	**This study garnet typologies**			
Al-rich layers	Type-A_I	Type-A_{II}	Type-A_{III}	Type-A_{IV}
Si-rich layers	Type-S_I	Type-S_{II}	Type-S_{III}	Type-S_{IV}

Table 5.1 : Synthesis of garnet typologies considering petrographic inheritance described in this study and deformation inheritance described by Martelat et al. (2012).

2.3.2 P-T estimations

2.3.2.1 Ternary-feldspar thermometry

Considering studies and estimates of pressure conditions at the metamorphic peak previously defined by pseudosection modeling in a range of 0.6 - 0.8 GPa (e.g. Guo et al., 2012 ; Yang et al., 2014 ; Lobjoie et al., 2018), we performed ternary feldspar thermometry on two samples (FZ 34 and FZ 50) at the average of 0,7 GPa (Figure 5.4). In these samples, the stable mineralogical assemblage at the peak temperature is Grt + Qz + Sill + L with mesoperthitic feldspars (Figure 5.4). The method of Hokada, (2001) was used to calculate the re-integrated composition of the early single-phase ternary feldspar (Tables 5.2 & 3). Temperatures were calculated using the models of Fuhrman & Lindsley (1988), and Elkins & Grove, (1990). Compositions of alkali feldspar, plagioclase and early ternary feldspar are detailed in Table 5.2. Modal proportion of K-feldspar and plagioclase within the perthitic feldspar and related temperature estimates are presented in Table 5.3. The results are presented in the ternary

diagram of the Ab-An-Or feldspar system with isotherms of Fuhrman & Lindsley (1988) and Elkins & Grove (1990) (Figure 5.4). Temperatures estimates range from 970°C to 1000°C for FZ 34 and from 950°C to 1015°C for FZ 50.

Samples	FZ34			FZ50		
wt%	Afk	Pl	int.	Afk	Pl	int.
SiO2	64,25	63,13	63,53	63,69	60,20	63,03
K2O	14,94	0,21	5,52	12,94	0,46	10,60
Na2O	1,22	9,31	6,39	2,45	8,48	3,58
Al2O3	18,31	22,52	21,00	19,12	24,30	20,10
CaO	0,02	3,72	2,39	0,45	5,66	1,43
Total	98,74	98,89	98,84	98,66	99,10	98,74
Formula proportions of cations for 8 O atoms						
Si	2,99	2,82	2,88	2,95	2,69	2,90
K	0,89	0,01	0,32	0,76	0,03	0,62
Na	0,11	0,81	0,56	0,22	0,73	0,32
Al	1,01	1,18	1,12	1,04	1,28	1,09
Ca	0,00	0,18	0,12	0,02	0,27	0,07
X_{Or}	0,890	0,010	0,320	0,760	0,029	0,614
X_{Ab}	0,110	0,810	0,560	0,220	0,709	0,317
X_{An}	0,000	0,180	0,120	0,020	0,262	0,069

Table 5.2 : Representative chemical compositions and structural formula for ternary feldspar within FZ 34 and FZ 50 migmatites. Plagioclase and K-feldspar composition correspond to chemical analyses and Int. correspond to the re-integrated composition of the initial ternary feldspar calculated using the method of Hokada (2001).

Sample	Areal proportion (%)		Host and lamellae compositions						Re-integrated compositions (mol%)			Equilibrium Temperatures (°C)	
			Pl domain (mol%)			Afs domain (mol%)							
	Pl	Kfs	Ab	An	Or	Ab	An	Or	Ab	An	Or	T(FL 1988)	T(EG 1990)
FZ34	63,02	36,98	81,0	18,0	1,0	11,0	0,0	89,0	56,0	12,0	32,0	969	1002
FZ50	18,20	81,80	70,9	26,2	2,9	22,0	2,0	76,0	31,7	6,9	61,4	948	1013

Table 5.3 : Re-integrated chemical composition of feldspars and peak temperature estimations calculated at a pressure of 0.7 GPa using the models from Fuhrman & Lindsley (1988) and Elkins & Grove (1990).

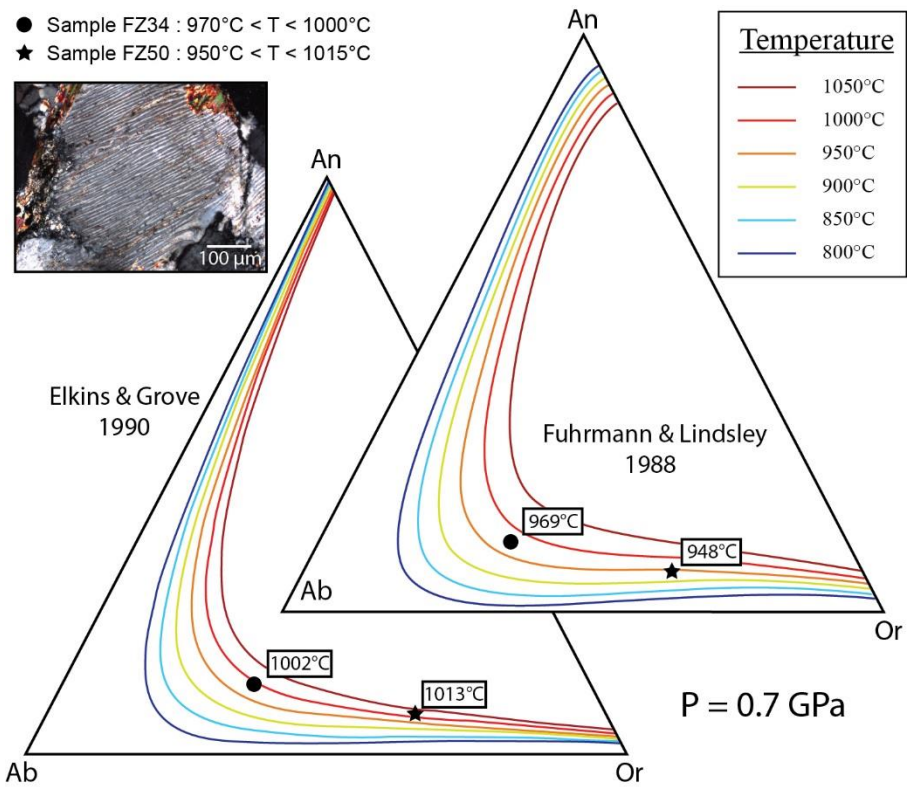

Figure 5.4 : Typical mesoperthitic feldspar and ternary diagrams of feldspars with isotherms of Fuhrman &Lindsley (1988) and Elkins & Grove (1990). Recalculated compositions and temperatures are reported on each diagram.

2.3.2.2 Phase diagram sections modeling

In order to constrain *P–T* conditions and more importantly the temperature range during the deformation D_1, phase diagram sections (i.e. pseudosections) calculations were computed using the Perple_X 6.7.7 software (Connolly & Petrini, 2002 ; Connolly, 2005). The Na_2O – CaO – K_2O – FeO – MgO – Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O – TiO_2 system was used in the modeling with whole rock compositions presented in Table 5.4. Water content was determined using T–MH_2O calculations at 0.7 GPa that correspond to a molar content of $7.94.10^{-3}$mol (sample FZ 34), $6.60.10^{-3}$mol (sample FZ 45), $1.63.10^{-2}$mol (sample FZ 50) and $1.27.10^{-2}$mol (sample FZ 234).

Samples	FZ34	FZ45	FZ-50	FZ-234
SiO_2	66,85	71,26	61,28	72,06
TiO_2	0,53	0,63	0,97	0,60
Al_2O_3	15,91	15,70	20,00	14,77
Fe_2O_3	5,93	5,68	7,97	5,33
MnO	0,06	0,04	0,07	0,03
MgO	1,99	1,72	2,86	1,51
CaO	1,11	0,40	1,20	0,32
Na_2O	2,83	0,94	1,83	0,93
K_2O	3,83	3,20	3,36	3,27
P_2O_5	0,07	0,07	0,04	0,03
LOI	0,11	0,06	0,41	0,96
Cr_2O_3	0,01	0,01	0,02	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,22	99,70	99,99	99,80

Table 5.4 : Bulk-chemical compositions of the analyzed samples.

The obtained pseudosections show a very similar typology (Figure 5.5). Pseudosections calculated for FZ 34 and FZ 50 are represented in Figures 5.5a and 5.5c, respectively, to illustrate the typology and to show the main predicted stable assemblages. The Bt + Kfs + Pl + Qz + Sil ± Grt assemblage, which reflects the early prograde assemblage before melting, is well constrained between 0.6 GPa and 1.1 GPa at temperatures <860°C (Figures 5.5a & c). The fluid-absent Ti-rich biotite melting reaction occurred at 840-860°C that marks the onset of peritectic garnet crystallization. In samples FZ 45, FZ 50 and FZ 234 the biotite breakdown at pressure below 0.6-0.5 GPa occurred before melting (Figures 5.5c, e & f). Metamorphic peak assemblage is defined by the assemblage L + Kfs + Pl + Qz + Sil + Grt and is constrained by ternary feldspar thermometry and *P–T* pseudosection at ~970-1000°C for pressure at around 0.6-0.8 GPa for FZ 34 (Figure 5.5a) and at ~950-1000°C for pressure at around 0.6-0.8 GPa for FZ 50 (Figure 5.5c).

For each sample, we modelled the melt content. It reaches a melt ratio up to 7% (red line in Figures 5.5b, d, e & f) that corresponds to the Melt Connectivity Transition (MCT, Rosenberg & Handy, 2005). Melt fraction remains low for all samples, even at temperature peak conditions. Some more fertile sample as FZ 50 reaches the MCT at lower temperature (< 900°C) without exceeding 14% of melt content. We also modelled biotite and garnet modal proportions (green dashed lines and blue dashed lines respectively, Figures 5.5b, d, e & f). Pseudosections predict around 15% of modal proportion of garnet at peak condition consistent with petrographic observation.

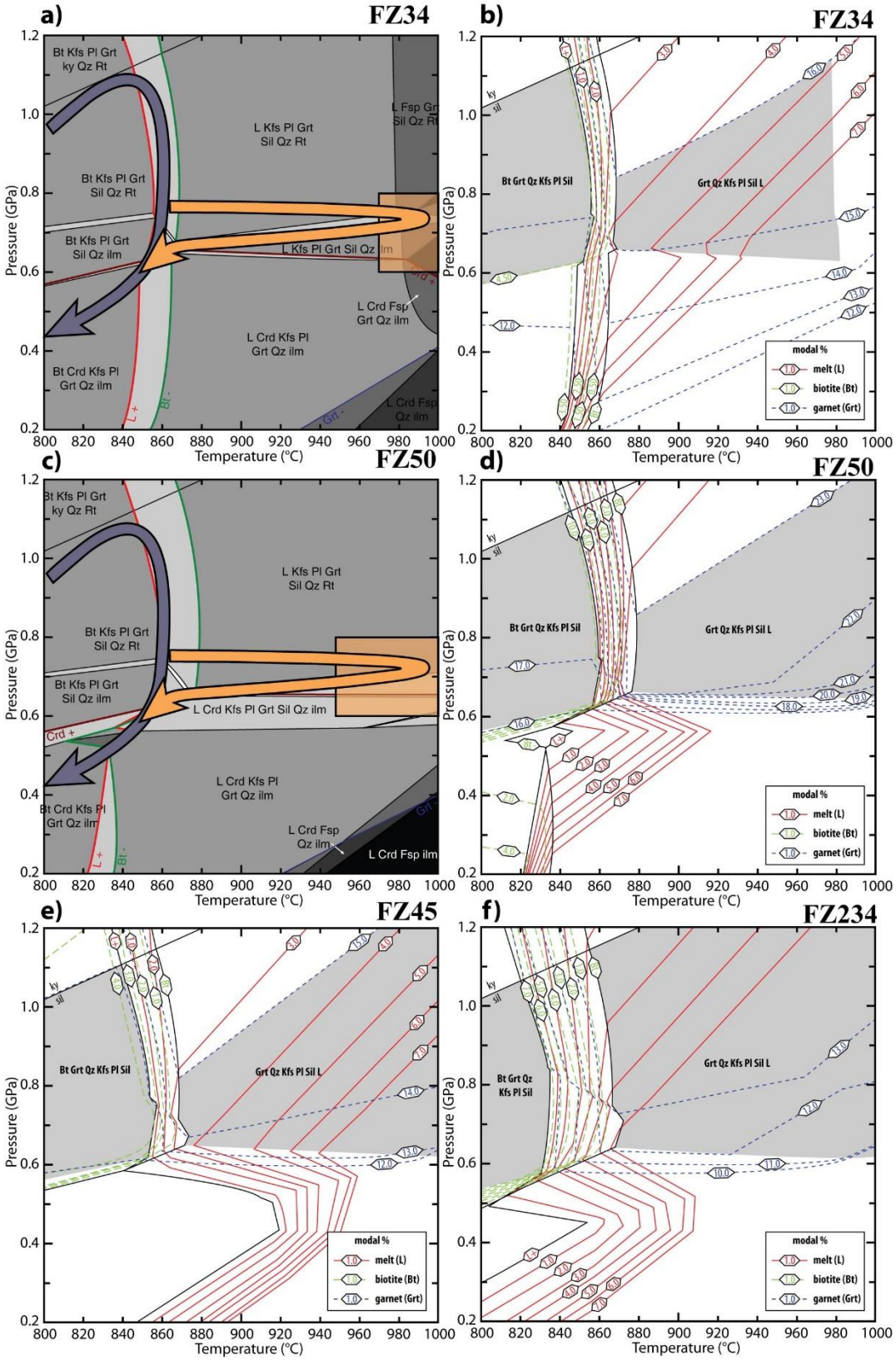

Figure 5.5 : Pseudosections calculated in the NCKFMASHT system of the garnet-bearing migmatites using chemical composition presented in Table 1 and solution models: Gt(WPPH), White et al. (2005); Sp(HP), Perple_X data set ; hCrd, Perple-X data set; Bio(TCC), Tajčmanová et al. (2009); melt(HP), Holland and Powell (2001), White et al. (2001); and feldspar, Fuhrman and Lindsley (1988). a) for FZ 34 sample, purple arrow symbolized the regional path and orange arrow the UHT metamorphism path recorded by the sample. b) Simplified P-T section of the FZ 34 sample. In all simplified P-T sections, modal proportions of biotite (dashed green lines), melt (red lines) and garnet (dashed blue lines) are plotted, and grey fields symbolized prograde and peak metamorphic mineral assemblages. c) for FZ 50 sample. d) Simplified P-T section of the FZ 50 sample. e) Simplified P-T section of the FZ 45 sample. f) Simplified P-T section of the FZ 234 sample.

2.4 EBSD analysis

2.4.1 Methodology

EBSD analyses were performed at the Geosciences Montpellier laboratory (University of Montpellier, France) using electron probes dedicated to high-resolution crystallographic mapping (JEOL 5600 SEM and CamScan CrystalProbe X500FE). We used an accelerating voltage of 17 kV at a working distance of 25 mm. A 8 to 10 µm grid spacing was chosen. All data points that presented misorientation >5° with respect to their eight neighboring measurements were removed. EBSD data were treated using the program Channel 5 from HKL software and the Matlab Toolbox MTEX (Hielscher & Schaeben, 2008). To investigate garnet plastic deformation, we used crystallographic orientation maps, misorientation boundaries maps and misorientation from a mean orientation of a reference grain maps coupled to OPF and misorientation angle histograms.

2.4.2 Deformation of Type-A_{II} and Type-A_{III} garnet

Figures 5.6 and 5.7 present representative examples of deformed Type-A garnets from the FZ 34 and FZ 45 samples. In sample FZ 34, we individualized the analyzed layer in two parts: the upper garnet (Figures 5.6a, c & e) and the lower garnet (Figures 5.6b, d & f). At microscopic scale, those garnets are large, elongated and aligned with few smaller grains that correspond to Type-A_{II} garnets (Figures 5.6a, b). Furthermore, we also present a second representative example of recrystallized grains within a more deformed sample (FZ 45), which corresponds to Type-A_{III} garnets (Figure 5.7).

2.4.2.1 Type-A_{II} garnet

Crystallographic orientation maps of garnets in sample FZ 34 show a clear intra-crystalline misorientation (Figures 5.6a & b). This misorientation is more important within the upper grains (Figure 5.6a) with a distortion up to 30° (OPF Figure 5.6a), whereas lower garnet shows a maximal distortion of about 20° (OPF Figure 5.6b). Misorientation boundaries maps show principally parallel bands with a high angle to the X-direction between 70° and 80° (Figures 5.6c & d). These misorientation boundaries sometime define new subgrains (arrows in Figures 5.6c & d). Misorientation from a mean orientation of a reference grain (yellow star on map Figures 5.6e & f) shows that both upper and lower garnets are misoriented of less than 12°

(Figures 5.6e & f). Misorientation angle distributions in both upper and lower garnet show a maximum at 0-5° for neighbor pairs (Figures 5.6e & f). Random pair misorientations angle distribution does not follow the theoretical random curve and show a maximum at 5-10° (Figures 5.6e & f). For the lower garnet, random pair frequency between 0-10° is more important than in the upper garnet where an increase of the 10-35° misorientation angle frequency is observed (Figures 5.6e & f).

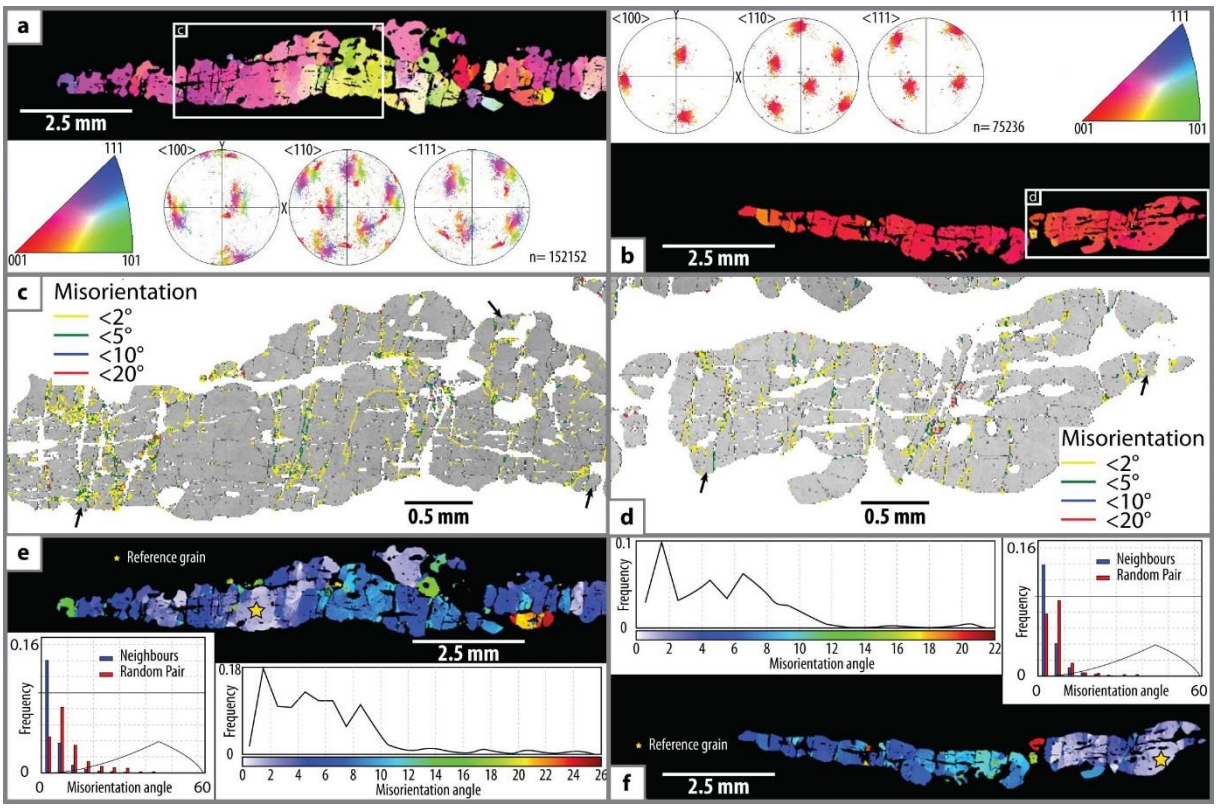

Figure 5.6 : EBSD results for Type-A_{II} garnets from the FZ 34 migmatite. a) Orientation map of upper Type-A_{II} garnet, with OPF showing <100>, <110> and <111> direction axes; b) Orientation map of lower Type-A_{II} garnet, with OPF showing <100>, <110> and <111> direction axes; c) Band contrast map of upper garnet showing misorientation boundaries. Black arrows show some new sub-grains; d) Band contrast map of lower garnet showing misorientation boundaries. Black arrows show some new sub-grains; e) misorientation map from mean orientation of a reference grain. Lower right corner diagram shows the frequency of misorientation angles from the reference grain mean orientation. Lower left histogram documents the neighbor and random pairs misorientation angles; f) misorientation map from mean orientation of a reference grain. Upper left corner diagram shows the frequency of misorientation angles from the reference grain mean orientation. Upper right histogram documents the neighbor and random pairs misorientation angles.

2.4.2.2 Type-A_{III} garnet

Orientation map of Type-A_{III} garnets in FZ 45 migmatite shows large grains that present intra-crystalline misorientations and some smaller grains that present no or less misorientations (Figure 5.7a). OPF reveals a weak fabric corresponding to a random dispersion of axes (Figure

5.7b). Within larger grains, misorientation boundaries well define new small subgrains (Figure 5.7c). Misorientation angle distributions show for neighbor pair a maximum at 0-5° and the random pair misorientation angle distribution follows the theoretical random curve (Figure 5.7b).

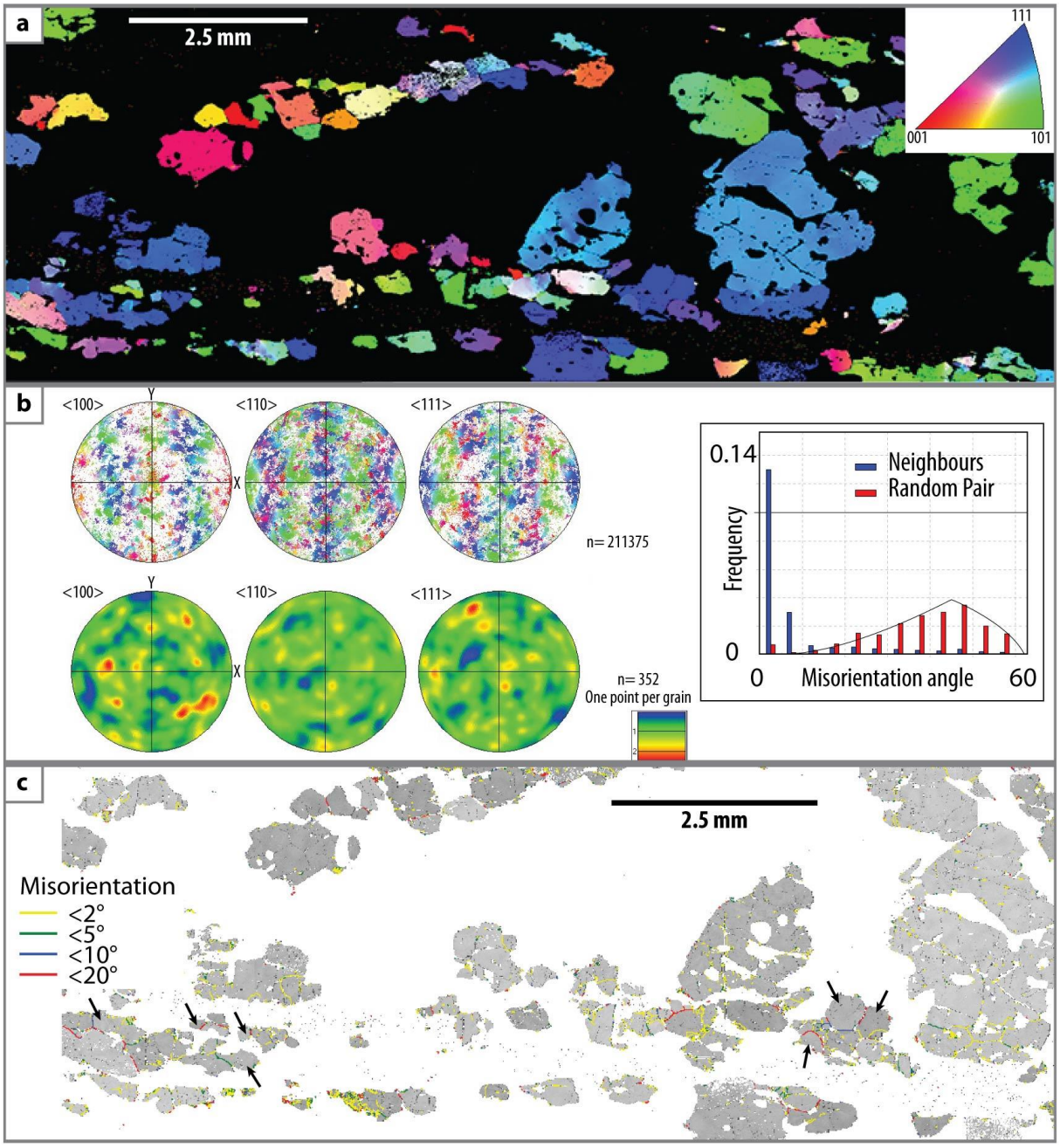

Figure 5.7 : EBSD results for Type-A_{III} garnet from the FZ 45 migmatite. a) Orientation map of garnet; b) OPF of garnet grains showing all data <100>, <110> and <111> direction axes and density of orientation in a one point per grain dataset. The right histogram shows the neighbor and random pairs misorientation angles; c) Band contrast map of upper garnet showing misorientation boundaries. Black arrows show some new sub-grains.

2.4.3 Deformation of Type-S_{II} and Type-S_{III} garnet-quartz assemblages

Type-S_{II} and S_{III} garnets, and quartz form cm-size bimineralic aggregates (Figures 5.8 & 10). Here, we present EBSD analyses of Type-S_{II} garnet-quartz aggregates from the FZ 34 sample (Figure 5.9) and Type-S_{III} garnet-quartz aggregates from the FZ 133 sample (Figure 5.12).

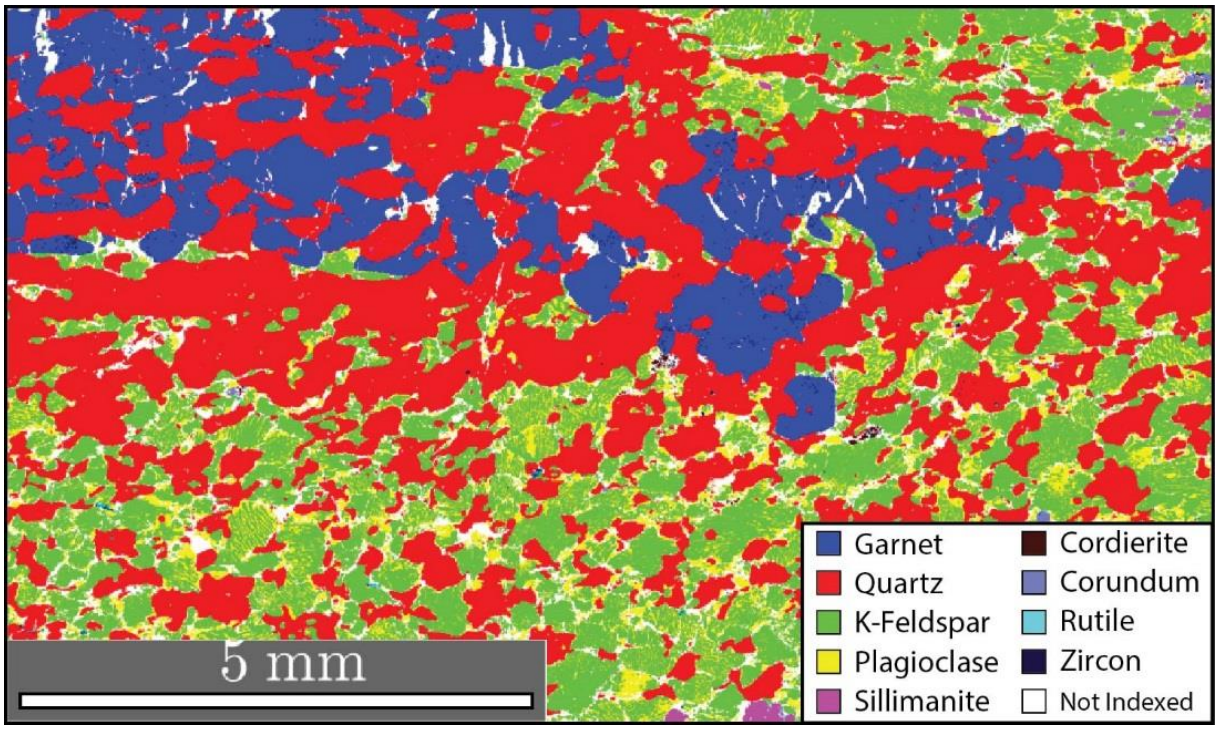

Figure 5.8 : EBSD phase map of a Type-S_{II} garnet forming a garnet-quartz aggregate with the adjacent quartzo-feldspathic matrix from the FZ 34 migmatite.

2.4.3.1 Type-S_{II} garnet-quartz aggregate

Orientation map of Type-S_{II} garnets in sample FZ 34 shows an intra-crystalline misorientation within larger grains with a distortion until ~20° (OPF in Figure 5.9a) and few smaller grains that are more homogeneously oriented (Figure 5.9a). Misorientation boundaries map shows principally parallel bands oriented perpendicularly to the X-direction (Figure 5.9b). These misorientation boundaries define sometime new subgrains (arrows in Figure 5.9b). Misorientation from mean orientation of a reference grain (yellow star on map Figure 5.9c) shows that grains are generally misoriented of less than 16° (Figure 5.9c) except some with misorientation angle between 16° and 30° that corresponds to a garnet fragment in the center

of the map (Figure 5.9c). Misorientation angles distribution shows for neighbor pair a maximum at 0-5° and the random pair misorientation angle distribution does not follow the theoretical random curve, showing a maximum at 5-10° (Figure 5.9c). The frequency of misorientation angles between 10° and 50° is higher when compared to Type-A_{II} garnet (Figures 5.6e, f & 5.9b).

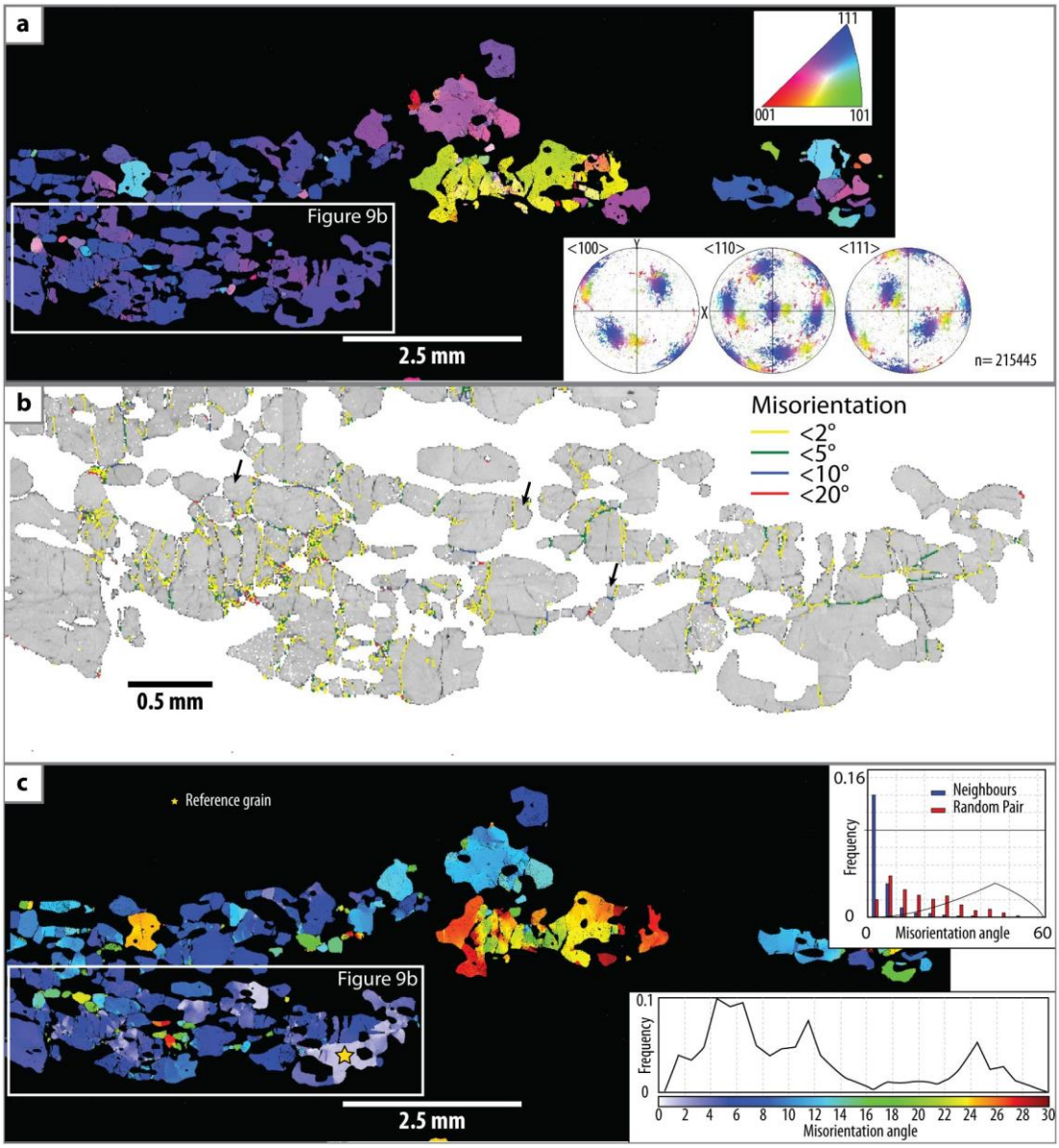

Figure 5.9 : EBSD results for Type-S_{II} garnet from the FZ 34 migmatite. a) Orientation map of Type-S_{II} garnet, with OPF showing <100>, <110> and <111> direction axes; b) Band contrast map of Type-S_{II} garnet showing misorientation boundaries. Black arrows show some new sub-grains; c) misorientation map from mean orientation of a reference grain. Lower right corner diagram shows the frequency of misorientation angles from the reference grain mean orientation. Upper right histogram documents the neighbor and random pairs misorientation angles.

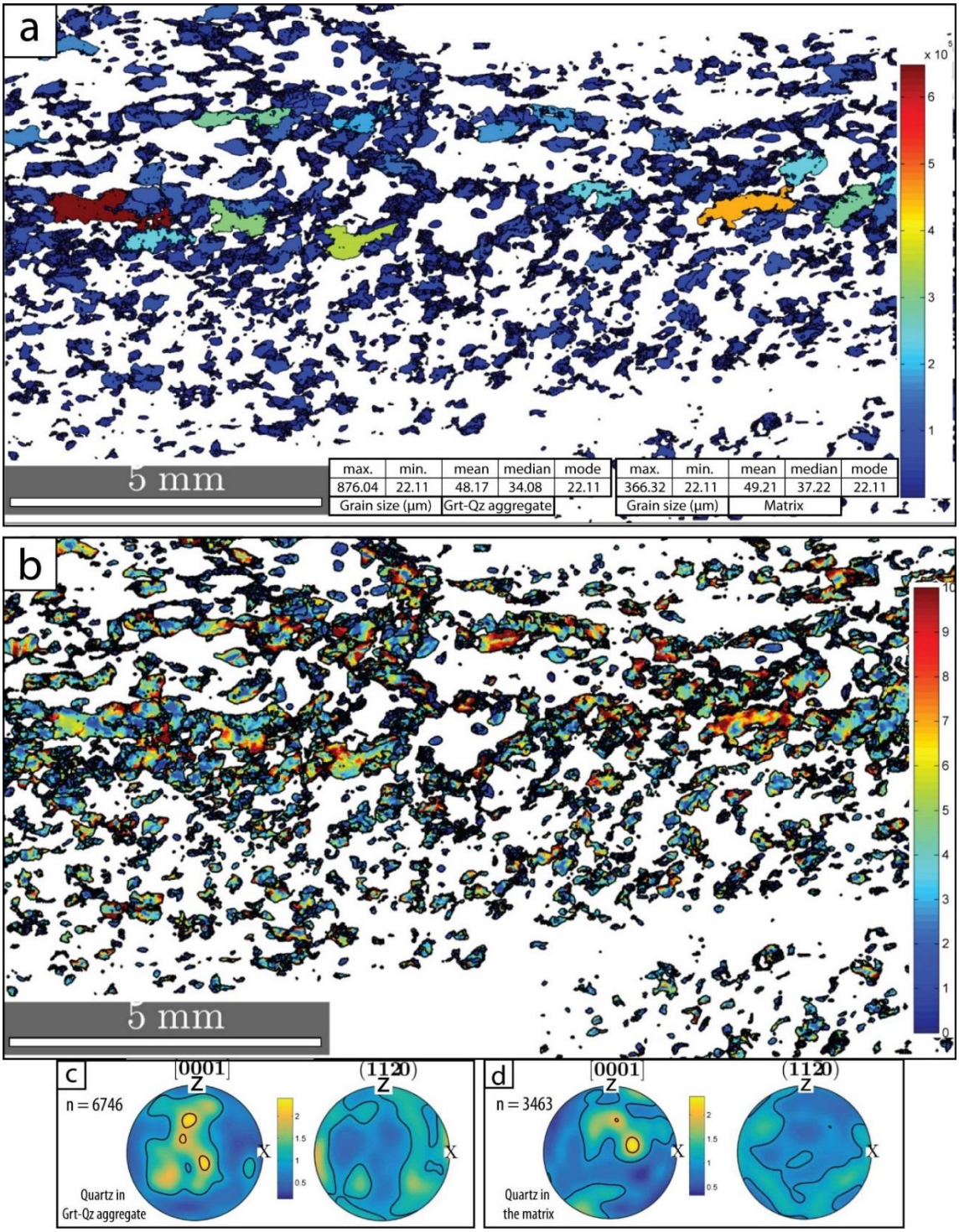

Figure 5.10 : EBSD results for quartz presents in the phase map Figure 8. a) Misorientation to mean orientation of each grain map; b) grain area map of quartz grain; c) OPF of quartz <c> and <a> axes, calculated with one point per grain for quartz within the garnet-quartz aggregate. Pole figures are contoured as multiples of the uniform distribution; d) OPF of quartz <c> and <a> axes in one point per grain for quartz within the quartzo-feldspathic matrix.

Quartz grains are present within the matrix (with mesoperthitic feldspar grains) and within Type-S_{II} garnet where quartz and garnet compose a bimineralic aggregate (Figure 5.8).

Quartz grains within the aggregate are bigger, up to 876 µm in size, than the grains located in the matrix that are up to 366 µm sized (Figure 5.10a). EBSD map presenting the misorientation to the mean orientation of each grain shows intra-crystalline misorientation whatever the petrographic location of grains, with small-recrystallized grains that occurred in the two domains (Figure 5.10b). Large quartz grains plastically deformed are exclusively located within the garnet-quartz aggregates (Figures 5.10a & b). Even if fabrics are weakly marked by OPFs (maximal density of point around 2.5, Figures 5.10c & d), two different quartz fabrics may be observed within the garnet-quartz aggregate and within the matrix (Figures 5.10c & d, respectively). Indeed, active quartz slip systems in the garnet-quartz aggregate may be prism<a> and rhomb<a> whereas within the matrix it may be rhomb<a> and basal<a> (Figures 10c & d, respectively).

2.4.3.2 Type-S_{III} garnet-quartz aggregate

In sample FZ 133, garnet appears in a garnet-quartz aggregate that presents a steady-state texture with a relatively similar garnet-quartz grains size (150-200µm with a mean aspect ratio of 1:1 to 1:2, Figure 5.11). Quartz grains in the quartzo-feldspathic aggregates are smaller (50-100µm, Figure 5.11).

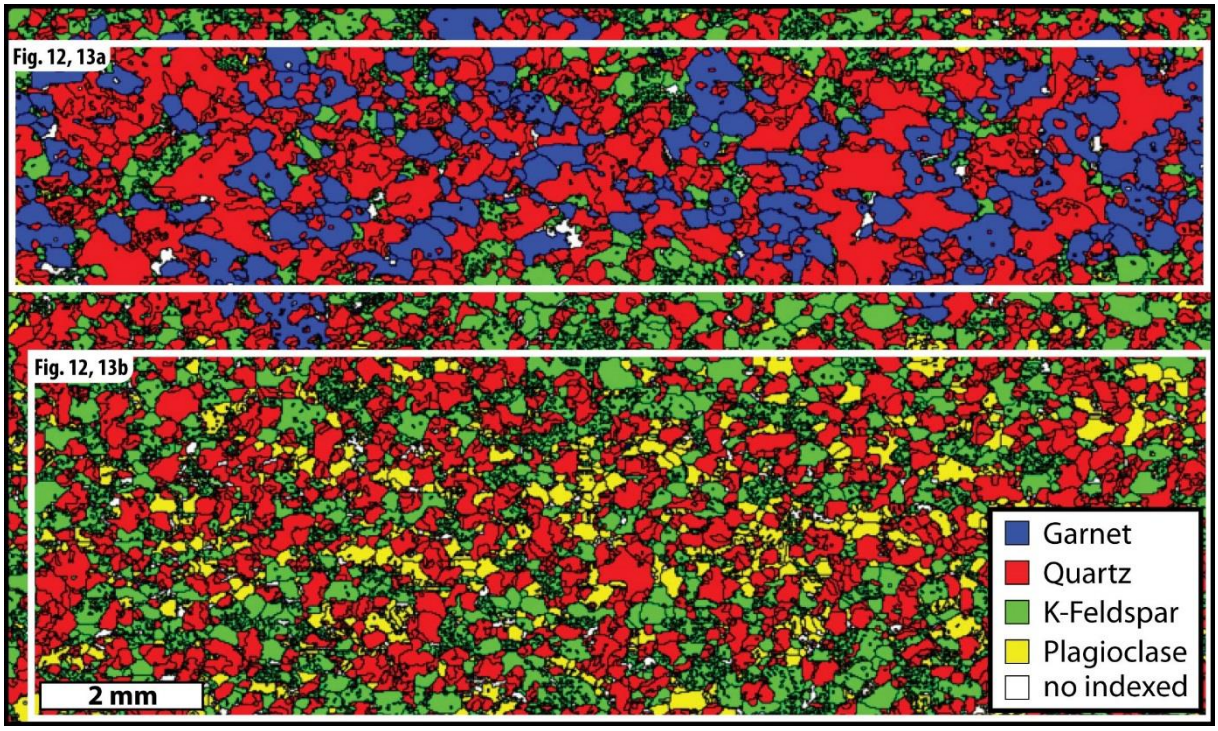

Figure 5.11 : EBSD phase map of a Type-S_{III} garnet forming a garnet-quartz aggregate with the adjacent quartzo-feldspathic matrix from the FZ 133 migmatite.

Orientation map of garnets shows numerous small grains that present no internal misorientations and some bigger grains that present intra-crystalline plasticity evidences (Figure 5.12a). Garnet OPF displays a moderate dispersion of their crystallographic axes, which corresponds to a relatively strong fabric. Misorientation boundaries define numerous subgrains and no preferred direction is observed on the map (Figure 5.12c). Corresponding misorientation angle distributions show for neighbor pair a maximum at 0-5°. The frequency of misorientation angle between 5° and 60° is higher if compared to other garnet typologies. Random pair misorientation angles distribution follows the theoretical random curve and shows a maximum at 40° (Figure 5.12b).

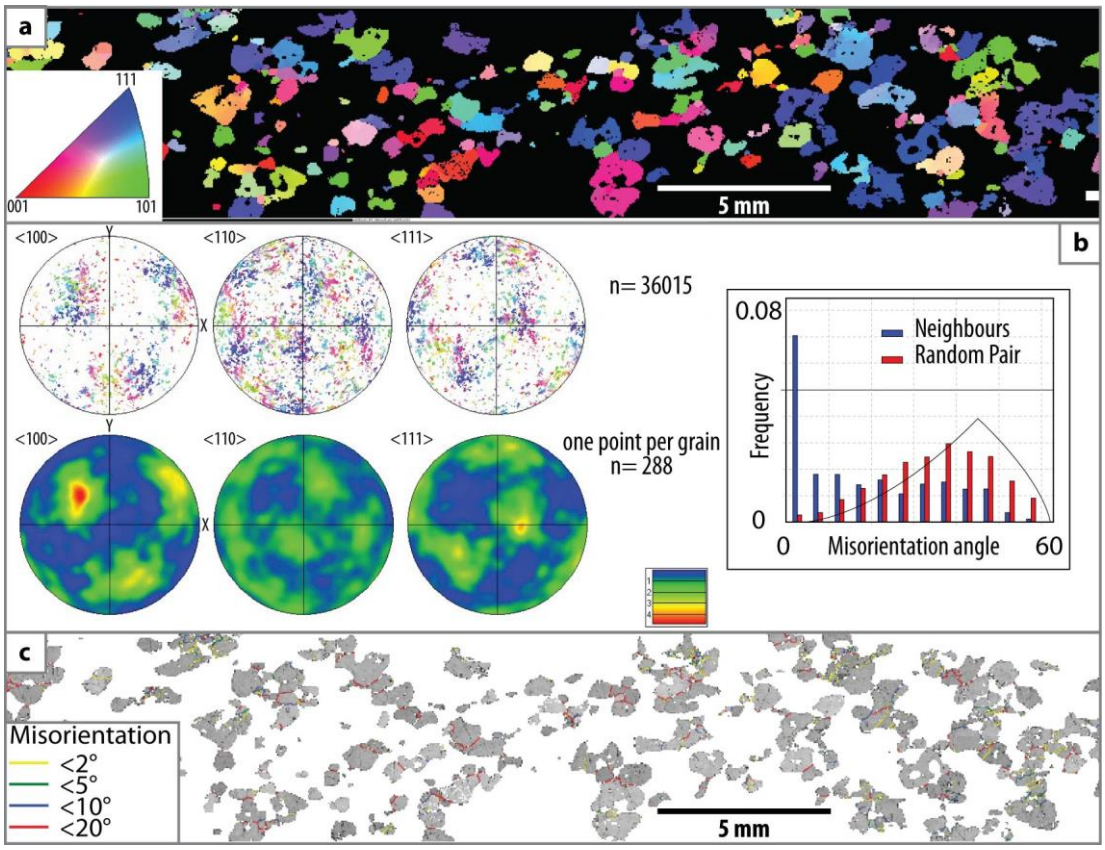

Figure 5.12 : EBSD results for Type-S_{III} garnet from the FZ 133 migmatite. a) Orientation map of garnet; b) OPF of garnet grains showing all data <100>, <110> and <111> directio n axes and density of orientation in a one point per grain dataset. The right histogram shows the neighbor and random pairs misorientation angles; c) Band contrast map of upper garnet showing misorientation boundaries.

Quartz grains do not show high intra-crystalline misorientation excepted for a few grains that are located at the rim of the garnet-quartz aggregate and for relics within the matrix (Figures 5.13a & b). Quartz grain size is smaller for quartz within the matrix, with a global aspect ratio close to 1:1 and a near rounded shape. Quartz OPFs for quartz within the garnet-quartz aggregate show multiple slip systems whereas it displays a prism<c> slip system in the matrix (Figures 5.13c & d, respectively).

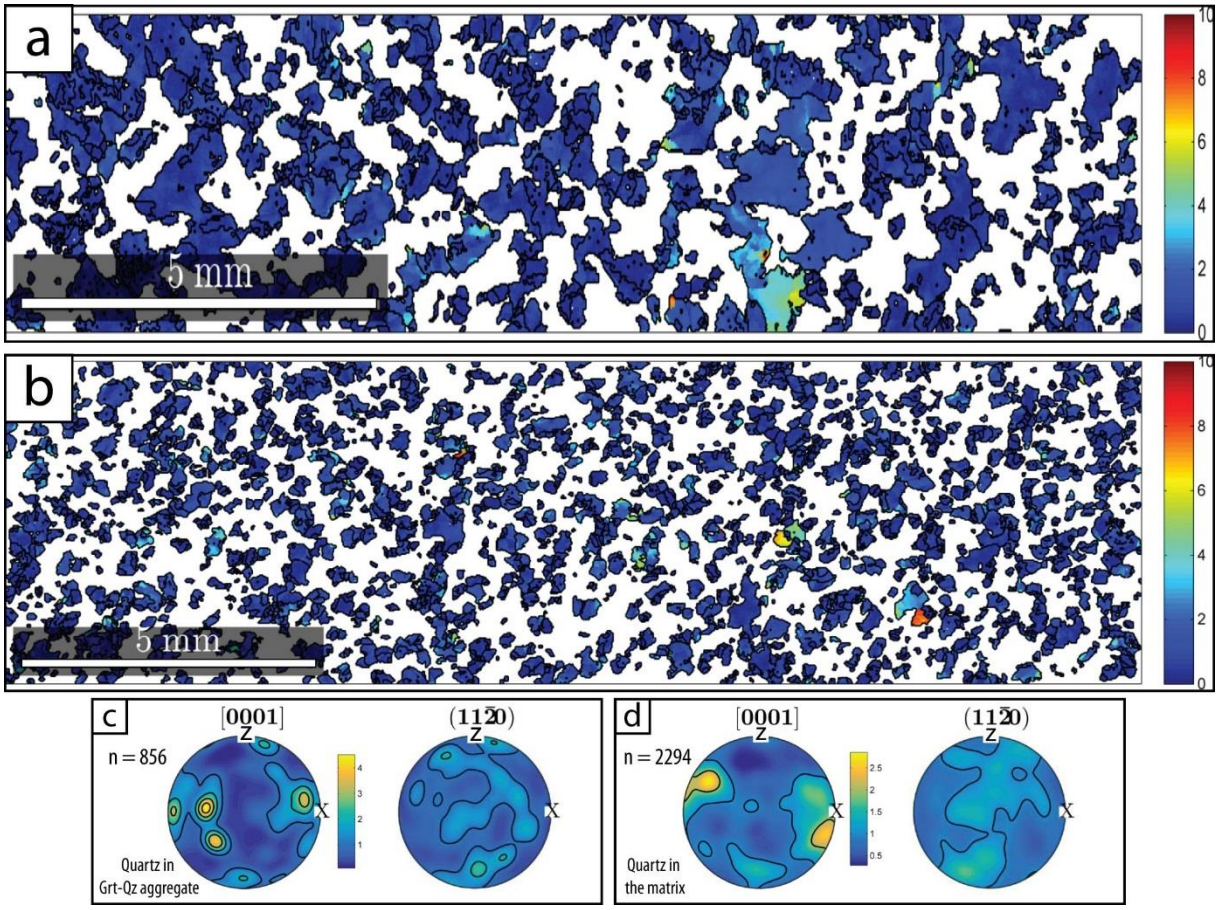

Figure 5.13 : EBSD results for quartz from the FZ 133 migmatite, showing in the phase map Figure 5.11. a) Misorientation to mean orientation of each grain map for quartz within the garnet-quartz aggregate; b) Misorientation to mean orientation of each grain map for quartz within the garnet-quartz aggregate; c) OPF of quartz <c> axes in one point per grain for quartz within the garnet-quartz aggregate and within the quartzo-feldspathic matrix; d) Density OPF of quartz <c> axes in one point per grain for quartz within the garnet-quartz aggregate and within the quartzo-feldspathic matrix.

2.5 Strength of the garnet and garnet-quartz assemblage

2.5.1 Power flow law calculation

At mid- to lower crustal levels, rocks and minerals are viscous bodies that respond to shear deformation through ductile flow. If minerals are deformed by diffusion creep mechanism, they obey to a linear relationship that link the deviatoric shear stress to viscosity and shear strain rate, as it was early postulated by Newton in 1687 for Newtonian bodies. On the contrary, in a dislocation creep regime, minerals flow as a non-Newtonian bodies and a dislocation creep law can be applied. This flow law is applied for a monomineralic aggregate deformed with an axial symmetry, and express the shear strain rate with the Nicolas (1976)'s relationship as following:

(5-1) $\dot{\varepsilon} = A\ \sigma^n\ e^{-Q/RT}$

where $\dot{\varepsilon}$ (s^{-1}) is the shear strain rate, A ($Pa^n.s^{-1}$) is a pre-exponent material constant, σ (Pa^{-1}) is the differential strength, n is a stress exponent, Q ($J.mol^{-1}$) is the activation enthalpy, T (°K) is the absolute temperature and R (8.315 $J.K^{-1}mol^{-1}$) is the Boltzmann gas constant.

Within a quartzo-feldspathic granulite from the Grenville Province (Canada), Ji & Martignole (1994) used the above equation (5-1) to compare the flow strength of garnet, quartz and plagioclase and showed that garnet could be weaker than quartz and feldspar at high to ultra-high temperatures. This result was supported by petrographic observations described in more recent studies within granulites from the Eastern Ghats, Sri Lanka, Madagascar and East Antarctica (Kleinschrodt & McGrew, 2000 ; Martelat et al., 2012 ; Okamoto & Michibayashi, 2005).

Here, we compare garnet and quartz shear strengths as a function of temperature, considering possible variations of activation enthalpy Q and stress exponent n. Figures 5.14a, b and c present flow strength profiles calculated at a strain-rate of $10^{-14}.s^{-1}$, for (i) a maximal stress exponent for garnet (blue lines) and quartz (red lines), (ii) a mean stress exponent and (iii) a minimal stress exponent, respectively. Parameters are those used by Ji & Martignole (1994), from B. Liu et al. (1992) for garnet (n= 2.2 ± 0.1 ; Q= 485 000±30 000 $J.mol^{-1}$) and from Koch et al. (1980) for quartz (n= 2.86 ± 0.18 ; Q= 149 000±29 000 $J.mol^{-1}$) (Figures 5.14a, b & c). The combination of these three strength profiles leads to the construction of a synoptic diagram that presents the global relative flow strength between garnet and quartz, in a temperature range of 500-1200°C (Figure 5.14d). This diagram shows that the transition zone between the temperature conditions where garnet behaves as the strongest phase to conditions where quartz is stronger than garnet, ranges from 800°C to 1150°C (Figure 5.14d).

In our studied migmatitic and granulitic samples, Type-S garnet grains are commonly accompanied by quartz grains forming mm to cm-sized garnet-quartz aggregate layers. These widespread and particular layers might be considered as a two-phase aggregate in flow laws calculation. Two-phase aggregate microstructure and behavior were well described by Handy (1994) and Handy et al. (1999); The two behaviors could be described as follows: the first one is the Load-Bearing Framework (LBF) that is formed by pockets of the relative weaker phase within a framework composed of the relative strongest phase. The second behavior is named the Interconnected Weak Layer (IWL) where the weaker phase is spatially interconnected, forming a weak matrix that surrounds the strongest phase, which thus, occurs as more resistant boudins or clasts.

The general flaw law for a two-phases aggregate depends on the specific behavior previously described for each constitutive phase (i.e. mineral). In a LBF behavior, the viscous shear strength is calculated as follows:

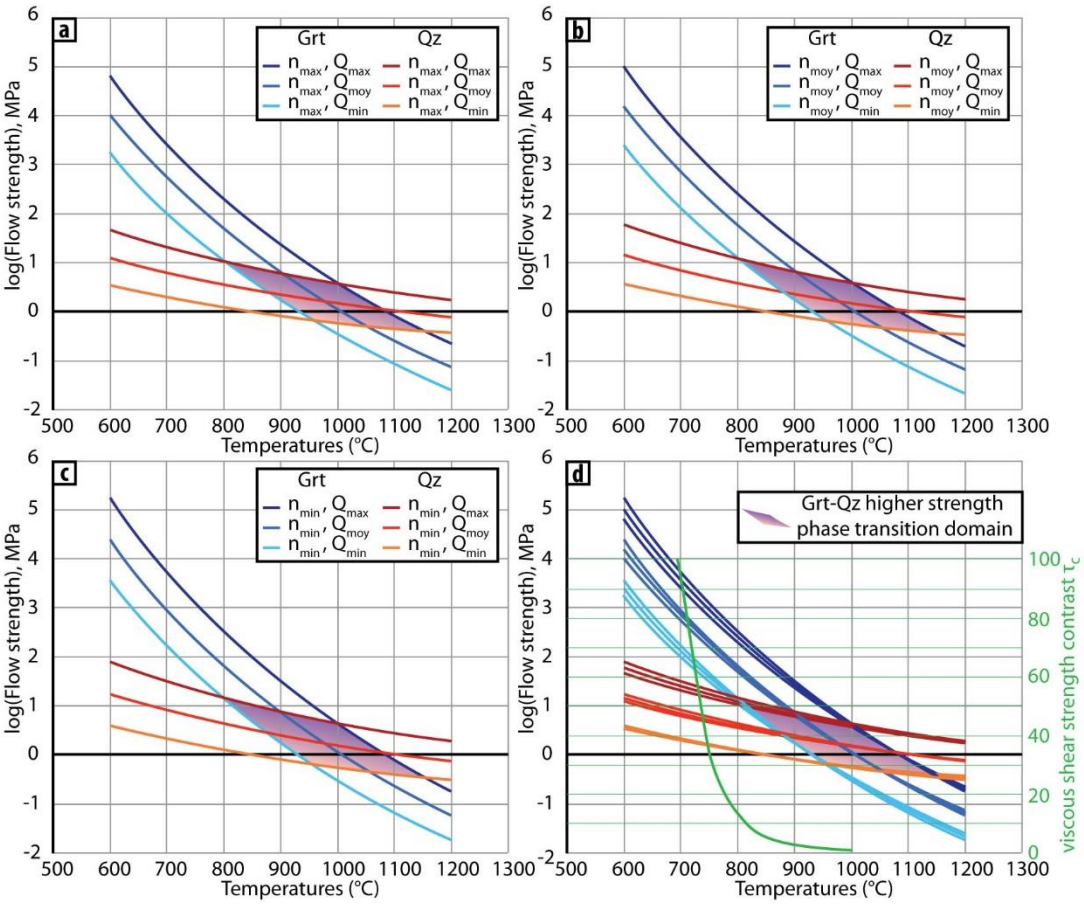

Figure 5.14 : Flow strength-temperature profiles in the dislocation creep regime for single garnet (almandine-pyrope) and monomineralic aggregates of quartz at a strain-rate of 10^{-14} s^{-1} (modified after Ji & Martignole, 1994). a) Garnet parameters: n_{max}= 2.3, Q_{min}= 455 000 J.mol^{-1}, Q_{moy}= 485 000 J.mol^{-1}, Q_{max}= 515 000 J.mol^{-1}; Quartz parameters: n_{max}= 3.04, Q_{min}= 120 000 J.mol^{-1}, Q_{moy}= 149 000 J.mol^{-1}, Q_{max}= 178 000 J.mol^{-1}. b) Garnet parameters: n_{moy}= 2.2, Q_{min}= 455 000 J.mol^{-1}, Q_{moy}= 485 000 J.mol^{-1}, Q_{max}= 515 000 J.mol^{-1}; Quartz parameters: n_{moy}= 2.86, Q_{min}= 120 000 J.mol^{-1}, Q_{moy}= 149 000 J.mol^{-1}, Q_{max}= 178 000 J.mol^{-1}. c) Garnet parameters: n_{min}= 2.1, Q_{min}= 455 000 J.mol^{-1}, Q_{moy}= 485 000 J.mol^{-1}, Q_{max}= 515 000 J.mol^{-1}; Quartz parameters: n_{min}= 2.68, Q_{min}= 120 000 J.mol^{-1}, Q_{moy}= 149 000 J.mol^{-1}, Q_{max}= 178 000 J.mol^{-1}. d) Synthesis of graph a), b) and c) that defined the global garnet-quartz stronger phase transition domain.

(5-2) $\tau_r^{LBF} = \tau_{sr}\varphi_s + \tau_{wr}\varphi_w$

where τ_r^{LBF} (MPa) is the viscous shear strength, τ_{sr} and τ_{wr} (MPa) are shear stresses in strongest and weaker phases respectively, and φ_s and φ_w are the volume proportions of these strongest and weaker phases. The shear stress of a phase i is defined by the following relation:

(5-3) $\tau_i = e^{1/ni(\frac{Qi}{RT}+\ln(\frac{\dot{\gamma}}{Ai\,3^{(n+1)/2}})}$

where τ_i (MPa) is the shear stress of a phase I, n_i is the power factor, Qi ($J.mol^{-1}$) is the activation enthalpy, T (°K) is the absolute temperature and R (8.315 $J.K^{-1}mol^{-1}$) is the Boltzmann gas constant, A ($Pa^n.s^{-1}$) is a pre-exponent material constant, and $\dot{\gamma}$ (s^{-1}) is the strain rate.

In an IWL behavior, the viscous strength follows this relationship:

(5-4) $\tau_r^{IWL} = \tau_s (1 - \varphi_w^{1-x}) + \tau_{wr}\varphi_w^{1-x}$

where x is a component link to viscous shear strength contrast τ_c, as following:

(5-5) $x = 1 - \frac{1}{\tau c}$ and $\tau_c = \frac{\tau sr}{\tau wr}$

2.5.2 Bimineralic garnet-quartz viscous strength

We used the aforementioned power flaw laws, initially proposed by Handy (1994) and Handy et al. (1999), to model the LBF – IWL rheological behaviors of a garnet-quartz aggregate at high to ultra-high temperatures. Mineral power flaw laws parameters used for this calculation were the same as those used by Ji & Martignole (1994). The strain rate $\dot{\gamma}$ was fixed at 10^{-14} s^{-1}, value which is commonly considered for typical naturally deformed rocks in the ductile field (e.g. Pfiffner & Ramsay, 1982 ; Poirier, 1980). Garnet and quartz volume proportions within the aggregate inversely evolve between 0 and 100%. Considering the flow strength evolution for both garnet and quartz, garnet is considered as the strongest phase between 700 and 950°C and as the weakest phase above 1000°C (the temperature range where the two behaviors switch is at ~970 ± 25°C, Figure 5.14d).

The Figure 5.15 displays the two stability fields of LBF and IWL behaviors and the evolution of the viscous shear strength of the garnet-quartz aggregate, as a function of the temperature (color lines from 700°C to 1000°C) and the Grt/Qz relative modal proportion within the bimineralic aggregate. Squares represent calculated point using the LBF (5-2) equation and circles are those calculated using the IWL (5-4) equation. It is worth to note that the viscous shear strength of garnet-quartz aggregate is always below 10 MPa at temperatures over 850°C, whatever the phase amount (Figure 5.15).

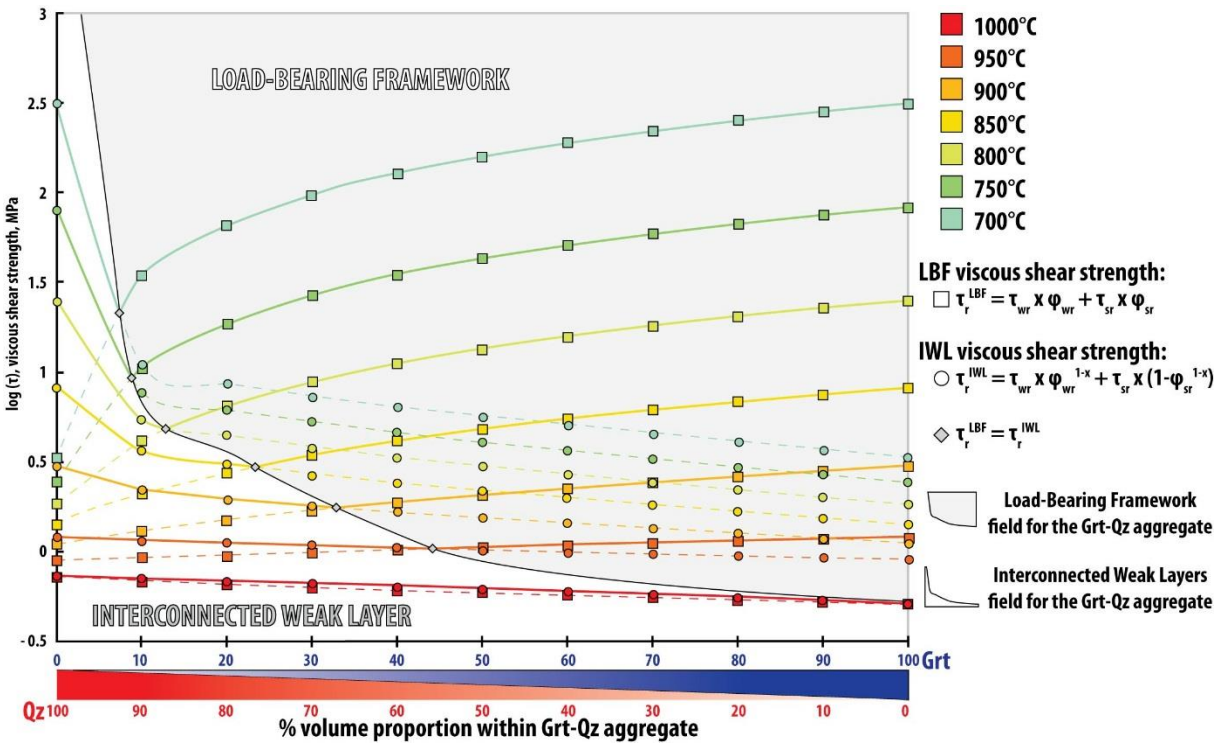

Figure 5.15 : Flow strength-temperature profiles in the dislocation creep regime for a garnet - quartz aggregate related to relative modal proportion of garnet and quartz within the aggregate, calculated at a strain-rate of 10^{-14} s^{-1}. Flow strength is calculated using LBF and IWL microstructures formula of Handy (1994) and flaw law parameters used by Ji and Martignole (1994). Colored lines represent stable microstructures and dashed colored lines represent the metastable microstructures.

2.6 Discussion

2.6.1 Garnet typology constrained by the petrographic inheritance?

Within the studied samples from the Khondalite Belt, Type-A_{II} or Type-S_{II} garnets consist of elongated garnet with numerous fibrolitic sillimanite and some biotite relics as inclusions that are parallel to the S_1 foliation plane. These garnets and the S_1 foliation are folded by the D_2 deformation. Garnets are near exclusively located in Al-rich layers of the migmatite. Martelat et al. (2012) presented similar highly elongated garnet grains with the same sillimanite and biotite inclusions. They suggested that these garnets were peritectic, which nucleated and growth preferentially on sillimanite aggregate during the dry biotite breakdown melting reaction. The Type-S_{II} garnets are poecilitic, and form together with quartz grains, a two-phases aggregate that occurs in more SiO_2-rich layers. In this case, we suggest a similar evolution than the one proposed for the Type-A_{II}. Indeed, peritectic garnet grains may nucleated on layers with

sillimanite and biotite in smaller proportion with an excess of quartz. In this case, biotite and sillimanite are totally consumed and garnet growth intertwined within quartz-rich layers. These two scenarios imply that gneissic layering and petrographic inheritance are a major factor that controls the location of the peritectic phase nucleation (here garnet) and the distribution of the incipient melt (i.e. Ganzhorn et al., 2016).

In samples that underwent strong deformation during retrogressive cooling, the garnet grain size decreased due to dynamic recrystallization mechanism and granular flow of all the constituting minerals occurred. In such samples, Type S_{III} and Type A_{III} garnets correspond to small rounded grains enclosed in a garnet-quartz aggregate or in Al-rich layers respectively.

2.6.2 *P–T* conditions and melt fraction during D_1 deformation

Petrographic observations revealed that the khondalitic migmatites resulted from the water-absent melting of Ti- and F-rich biotite following the anhydrous biotite breakdown melting reaction of Le Breton & Thompson (1988). This melting reaction is well known as a high temperature reaction starting at around 850°C and forming garnet as peritectic phase (Patiño Douce & Harris, 1998). Pseudosection results show a dry biotite melting reaction that starts at 840-860°C (Figure 5.5). In some samples, under 0.6 GPa, biotite breakdown occurs at lower temperature than the partial melting (Figures 5d, e & f). Considering that partial melting of our samples is the result of biotite breakdown, the prograde to metamorphic peak D_1 deformation is constrained at a pressure equal or exceeding 0.6 GPa and because kyanite relics have never been observed in migmatites from the Jining complex in the Khondalite Belt, we assume here that the prograde to metamorphic peak D_1 deformation is therefore at a pressure lower than 1.1 GPa.

Thermodynamic modeling of melt fractions produced during dry biotite reaction revealed a low amount of melt (Figures 5.5b, d, e & f). The so-called Melt Connectivity Transition (MCT, Rosenberg & Handy, 2005) corresponds to a melt fraction of 7% and is known to induce a critical collapse of the whole rock strength. Following phase diagram sections calculations, the MCT phenomenon must appear in FZ 34 and FZ 45 migmatites between 930°C and 1000°C (Figures 5.5b & e). For FZ 234, the MCT is evaluated between 870°C and 950°C and at lower temperature between 870°C to 900°C for FZ 50 (Figures 5.5d & f). Under 7% of melt fraction in migmatites, the mineral skeleton accommodates the

deformation (Rosenberg & Handy, 2005). In our samples, this framework corresponds to the quartzo-feldspathic matrix, garnet grain and garnet-quartz aggregate and thus, with this low amount of melt during the early stage of partial melting, garnet and garnet-quartz aggregate are ductilely deformed. We propose that D_1 deformation was effective at, or just before, the beginning of the partial melting and at UHT conditions. This D_1 deformation stage strongly affected rock forming minerals and more specially peritectic garnet between 840°C and 1000°C for a pressure range between 0.6 GPa and 1.1 GPa.

These new *P-T* metamorphic calculations are consistent with previous described *P–T* paths recording a regional metamorphic evolution buffered by biotite melting reaction at around 840-880°C with adiabatic decompression paths (e.g. Cai et al., 2014, 2015, 2016 ; Jiao et al., 2013 ; Yin et al., 2014). These *P-T* paths were punctuated by local isobaric heating paths linked to large mafic intrusions (e.g. Lobjoie et al., 2018 ; Yang et al., 2014) at temperatures reaching up to 1050°C.

2.6.3 Garnet and garnet-quartz aggregate deformation mechanisms: rheological implications

EBSD results from the studied migmatites show that garnets underwent an internal plastic deformation. Orientation maps and misorientation boundaries maps show parallel dislocations walls and deformation lamellae that traduce dislocation creep mechanism, resulting in subgrain boundaries formation and then rotation recrystallization, as a main deformation mechanism (Figures 5.6 & 5.9).

The ductile deformation within garnets with the Type-A_{II} garnet and Type-S_{II} garnet is weak and does not produce abundant subgrains with intense recrystallization (Figures 5.6 & 5.9). The maximal misorientation in garnet grains reaches 20° and the Crystal Preferred Orientation (CPO) is relatively strong (Figures 5.6a & 5.9a). In the study of Martelat et al. (2012), large rounded Type-I garnet grains were interpreted as a first stage of crystallization. Considering our results, we propose that the early stage of crystallization occurred at low strain, responsible for the oriented crystallization that explains the low distortion of Type-A_{II} and Type-S_{II} garnets at the UHT. The frequency of misorientation angle <5° for neighbors pairs is the most important misorientation range and the random pair distribution does not follow the theoretical recrystallization curve (Figures 5.6e, f & 5.9c). The frequency of high angle of misorientation (>10°) is more important for Type-S_{II} garnets. This indicates that the

recrystallization is low for the Type-A_{II} garnet and slightly more important for Type-S_{II} garnets. This plastic behavior of garnet is possible thanks to low melt amount (<7%, cf MCT of Rosenberg & Handy, 2005), in agreement with our pseudosection modeling (Figure 5.5). Under 7% of melt amount, the mineral skeleton of the migmatite is known to accommodate the ductile deformation (e.g. Rosenberg & Handy, 2005; Llorens et al., 2019). Previous studies have proposed that garnet grains were plastically deformed at (U)HT conditions by both diffusion-assisted dislocation creep and subgrain rotation recrystallization, with activation of the dominant ½<111>{110} slip system (Kleinschrodt & McGrew, 2000 ; Martelat et al., 2012, Storey & Prior, 2005). Our observations are somehow consistent with this interpretation and supported by our OPFs results (e.g. Figures 5.9a & 5.12b).

In this study, we used a power flow law to model the rheological behavior of garnet and quartz considering that dislocation creep is the dominant active deformation mechanism. Dislocation creep in quartz is known to be predominant at temperature above 800°C (Hirth & Tullis, 1992; Fukuda & Shimizu, 2017). Our results also show a contribution of oriented crystallization partially responsible for the elongated shape of garnet in low strain domain. We proposed that in our samples, garnet crystallization did not formed Type-I garnet as proposed by Martelat et al. (2012). However, the oriented crystallization seems to be limited because, even under low strain setting, dislocation creep was effective in Type-A_{II} and Type-S_{II} garnet grains. Diffusion through Nabarro-Herring creep or Coble creep is a deformation mechanism known to be effective in YAG (Ytrrium Aluminium Garnet) and aluminous garnet at UHT conditions due to the large lattice parameters of YAG or aluminous garnet (Parthasarathy et al., 1992; Voegelé et al., 1998a). However, diffusion creep is grain size dependent and would be more efficient with small grains (e.g. Passchier & Trouw, 2005).Garnet grains in khondalitic migmatites are large, that may minimize the efficiency of the diffusion creep mechanism. Furthermore, Martelat et al. (2012) showed that diffusion is not effective and dislocation creep is the dominant mechanism for grain over 1 mm size. Our EBSD results show a dominant dislocation creep mechanism for garnet that is in agreement with this previous interpretation. Finally, one may consider that in presence of melt, diffusion creep might be enhanced (Hirth & Tullis, 1992). However, in our samples, melt only occurred along the periphery of the garnet-quartz aggregates with no evidences of ancient melt inside the aggregate, pro-parte ruling out this possibility.

In highly deformed samples, garnet dynamic recrystallization leads to the production of small and (more or less) rounded Type-A_{III} and Type-S_{III} grains (Figures 5.7 & 5.12). This

recrystallization is supported by the random pair misorientation angle distribution following the theoretical curve (Figure 5.7b & 5.12b). New recrystallized Type-A_{III} garnets are aligned within the foliation with homogeneous orientation, and larger parent grains show numerous rounded sub-grains (Figure 5.7). An identical behavior has been observed for Type-S_{III} garnet grains (Figure 5.12). In this case of intense deformation, rigid rotation within a viscous matrix is invoked as proposed by Storey & Prior (2005), producing a weak to random CPO in garnet grains (Figures 5.7b & 5.12b).

Within the sample FZ 133, the quartz grain sizes range, which spreads between those within the garnet-quartz aggregate and those within the recrystallized matrix, could also be explained by the evolution of the mechanical behavior of the aggregate during plastic deformation. Indeed, when temperature decreases, the viscous shear strength of the aggregate increases and garnet become stronger. Thus, this lower temperature deformation produced preferentially a Load-Bearing Framework (LBF) microstructure that may have preserved quartz grains to late dynamic recrystallization (Figure 5.15).

Finally, our results show that, at UHT conditions, garnet, quartz and feldspar behave relatively similarly with the same viscous shear strength (Figure 5.14d ; Ji & Martignole 1994). The relatively similar viscous shear strength of these phases homogenized the bulk shear strength of the migmatite at the beginning of the partial melting. No important shear strength contrast occurred at this early stage and did not lead to strain localization processes within the lower continental crust. Furthermore, the viscous shear strength of the garnet-quartz aggregate decreased from 25MPa at 800°C to 0.5MPa at 1000°C without considering melt fraction, which may also reduce drastically the rock strength (e.g. Rosenberg & Handy, 2005). These calculations show that a felsic lower crust can be weak without implying an important melt fraction, at low strain rates and UHT conditions.

2.7 Conclusion

At (U)HT conditions, garnet and garnet-quartz aggregates present evidences of ductile deformation. Garnet grains accommodate the deformation as the quartzo-feldspathic matrix due to a low melt amount at the onset of the partial melting or after melt loss. Garnet and garnet-quartz aggregates represent a weak part of the migmatite and no high viscous shear strength contrast is recorded at UHT conditions between these two common constitutive phases of

migmatites. The deformation is pervasive at the grain scale under UHT conditions resulting in homogeneous deformation at the sample scale. Weak garnet grains within a melt-bearing quartzo-feldspathic matrix highly contribute to the bulk and homogeneous softening of the lower continental crust during the regional scale high temperature deformation.

2.8 Acknowlodgement

This work is supported by the National Key R&D Program of China (2016YFC0600401, 2016YFC0600102) and NSFC (41502215, 41472193).

2.9 References (Voir en fin de manuscrit)

3 Complément de l'article

En complément de cette étude sur les grenats de la foliation S_1, une investigation est actuellement menée sur le comportement du grenat dans les autres fabriques planaires de la ceinture de Khondalite.

Ce travail, a débuté avec de nouvelles observations de terrain témoignant d'une morphologie particulière des grenats dans la foliation S_2 suprasolidus dans les granulites résiduelles. Dans un premier temps, il a été observé dans les zones où la D_2 suprasolidus semble peu intense, que les grenats allongés pouvaient être plissés avec la foliation comme cela a été observé et décrit dans le chapitre 4 ainsi que plus hauts dans ce chapitre. Dans ce contexte, le grenat qui a été déformé dans un régime en constriction au cours de la S_1 est plissé avec la linéation et la foliation S_1 mais ne semble pas développer d'autre morphologie. Dans les zones où la D_2 suprasolidus semble intense, on peut observer dans des granulites résiduelles des grenats présentant un ellipsoïde de la déformation finie en aplatissement vertical. Dans certain cas, le grenat est même cisaillé le long de la foliation comme sur l'affleurement Figure 5.16a, b où on observe un grenat déformé par un cisaillement dextre inverse. La linéation portée par cette S_2 subsolidus semble, dans les granulites résiduelles être généralement peu inclinée à

subhorizontale. Le fait que le grenat acquière une forme de « galette » ou de sigmoïde dans cette foliation S_2 suprasolidus semble indiquer une déformation ductile du grenat syn-D_2 suprasolidus. Cette déformation ductile a été confirmée par des analyses EBSD préliminaires sur une granulite à sapphirine de la région de Tuguiwula (Figure 5.16c). Dans ces roches, le grenat semble avoir un axe cristallin constamment aligné dans une direction qui pourrait être la linéation L_2 (Figure 5.16d). Toutefois ceci demande d'être étudié plus en détail et avec une quantité d'échantillon significative. Cette déformation ductile du grenat peut théoriquement paraître logique à la vue des conditions de cette déformation. Elle affecte une roche en condition UHT (favorable à la ductilité du grenat) et contenant encore moins de liquide qu'une métatexite S_1. Toute les conditions sont propices à une telle déformation et peut être peut-on envisager, si elle est systématique, qu'une partie du fluage syn-D_2 suprasolidus pourrait être accommodé par les granulites résiduelles.

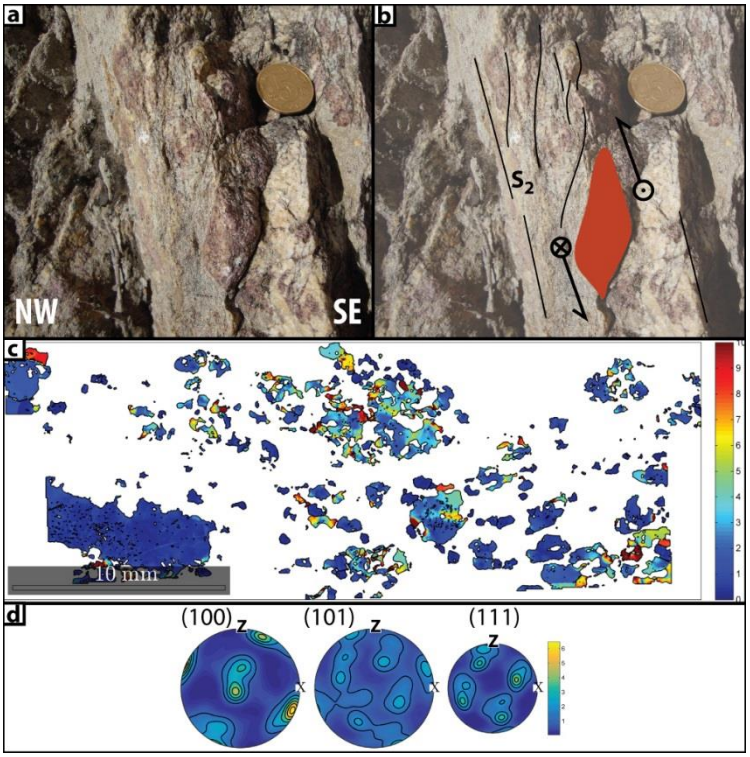

Figure 5.16 : a) Photo d'affleurement montrant une granulite résiduelle à grenat contenant une foliation S_2 suprasolidus. On note la présence d'un grenat en forme de sigmoïde ; b) Schéma soulignant la foliation S_2 orientée N65°E, 60°SE portant une linéation faiblement plongeante vers le NE. La cinématique est dextre inverse ; c) Carte EBSD de désorientation intra-grain par rapport à l'orientation moyenne de chaque grain (« mis2mean ») révélant une désorientation intra cristalline au sein des grains, traduisant une déformation ductile de ces derniers au sein d'une granulite à sapphirine structurée par la S_2 suprasolidus ; d) OPF en densité de point des axes du grenat de la granulite à sapphirine montrant une orientation préférentielle d'un axe dans une direction pouvant peut être correspondre à la linéation.

De par les résultats présentés dans l'article 3 de ce chapitre et dans ce complément d'article, il est possible de proposer que le grenat pourrait être un proxy de l'accommodation de la déformation dans la ceinture de Khondalite, témoignant d'un fluage latéral de la croûte (Figure 5.17 ; modifié de Rickard & Rixon, 1983 dans Balé & Brun, 1989 et Chardon et al., 2009) syn-D_1 et de la transition à un contexte en transpression (Figure 5.17) dans lequel le fluage pourrait être décrochant avec plus ou moins une composante verticale.

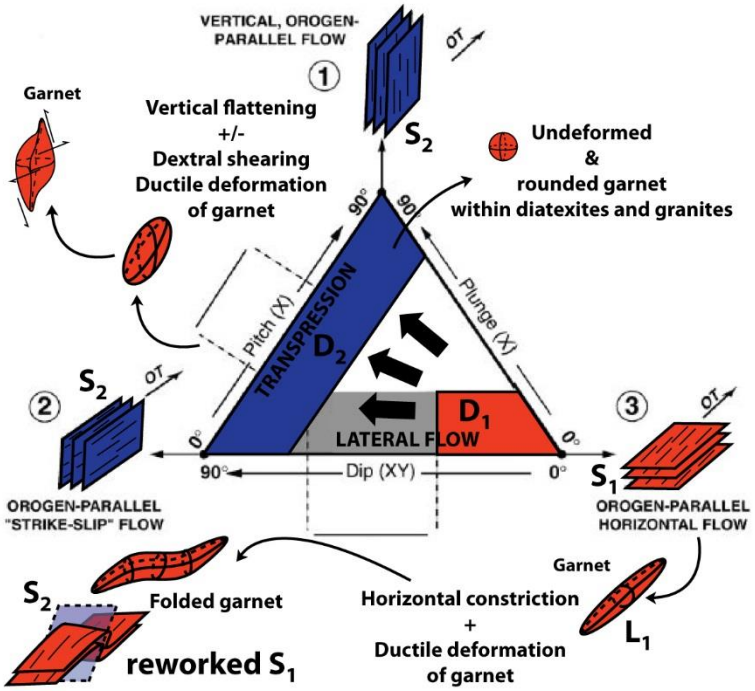

Figure 5.17 : Diagramme modifié de Chardon et al. (2009) et modifié pour illustrer les phases de déformation D_1 et D_2 de la ceinture de Khondalite. Les régimes de déformation en constriction horizontale dans le cas du fluage latéral, horizontal et parallèle à la chaîne ainsi que celui en aplatissement vertical dans le cas du fluage décrochant à composante verticale plus ou moins importante peuvent être associés à la forme des grenats ductiles. On notera la présence d'une forme intermédiaire où le grenat préserve sa forme allongée en « cigare » mais se voit plissé par la D_2.

Un travail préliminaire a également débuté sur les diatexites à grenat et ces dernières révèlent la présence de grenat non déformé (Figure 5.18a). Ceci est d'autant plus vrai dans les diatexites mylonitiques où les marqueurs de la déformation finie indiquent clairement des conditions subsolidus (Figure 5.18b). Dans certain cas, il est possible d'observer un chapelet de petits grenats dans des niveaux isolés de la diatexites, où certains grains de grenat légèrement plus gros ont été déformés ductilement (Figure 5.18c). La possibilité que ces grenats soient les reliques héritées d'une ancienne foliation S_1, à l'origine de la déformation ductile des gros grains et peut être d'une recristallisation en petits grenats ayant ensuite roulés dans le plan de foliation, présentant ainsi une faible orientation cristalline préférentielle (Figure 5.18d), n'est à ce stade de l'étude qu'une hypothèse de travail à confirmer ou non. Toutefois cette hypothèse est à première vue plausible si l'on prend en considération la teneur importante de la roche en

liquide et la température plus basse de déformation. Là encore, l'absence apparente dans ces résultats préliminaires de déformation ductile du grenat est un résultat permettant d'utiliser ce minéral comme proxy de l'accommodation de la déformation. Dans le cas présent, l'observation conjointe de petits grenats ronds et d'une quantité relativement importante d'indices de présence de liquide silicaté permettrait d'avancer que la déformation n'est potentiellement pas accommodée par le squelette minéral de la migmatite, mais par le liquide jusqu'à sa cristallisation. Après quoi, la matrice quartzo-feldspathique pourrait prendre le relai avec la formation de structure mylonite et la recristallisation dynamique plus ou moins complète des feldspaths perthitiques. Les travaux à venir sur ces points fourniront peut-être des éléments de réponse aux diverses hypothèses exposées ici.

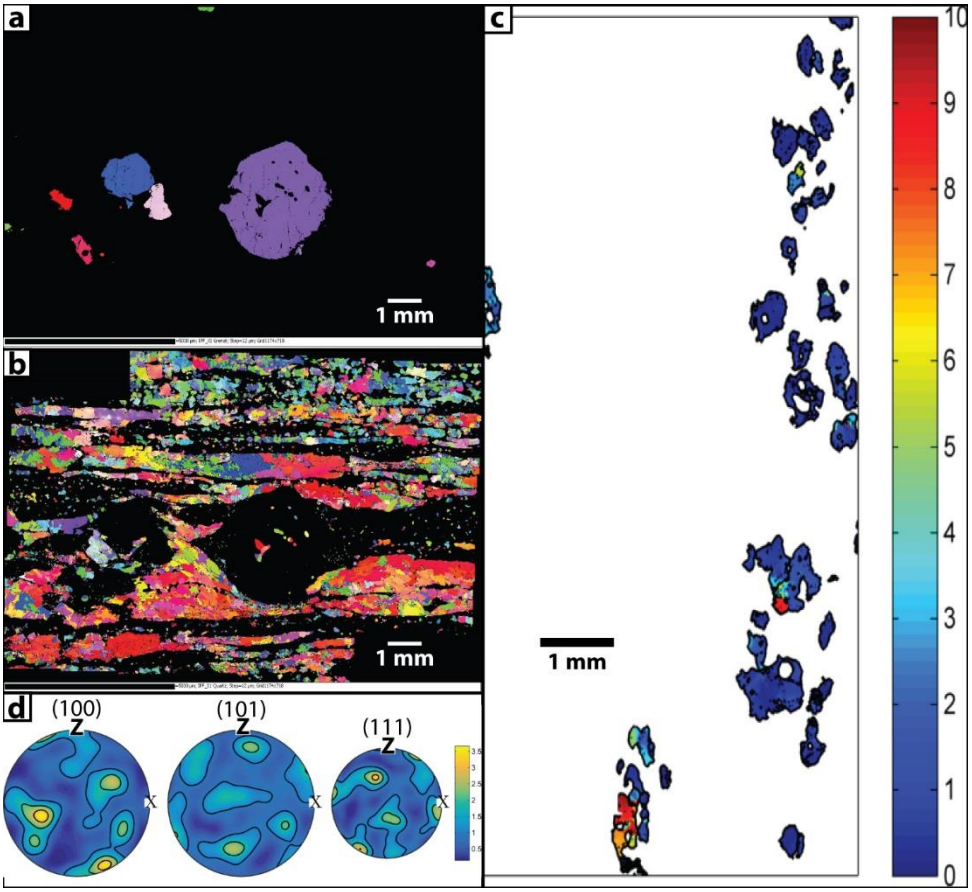

Figure 5.18 : a) Carte EBSD d'orientation cristalline des grenats dans une diatexite. On note l'orientation uniforme des grains montrant qu'ils ne sont pas déformés ductilement ; b) Carte EBSD d'orientation cristalline du Quartz dans cette même diatexite. Il est possible d'observer une structure mylonitique au sein de cette diatexite ; c) Carte EBSD de désorientation intra-grain par rapport à l'orientation moyenne de chaque grain (« mis2mean ») révélant une désorientation intra cristalline au sein des grains de plus grande taille dans une autre diatexite; d) OPF en densité de point des axes du grenat de la carte c) ne révélant pas une orientation cristalline préférentielle très importante.

CHAPITRE 6 : AGE ET DUREE DE LA DEFORMATION ET DE LA FUSION PARTIELLE DANS LA CEINTURE DE KHONDALITE

Ce chapitre présente l'ébauche d'un quatrième article sur une étude géochronologique visant à contraindre dans le temps les événements de déformation et la fusion partielle de la croûte continentale orogénique de la ceinture de Khondalite.

1 Article 4: Age and duration of partial melting and deformation in the Khondalite Belt, North China Craton?

Article en préparation.

Cyril Lobjoie

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Pierre Trap

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Wei Lin

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

Philippe Goncalves

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Didier Marquer

Laboratoire Chrono-Environnement (UMR6249) – Université de Franche-Comté, 25030 Besançon CEDEX, France

Olivier Bruguier

Geosciences Montpellier (UMR 5243), Université de Montpellier, 34095 Montpellier, France.

2.1 Introduction

Constraining the timing of partial melting and HT-UHT metamorphism is critical to understand the thermo-mechanical behavior of the mid and lower orogenic crust (Harley, 2016 ; Kelsey & Hand 2015 ; Korhonen, Clark, Brown, Bhattacharya, & Taylor, 2013).

Several approaches are commonly used to constrain the duration of these events in a tectonic history using accessory phases. Some of these approaches used Ti-in-zircon and Zr-in-rutile methods that link the time to a temperature (e.g. Baldwin, Brown, & Schmitz, 2007 ; Ewing et al., 2013 ; Qiao et al., 2016), the REE-pattern of phases as garnet, zircon or monazite that link metamorphic reactions and ages (e.g. Hacker et al., 2015 ; Pyle, Spear, Rudnick, & McDonough, 2001 ; Whitehouse & Platt, 2003 ; Williams, Jercinovic, & Hetherington, 2007) or the *in-situ* dating of monazite and zircon grains considering their textural relationships with the main phases assemblage phases (e.g. Goncalves et al., 2004, 2005 ; Möller et al., 2003). This last strategy leads to show the petrographic location of both zircon and monazite grains and their relationships with major phases around. In previous studies, it was used to date prograde phase enclosed within garnet porphyroblast (e.g. Goncalves et al., 2004). Furthermore, monazite could be peritectic and date the partial melting (e.g. Johnson, Clark, Taylor, Santosh, & Collins, 2015 ; Taylor, Kirkland, & Clark, 2016. Kelsey, Clark, & Hand, (2008) proposed using solubility equations for zircon and monazite within melt (Montel, 1993 ; Watson & Harrison, 1983) that these phases are dissolved during prograde path and recrystallized during retrograde path close to the solidus. Taylor et al. (2016) showed in their review an example within long-lived high temperature Southern Granulite Terrane (India) that the zircon age signal could be continuous from prograde to retrograde paths. In this study, we used this approach to constrain the timing of thermal events of the Khondalite belt form the North China Craton using both zircon and monazite analysis.

The duration of granulite and UHT metamorphism in an orogenic belt depends on the heat source and the tectonic setting (Kelsey, 2008). A short-lived UHT metamorphism is generally characterized by an isobaric cooling (IBC) *P–T* path (Harley, 2016 ; Kelsey & Hand 2015) and observed in accretionary orogen or arc/back-arc tectonic setting (e.g. Bohlen, 1991 ; Collins, 2002 ; Kemp et al., 2007 ; Walsh et al., 2015). The main heat source for the UHT metamorphism is mantellic derived magmatism and asthenospheric upwelling (Brown, 2009 ; Collins, 2002). In contrast, Long-lived UHT metamorphism is generally characterized by an isothermal decompression (ITD) *P–T* path (Harley, 2016 ; Kelsey & Hand, 2015). It is typical

for collisional setting (e.g. Adjerid, Godard, Ouzegane, & Kienast, 2013 ; Brandt et al., 2011 ; Harley, 2004, 2008 ; Kelsey et al., 2005) with a heat source related to radiogenic heat production in the thickened crust (e.g. Harley, 2016 ; Kelsey & Hand, 2015, Sizova et al., 2014).

Within the North China Craton (NCC), the Khondalite Belt is a paleoproterozoic orogenic belt famously known for many UHT occurrences. In spite of numerous geochronological data documented over the whole UHT belt, there is still no consensus about the timing of UHT metamorphism, the heat source and the geodynamic setting (e.g. Huang et al., 2016 ; Jiao et al., 2013, 2015 ; Lobjoie et al., 2018 ; Peng et al. 2010, Santosh et al., 2007a, b, 2013 ; Yang et al., 2014). These authors identified two main periods of UHT metamorphism at 1.92-1.91 Ga and 1.90-1.89 Ga. Recently, Jiao et al. (2015, 2017) documented a young UHT metamorphic event at *ca.* 1.85 Ga. Jiao et al. (2015) proposed a short-lived UHT event linked to syn-extensional mantle-derived magmatism. In contrast, Jiao et al. (2017) proposed that UHT metamorphism lasted during 50 Myr from 1.90 to 1.85 Ga, resulting from radioactive heat production and mantle-derived magmatism during an extensional event. They also proposed a polyphased UHT metamorphism for the KB at 1.92Ga (e.g. Santosh et al., 2012). Peng et al. (2014) proposed a continental magmatic arc setting between 1.96 to 1.89 Ga due to a cogenetic relationship between gabbronorite, granites intrusions, calc-alkaline volcanics and UHT metamorphism at 1.92-1.91 Ga (Peng et al., 2010, 2012 ; Wan et al., 2013b). Lobjoie et al. (in prep, chapitre 4) concluded in their structural study that the UHT metamorphism occurred during two deformation events during the continental magmatic arc evolution. The first one was during the D_1 deformation stage resulting from asthenospheric upwelling and possible mantle-derived under-plated magma. The second event was documented at 1.92 Ga during the D_2 deformation stage in response to oceanic ridge subduction and coeval gabbronoritic intrusions.

In this study, we present new U-Pb-Th LA-ICP-MS analyses on zircon and monazite from syn-D_1 migmatites, syn-D_2 residual granulites, syn-D_2 diatexites, S-type and I-type granites that help to investigate the duration of (1) partial melting, (2) UHT metamorphism and (3) timing of deformation stages and (4) magmatic activity. Our results allow to propose a reappraisal of the tectono-metamorphic evolution of the KB and its integration in the NCC's geodynamic. A main result is the duration $\Delta t_{900°C}$ and $\Delta t_{800°C}$ (Harley, 2016) of the KB showing a long-lived (>50 Myr) HT thermal condition of the continental crust, punctuated by short-lived (10-20 Myr) biphasic UHT thermal events.

2.2 Geological setting

The KB, also called Inner Mongolia Suture Zone (Santosh et al., 2012), is a Paleoproterozoic belt of 1000 km long and 300 km wide located in the western North China Craton (Figure 6.1a ; Zhao et al., 2003, 2005). From West to East, three main complexes crop out, they are the Helanshan-Qianlishan massif, the Wulashan-Daqingshan massif and the Jining massif (Figure 6.1b). This KB is named from one of the main lithology described in this locality, the so-called khondalites that consist of garnet-sillimanite migmatitic gneisses. It belongs to a pristine metasedimentary serie that also contains some garnet-bearing quartzites, marbles and calc-silicates rocks, deposited at 2.2-2.0 Ga upon an Archean TTG basement in a passive or active continental margin setting (Condie et al., 1992 ; J.H. Li et al., 2000 ; Xia et al., 2006a, b, 2008, L.J. Wang, 2009). Numerous magmatic rocks could be observed as S-type leucocratic garnet-bearing granites, I-type porphyric garnet-bearing granites or charnockites, and gabbronorite (Figure 6.1c).

Several UHT metamorphic events were documented within the KB. The older occurred during the D_1 deformation stage previous to the D_2 deformation stage that began at *ca.* 1.92 Ga (Lobjoie et al., submitted, chapitre 5). The most documented event occurred ca.1.92 Ga (Guo et al., 2012 ; Jiao et al., 2013 ; Lobjoie et al., 2018 ; Santosh et al., 2009, 2012 ; Shimizu et al., 2013 ; Tsunogae et al., 2011 ; H.T. Zhang et al., 2012) synchronously to the D_2 deformation stage (Lobjoie et al., in prep, chapitre 4). Finally, two short-lived events are documented ca. 1.89-1.90 Ga (Yang et al., 2014) and 1.86 Ga (Jiao et al., 2015). Those events are considered to be related a long-lived one by Jiao et al. (2017) lasting form 1.90 to 1.85 Ga.

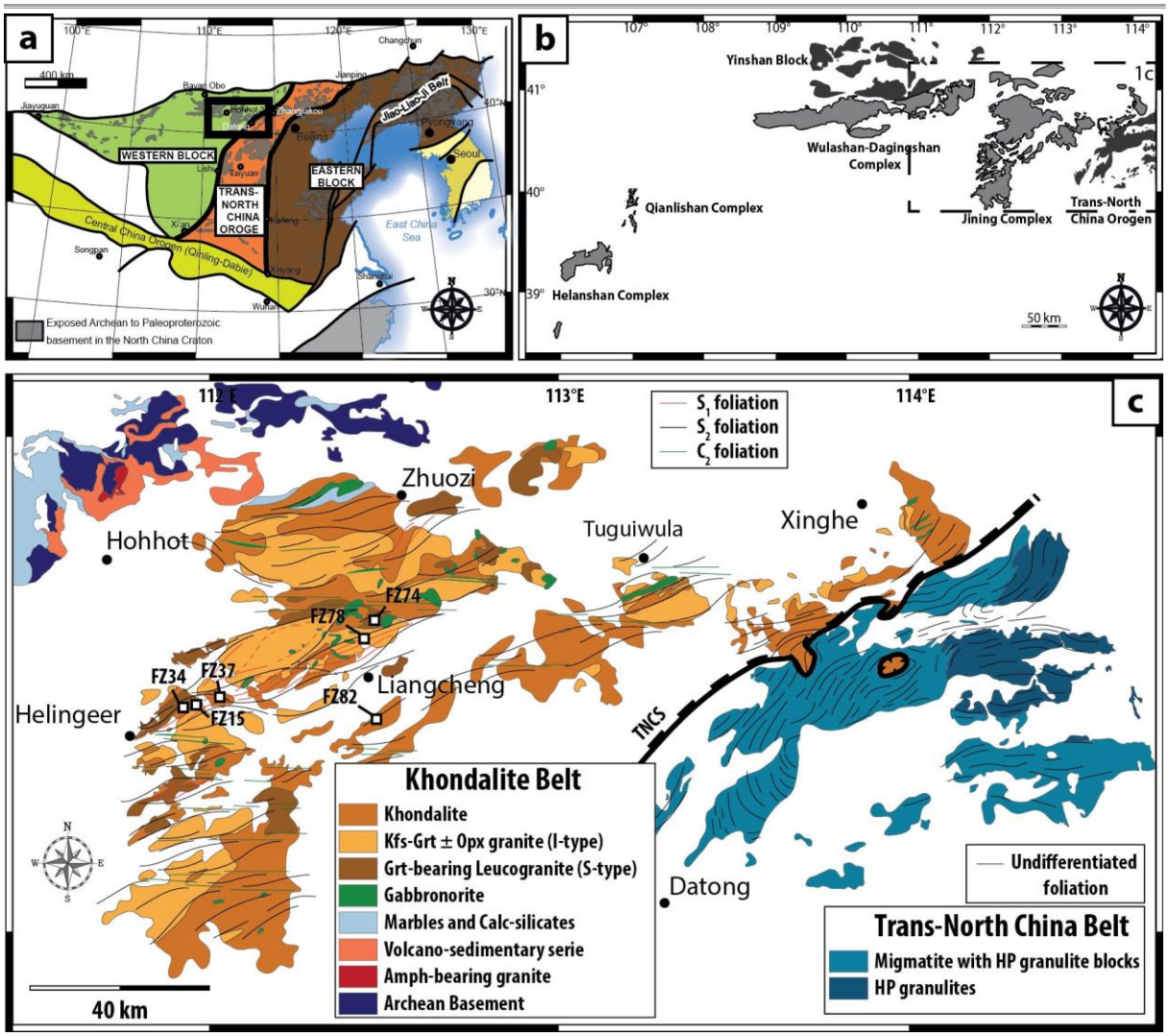

Figure 6.1 : a) Map of the North China Craton showing the classical subdivision in three parts comprising the Western Block, the Eastern Block and the Trans-North China Craton; b) Map of complexes of the Khondalite belt; c) Geological map of the Jining complexe of the KB with studied sample locations.

The continental crust of the KB records two deformation stages (Lobjoie et al., in prep, chapitre 4). A supra-solidus D_1 deformation responsible for subhorizontal S_1 foliation, considered as a result of crustal flow in an Andean-type continental magmatic arc under HT to UHT conditions (Lobjoie et al., In prep, chapitres 4 & 5). A D_2 deformation responsible for the development of kilometer-scale S_2-C_2-C'_2 shearing system in a dextral transpressional regime. This finite strain pattern with highly dipping to vertical anastomosed shear zones served as a pathway for melt transfer and emplacement of I-type, S-type and gabbronoritic plutons at ca. 1.92 Ga (Lobjoie et al., in prep, chapitre 4). Peng et al. (2010, 2011, 2012, 2014) constrained the magmatic activity of the KB from 1.96 to 1.89 Ga and described a mixing and mingling behavior started at around 1.92 Ga when the ridge subduction was supposed to be engaged. The

D_2 deformation started at suprasolidus conditions and lasted during retrograde path, from *ca.* 1.92 Ga to possibly 1.85 Ga (Gong et al., 2014 ; Lobjoie et al., in prep, chapitre 4 ; Peng et al., 2010, 2012)

Classically, the KB is considered as the result of a collision between the Yinshan and the Ordos blocks at ca. 1.95 Ga (e.g. Cai et al., 2017 ; Santosh et al., 2007a ; Yin et al., 2009, 2014). In this geodynamic model, the UHT metamorphism was envisioned to be the result of post-orogenic processes like slab-break off (Santosh et al., 2012) or mafic magmatic intrusions linked to ridge subduction during the westward subduction that closed the ocean between the Western and Eastern blocks (Guo et al., 2012 ; Peng et al., 2010, 2012). Recent studies suggest that the UHT metamorphism is linked to the continental magmatic arc activity (Lobjoie et al., in prep, chapitre 4). The structural study of Lobjoie et al. (in prep, chapitre 4) shows that the orogenic crust exposed in the KB was built in an Andean-type continental magmatic arc forming an Altiplano-Puña-like continental plateau. Then, this plateau was reworked during the collision between the Western block and the Eastern-Fuping block. The plateau was incorporated to the TNCB-KB orogenic system as a Tibet-like orogenic Plateau (Lobjoie et al., in prep, chapitre 4).

2.3 Sample locations

In this study, we performed in situ U-Th-Pb LA-ICP-MS analyses on monazite and zircon grains from migmatitic khondalites and granulites. In the Helingeer-Liangcheng corridor, two samples were selected within the S_1 main migmatitic foliation (Figure 6.1c). In the Helingeer-Liangcheng corridor and South to Liangcheng, two samples were selected in migmatites within the S_2 foliation (Figure 6.1c). More precisely, one is a diatexite and the second is a residual granulite. These two kinds of migmatites are genetically linked. Indeed, during the S_2 suprasolidus deformation, the formation of vertical structures has led to melt migration and ascent at the crustal scale (Lobjoie et al., in prep, chapitre 4). Site of melt percolation formed garnet-bearing diatexite and sites where melt-depleted migmatite are present, due to migration, correspond to those where occurred residual granulites.

Two granites of I-type and S-type compositions were selected to constrain magmatic age of these two kind of magma. The first one corresponds to calc-alkaline affinity granite

linked to magmatic arc activity and the second one is genetically related to the host migmatitic khondalite.

2.4 Petrography of selected samples

2.4.1 Metatexites from the S_1 foliation

The two metatexites samples are spinel and garnet-bearing metatexites named FZ 15 and FZ 34. Samples are composed of quartz, ternary feldspar, garnet, spinel, sillimanite, biotite and accessory phases like monazite, zircon and ilmenite. These migmatites show a clear layering made of an alternation of leucocrate and melanocrate layers with an important proportion of garnet (10-15% of the whole rock forming minerals). Leucocrate layers correspond to quartzo-feldspathic assemblage with quartz, mesoperthitic feldspar and some ilmenite. Garnet grains could occurred within this layer as poecilithic and elongated grains forming a biphased aggregate with quartz that correspond to plastically deformed Type-S garnet (Lobjoie et al., submitted, chapitre 5). Some indicators traduced the presence of melt at peak condition such as: (1) the cuspate shape of feldspar and quartz (Figure 6.2a ; Sawyer, 2008) ; (2) the interconnected K-feldspar films (Figure 6.2b) ; (3) prismatic sillimanite around inherited spinel grains indicating a back-melting reaction (Figure 6.2c ; Lobjoie et al., 2018) ; and (4) peritectic ilmenite grains resulting from the Ti-rich biotite break-down melting reaction. Melanocrate layers are composed of quartz, mesoperthitic feldspar, prismatic sillimanite with some spinel inclusions, and elongated garnet grains with fibrolitic sillimanite, biotite and quartz inclusions that correspond to plastically deformed Type-A garnet (Figure 6.2d ; Lobjoie et al., submitted, chapitre 5).

	Biotite		
Samples	FZ15	FZ34	FZ37B
SiO_2	39,44	38,26	38,62
TiO_2	4,40	4,43	4,74
Al_2O_3	13,81	13,96	14,09
Cr_2O_3	0,00	0,08	0,00
FeO	9,43	9,80	10,01
MnO	0,00	0,01	0,02
MgO	17,93	17,34	17,95
CaO	0,04	0,00	0,02
Na_2O	0,13	0,11	0,109
K_2O	9,82	9,17	9,750
F	2,85	2,62	2,880
Total	97,85	95,78	98,19
Si	2,964	2,941	2,898
Ti	0,249	0,256	0,267
Al	1,223	1,265	1,246
Cr^{3+}	0,000	0,005	0,000
Fe^{2+}	0,593	0,630	0,628
Mn	0,000	0,001	0,001
Mg	2,009	1,987	2,008
Ca	0,003	0,000	0,002
Na	0,018	0,017	0,016
K	0,941	0,899	0,933
Annite	0,23	0,241	0,24
Phlogopite	0,77	0,759	0,76

Table 6.1 : Representative chemical compositions and structural formula for biotite in FZ 15, FZ 34 and FZ 37B migmatites.

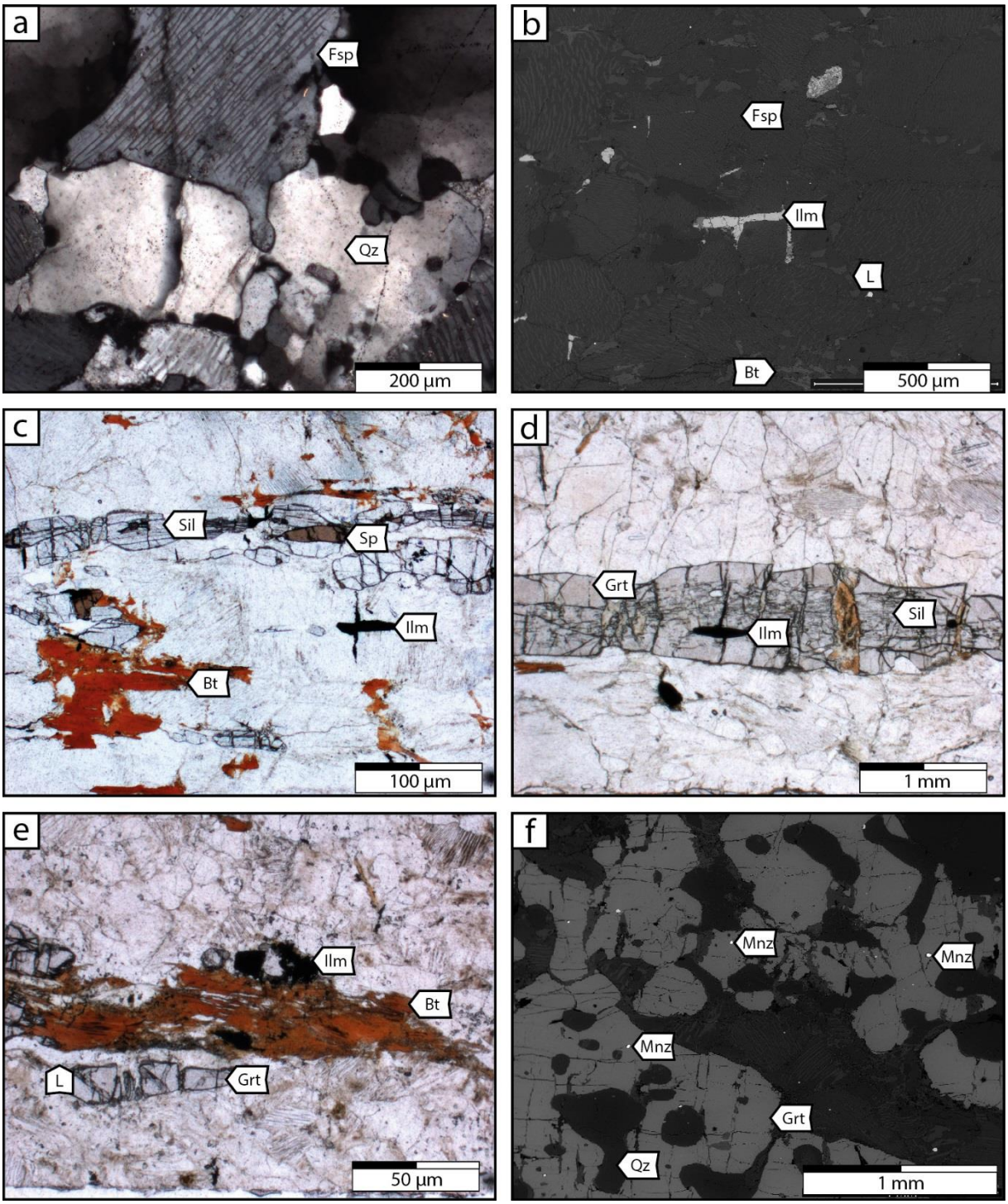

Figure 6.2 : a) Photomicrograph of cuspate feldspar within quartz; b) SEM image of the metatexite matrix showing mesoperthitic feldspar surrounding by interconnected perthitic feldspar that correspond to crystallized melt, ilmenite and biotite relics; c) back melting prismatic sillimanite with spinel inclusions; d) Type-A garnet within the S1 foliation showing numerous fibrolitic inclusion; e) Reddish biotite relics showing partially molten texture with melt within the cleavage and around the crystal and bounded by peritectic nucleus of ilmenite and garnet; f) Type-S garnet with inclusions of quartz and peritectic monazite grains.

Within melanocratic layers, the biotite grains are reddish, 50-100 µm size, and show a high Ti and F content (Figure 6.2e, Table 6.1) that is typical for high temperature biotite (Dooley & Patiño Douce, 1996). These biotite grains are inherited reactant of the water-absent biotite melting reaction:

(1) Ti-Bt + Sil + Pl + Qz = Grt + L + Ilm (Le Breton & Thompson, 1988 ; Lobjoie et al., 2018) (abbreviations are from Whitney & Evans, 2010).

Garnet is a peritectic phase within these migmatites. Type-A garnet are rich in fibrolitic sillimanite, biotite and quartz inclusions, Type-S garnet have more or less quartz grains as inclusions. Peritectic garnet results from the above reaction (1).

Both A- and S-types garnet contain “peritectic” Th-rich monazite grains as 30 to 100-µm-size inclusions (Figure 6.2f, Table 5.2). At granulite facies conditions, H_20 under-saturation leads to a partitioning of uranium and thorium within melt. Furthermore, fluorine component in the melt complexed or may have fractionated the Rare Earth Elements (Watt, 1995). Such a context is favorable to the crystallization of Th-rich monazite during biotite melting reaction (Watt, 1995).

2.4.2 Migmatites from supra-solidus S_2 foliation

Residual granulite metatexites correspond to rock samples showing a folded S_1 foliation with an axial plane S_2 foliation (Figure 6.3a). The rock FZ 37B was sampled within the S_2 foliation between Helingeer and Liangcheng (Figure 6.1c) and is a spinel and garnet-bearing metatexite (Figure 6.3a). Garnet grains are either Type-A or Type-S with inclusions of fibrolitic sillimanite, biotite, quartz and peritectic monazite. Within the matrix, back- melting prismatic sillimanite with sometimes spinel inclusions (Lobjoie et al., 2018) is surrounded by thin quartz film characteristic for melt migration (Figure 6.3b, Sawyer, 2008). Aggregates of 10 to 15 µm homogeneous zircon grains are preferentially located and oriented within the quartz films (Figure 6.3b) but unfortunately too small to be analysed. Larger zircon grains of 40 to 50µm in size are located in the matrix (Figure 6.3b). Biotite relics are reddish, rich in Ti and F and occurred within the melanosome (Table 6.1). In some biotite grains, evidences for partial melting with lobate grain boundaries along cleavage and some micrometer scale grains of ilmenite, monazite and spinel or garnet are observed.

The garnet-bearing diatexite (FZ 82) is a leucocratic migmatite with rare and unconnected melanocrate restites, collected south from Liangcheng city (Figures 6.1c and 6.3c). Garnet occurs within diatexites as small rounded recrystallized or neo-formed grains or as larger Type-A or Type-S relics (Figure 6.3d, Lobjoie et al., submitted, chapitre 5). The matrix consists of quartz, mesoperthitic feldspar with surrounding small plagioclase and K-feldspar grains. Biotite is very scarce (<2% of the whole rock forming mineral). Preferentially oriented, back melting prismatic sillimanite grains mark the foliation.

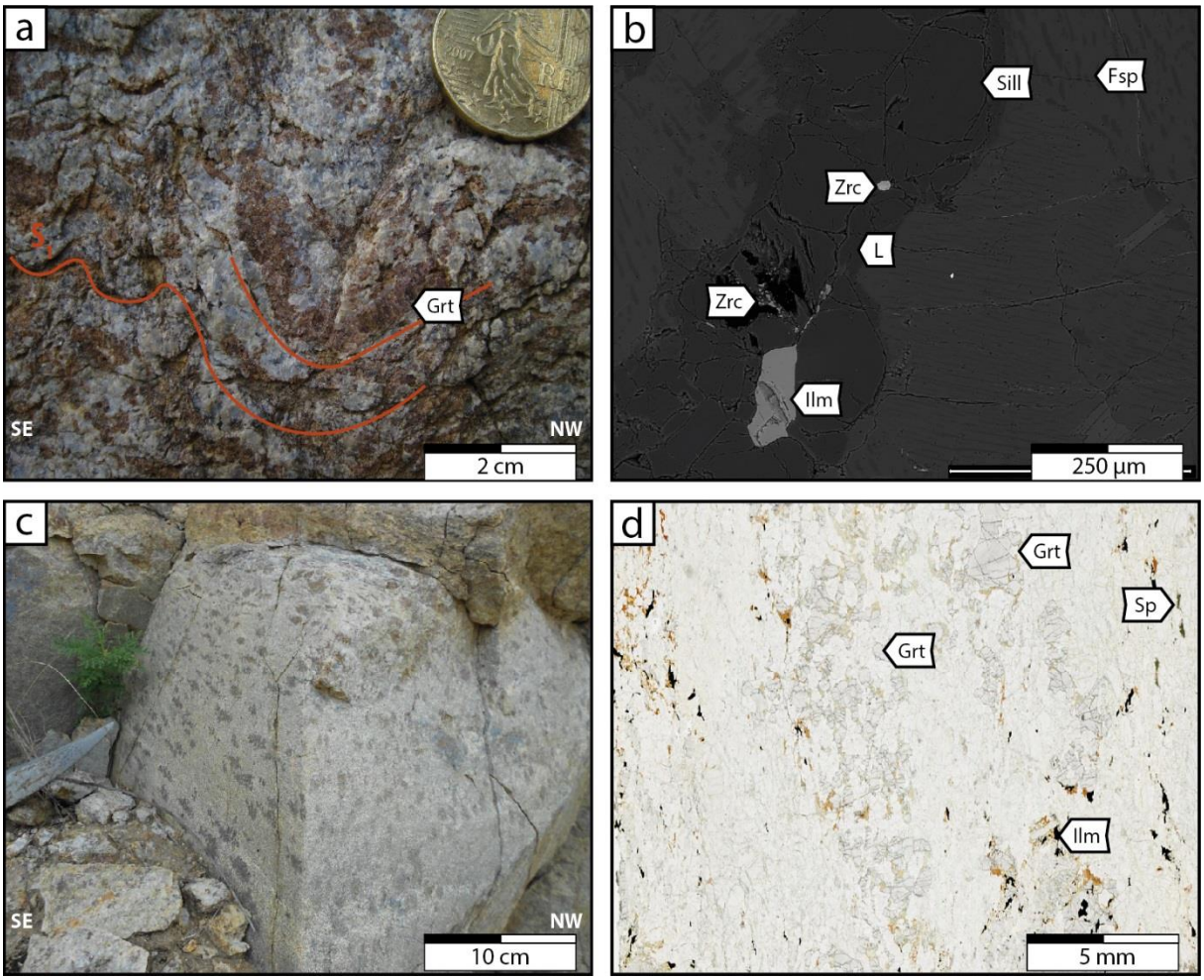

Figure 6.3 : a) Outcrop photography showing folded garnet grain; b) prismatic sillimanite surrounding by quartz film that correspond to crystallized melt, with zircon grains and ilmenite; c) Outcrop photography of a typical garnet-bearing diatexite structured by the supra-solidus S_2 foliation; d) Thin section photography of a garnet-bearing diatexite with some large garnet grains and numerous small rounded grains.

2.4.3 I-type granite FZ 78 and S-type granite FZ 74

Within the KB, two granites are classically described, an I-type granite and a S-type granite. The first one consists of a coarse-grained porphyric granite, with feldspar megacrysts. It is generally composed of quartz more or less bluish, K-feldspar, plagioclase, biotite, rounded garnet ± orthopyroxene (Figure 6.4a, b).

The I-type granite formed large km-scale plutons. Along pluton limb, a magmatic foliation parallels the surrounding migmatitic S_2 foliation. In the core of the plutons, the granite is mainly isotropic. In the border of the granite, horizontal N70°E L-type tectonite granite located in the interference domain between S_1 and S_2 foliations is common and within S_2 foliation domain, a vertical lineation could be observed (Lobjoie et al., in prep, chapitre 5).

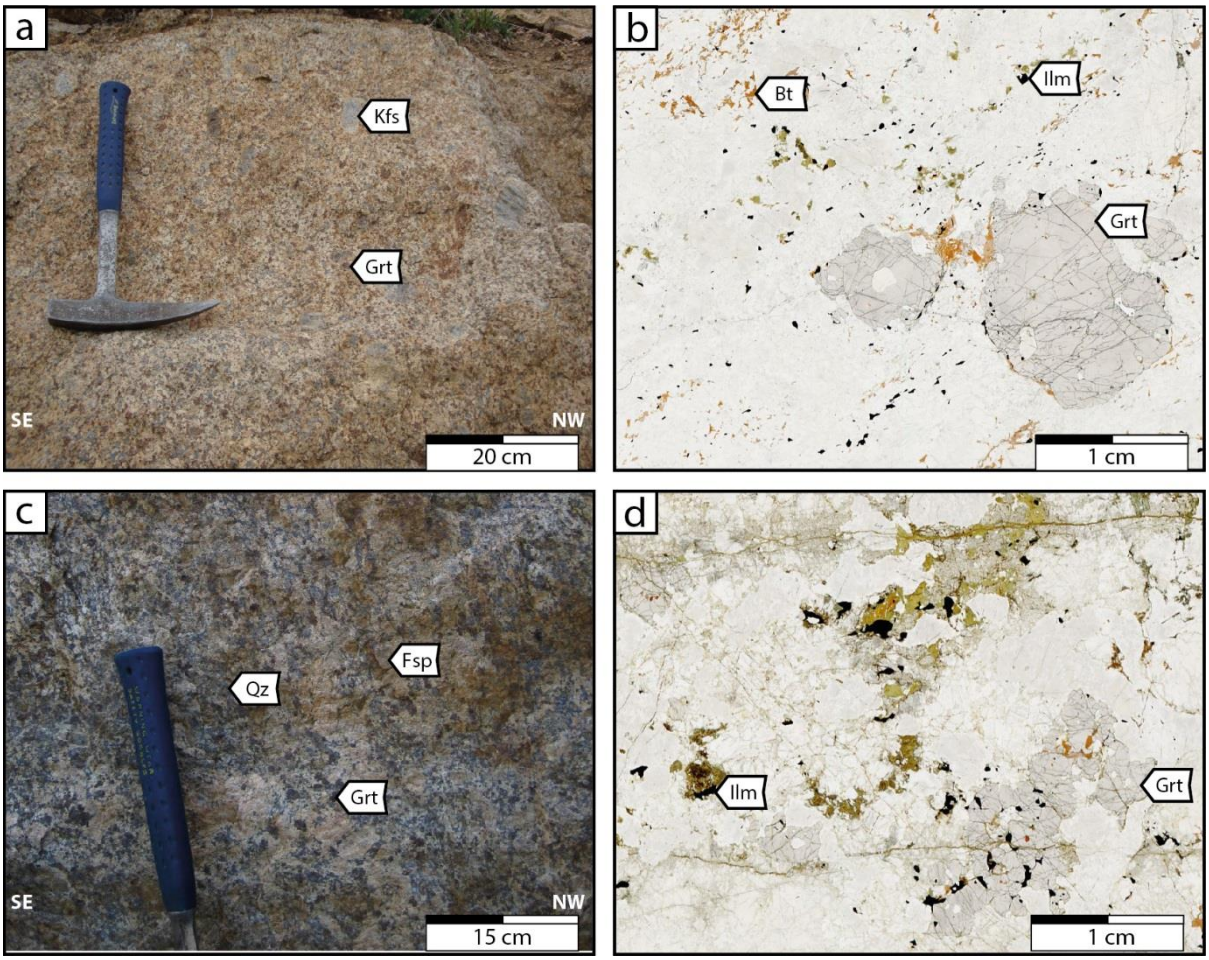

Figure 6.4 : a) Outcrop photography of I-type granite with K-feldspar megacryst; b) Thin section photography of the I-type granite; c) Outcrop photography of S-type granite; d) Thin section photography of the S-type granite.

S-type granites generally formed smaller plutons, are medium to coarse-grained leucocratic with some bluish quartz (Figure 6.4c, d) and may contain some enclaves of the surrounding migmatites. It is composed of quartz, K-feldspar and plagioclase with scarce relic of ternary feldspar, biotite and small millimeter to centimeter scale rounded garnet. Within these S-type granites, two D_2 related subvertical foliations trending N70°E (S_2) and N90°E (C_2) are generally strongly penetrative and appear as mylonitic in some high-strain corridor (Figure 1c ; Lobjoie et al, in prep.)

2.5 Geochronological results

2.5.1 Analytical methods

Monazite and zircon grains were selected using the backscattered electrons microscope in the sample FZ 15, FZ 34, FZ 37B, FZ 74 and FZ 78 for different textural association, in the matrix and included in garnet as described below. In-situ LA-ICP-MS dating was performed at the Geosciences Laboratory of the University of Montpellier II, France, using the AETE regional plateform analytical facilities (for more details see Bosch et al., 2011). Analyses were carried out using a Geolas Q+ Plateform provided with an Excimer CompEx 102 Laser and a Mass-Spectrometer Element XR. Laser ablation was performed under helium at 3 Hz with a 15 µm diameter laser beam for monazite and 5Hz with a 21µm diameter laser beam for zircon. Ablation crater is about 30 µm deep. Analytical results are presented in Tables and ages have been calculated using the Isoplot/Ex v. 2.49 program (Ludwig, 2001). SEM images of representative monazite and zircon grains located within the matrix and as inclusion within garnet grains are presented in Figures 6.5, 6.7, and Figure 6.8 respectively. The corresponding Concordia diagram are presented in Figure 6.6 for monazite and in Figure 6.9 for zircon.

2.5.2 Metatexites FZ 15 and FZ 34 within S_1 foliation

Monazite grains from the FZ 15 sample are euhedral to subhedral shape and 20 to 80 µm in size (Figure 6.5a). SEM images reveal no chemical zonation and monazite grains are rather homogeneous in composition. Analyzed grains are located within the matrix and show a high Th/U ratio ranging from 10 to 37 (Table 5.2). All analyses are concordant to subconcordant (<5% of discordance) on the Concordia diagram (Figure 6.6a). The four analyses provide a

$^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age of 1896 ± 9 Ma (2 σ). This age is interpreted as dating the crystallization of monazite grains coevally to the melt crystallization of the migmatite.

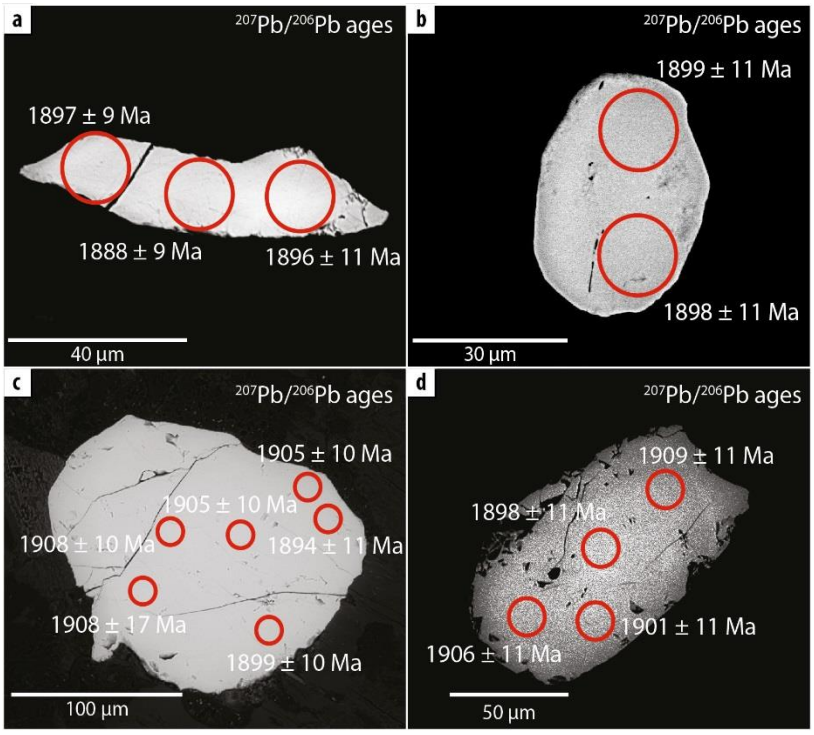

Figure 6.5 : SEM images of monazite grains within the matrix of : a) the FZ 15 metatexite ; b) the FZ 34 metatexite ; c) the S-type FZ 74 granite; and d) the I-type FZ 78 granite.

Monazite grains within the FZ 34 sample are around 30 µm in size, have euhedral to subhedral shapes, and may have chemical zonation or not, regardless of the textural location (Figures 6.5b and 6.7a, c). Monazites included within garnet show Th/U ratios that commonly range from 12 to 27 and up to 40 (Table 5.2). On the Concordia diagram (Figure 6.6b), all analyses are concordant to subconcordant, except analyses #ed7 and #ed12, which are markedly displaced to the right suggesting the occurrence of an older Pb component. These two analyses set apart, the remaining eleven analyses provide a $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age of 1932 ± 7 Ma (2 σ). This age is interpreted as dating peritectic monazite crystallization coevally to the peritectic garnet growth during prograde metamorphism and synchronous deformation D_1 under suprasolidus HT/UHT conditions. One single monazite grain located within the matrix displays a Th/U ratio of ca. 13 (Table 5.2). On the Concordia diagram, analyses are concordant and give a slightly but significantly younger age of 1898 ± 15 Ma (2σ) similar to the one obtain within the FZ 15 migmatite (Figure 6.6b).

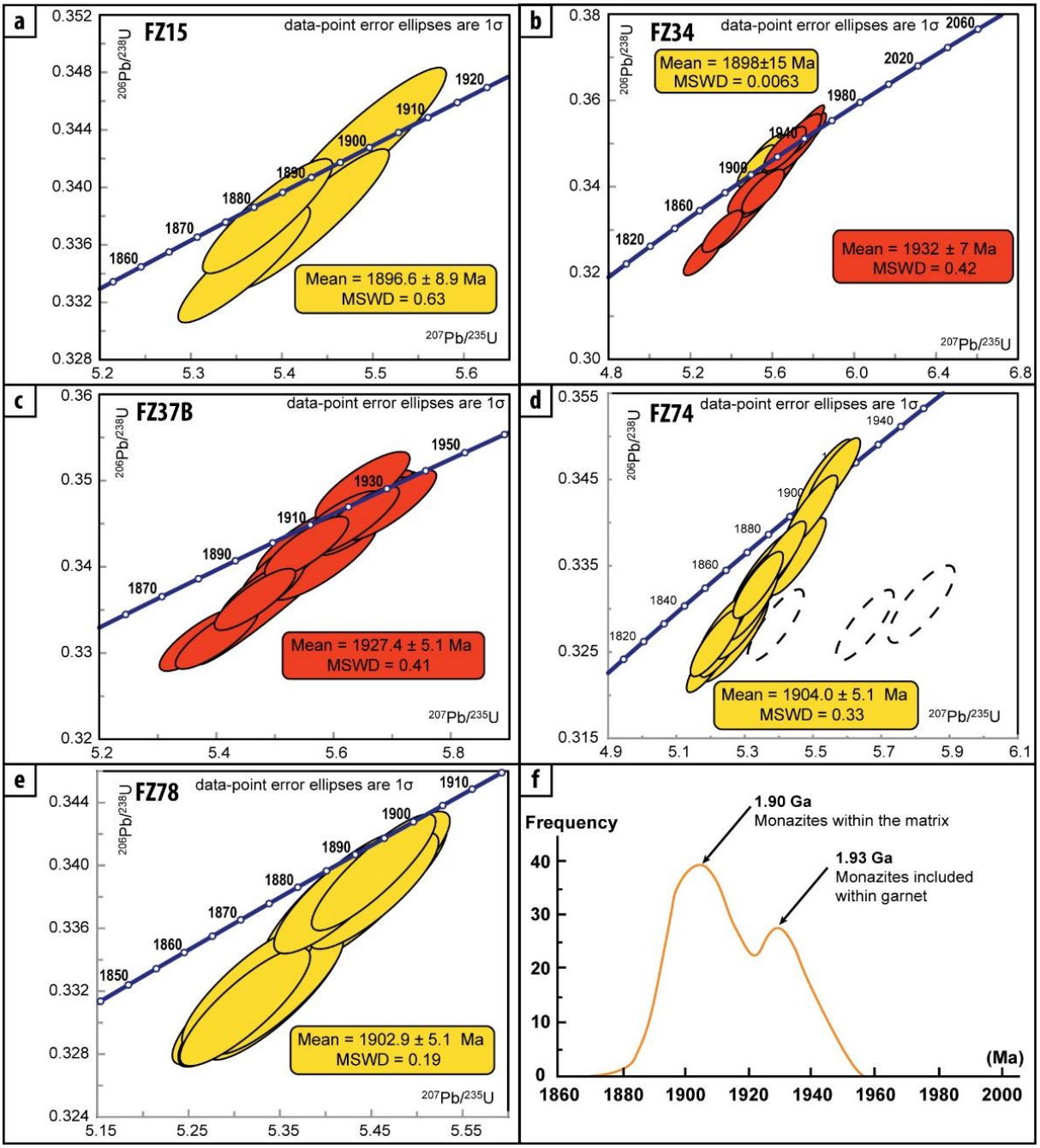

Figure 6.6: Concordia diagram for monazite analyses from : a) FZ 15 metatexite; b) FZ 34 metatexite; c) migmatite FZ 37B; d) S-type granite FZ 74; and e) I-type granite; f) Frequency age diagram for the monazite analyses showing two peaks.

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	$^{207}Pb/^{235}U$	± (1s)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	Rho	Apparent ages (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	Conc. (%)
Sample FZ 15																	
Monazite																	
ci1	2330,6	87730	37485	37,643	9,269	0,116	0,00064	5,4886	0,0749	0,34311	0,00428	0,91	1902	21	1896	9,9	99,7
ci2	2296,1	57070	26015	24,855	7,081	0,1155	0,00057	5,3841	0,0582	0,33803	0,00325	0,89	1877	16	1888	8,9	100,6
ci3	1412,3	15107	8083,2	10,696	3,156	0,1161	0,00058	5,3584	0,0593	0,33468	0,00331	0,89	1861	16	1897	8,9	101,9
ci4	2189,1	24310	14923	11,105	2,984	0,1166	0,00058	5,4327	0,0694	0,33783	0,00397	0,92	1876	19	1905	8,9	101,5
Sample FZ 34																	
Monazite																	
ed1	20148	40738	1617	25.20	7.82	0.1188	0.0007	5.7676	0.0634	0.3523	0.0032	0.83	1945	15	1938	11	100.4
ed2	34613	69710	2935	23.75	6.66	0.1182	0.0007	5.6691	0.1226	0.3479	0.0072	0.96	1925	34	1929	11	99.8
ed3	36832	84407	3124	27.02	7.09	0.1188	0.0007	5.6259	0.0726	0.3433	0.0039	0.89	1903	19	1939	11	98.1
ed4	23466	46847	2192	21.37	6.11	0.1188	0.0007	5.7198	0.0700	0.3491	0.0037	0.86	1930	18	1939	11	99.6
ed5	19076	38552	2797	13.78	3.96	0.1162	0.0007	5.5605	0.0639	0.3470	0.0034	0.85	1920	16	1899	11	101.1
ed6	18145	36827	2794	13.18	3.84	0.1161	0.0007	5.5224	0.0615	0.3449	0.0032	0.83	1910	15	1898	11	100.7
ed7	2020	3909	207	18.89	5.74	0.1316	0.0010	5.7607	0.0753	0.3174	0.0034	0.82	1777	17	2120	13	83.8
ed8	18816	42673	1951	21.88	6.27	0.1189	0.0008	5.5354	0.0634	0.3378	0.0032	0.82	1876	15	1939	12	96.7
ed9	19544	45888	2515	18.25	5.05	0.1183	0.0008	5.5193	0.0639	0.3383	0.0032	0.82	1878	15	1931	12	97.3
ed12	26867	79824	2895	27.58	5.97	0.1358	0.0009	6.3105	0.0727	0.3370	0.0032	0.82	1872	15	2174	12	86.1
ed13	21017	43852	3142	13.96	3.99	0.1174	0.0008	5.4784	0.0633	0.3386	0.0032	0.81	1880	15	1916	12	98.1
ed14	18617	38932	3023	12.88	3.72	0.1183	0.0008	5.7383	0.0672	0.3518	0.0033	0.81	1943	16	1931	12	100.7
ed16	21002	43871	3513	12.49	3.27	0.1177	0.0009	5.6621	0.0686	0.3488	0.0034	0.80	1929	16	1922	13	100.3
ed17	37982	97406	4261	22.86	5.94	0.1178	0.0009	5.3558	0.0649	0.3297	0.0032	0.80	1837	15	1924	13	95.5
ed19	50164	115336	2870	40.18	5.94	0.1187	0.0009	5.5486	0.1493	0.3390	0.0088	0.96	1882	42	1937	13	97.1

Table 6.2 : Geochronological data for LA-ICP-MS U–Th–Pb analyses of monazites in spinel and garnet-bearing metatexites FZ 15 and FZ 34

2.5.3 Migmatite FZ 37B from suprasolidus S_2 foliation

Monazites from the FZ 37B sample are enclosed within garnet porphyroblasts (Figure 6.7b, d). Grains are euhedral to subhedral and measure between 30 and 90 µm without any zonation and show a high Th/U between 9 and 73 (Table 5.3). All the eighteen analyses performed are concordant to subconcordant on the Condordia diagram (Figure 6.6c). Those analyses provide a $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age of 1927 ± 5 Ma (2 σ). This age is also interpreted as dating the crystallization of peritectic monazite.

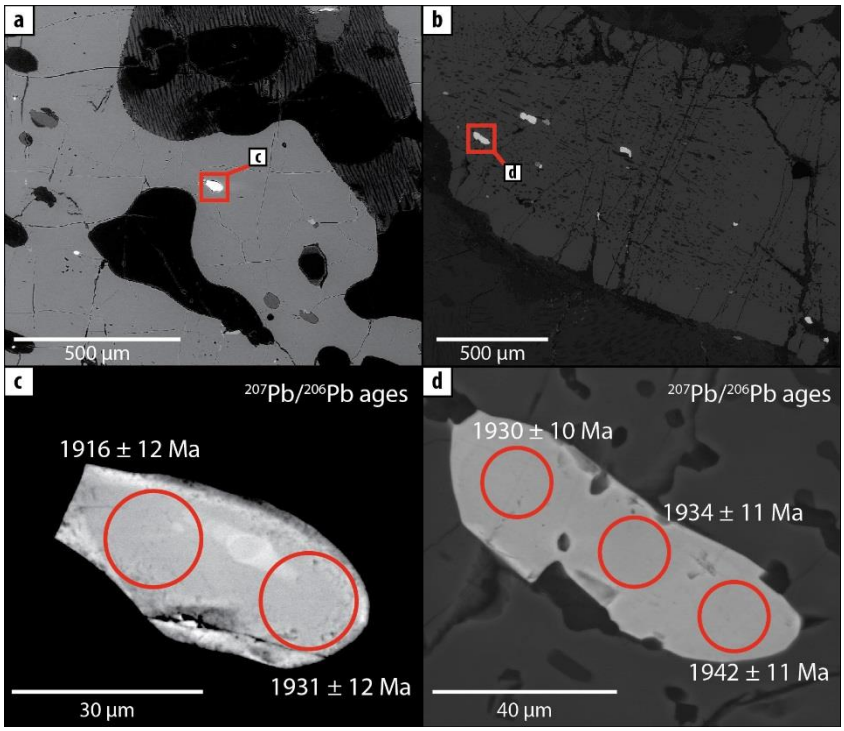

Figure 6.7 : SEM images showing: a) location of representative monazite grains included within garnet of the FZ 34; b) location of representative monazite grains included within garnet of the FZ 37B migmatite; and morphology of: c) the FZ 34 representative monazite grain with in situ analyses locations ; d) the FZ 37B representative monazite grain with in situ analyses locations.

Zircon grains within the suprasolidus S_2 foliation show two typologies. A first group of zircon grains are euhedral to subhedral, without zonation, and too small (10 and 15 µm) to be analyzed. A second group of zircon grains are larger (30 and 50 µm), with a rounded core and a thin euhedral to subhedral overgrowth (Figure 6.8a). The thin overgrowth is too small to be analyzed. Zircon core analyses provide a $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted intercept age of 1919 ± 25 Ma with a low Th/U ratio ranges from 0.2 and 0.4 (Figure 6.9a, Table 5.3). This age is interpreted as dating the suprasolidus D_2 deformation and the coeval metamorphism.

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	$^{207}Pb/^{235}U$	± (1s)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	Rho	Apparent ages (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	Conc. (%)
Sample FZ 37B																	
Monazite																	
ca1	1969,5	46063	16702	23,388	3,822	0,1178	0,00067	5,5916	0,0663	0,34415	0,00359	0,88	1907	17	1924	10	100,89
ca2	1318	77826	23066	59,05	11,92	0,1179	0,00067	5,4666	0,0566	0,33627	0,00291	0,84	1869	14	1925	10	102,91
ca3	2109,3	18487	8415,7	8,7643	1,694	0,1184	0,00067	5,639	0,0604	0,34548	0,00314	0,85	1913	15	1932	10	100,98
ca4	1496,7	38541	14833	25,751	2,803	0,1183	0,00069	5,632	0,0843	0,34537	0,00476	0,92	1912	23	1930	10	100,92
ca5	586,89	42801	17056	72,928	2,475	0,1185	0,00072	5,5539	0,1526	0,33987	0,00911	0,98	1886	44	1934	11	102,48
ca6	2017,3	45667	16007	22,638	3,452	0,119	0,00072	5,6976	0,0643	0,34716	0,00331	0,84	1921	16	1942	11	101,07
ca7	1735	30775	10781	17,738	3,713	0,1181	0,00071	5,4014	0,0577	0,33179	0,00293	0,83	1847	14	1927	11	104,16
ca8	1280,5	27016	8390,9	21,099	4,126	0,1177	0,00073	5,5546	0,0585	0,3423	0,00291	0,81	1898	14	1921	11	101,23
ca9	1861,6	41023	13549	22,037	4,408	0,1179	0,00073	5,4785	0,0594	0,33713	0,00301	0,82	1873	14	1924	11	102,66
ca10	1756,8	50754	15345	28,89	5,636	0,1176	0,00074	5,3753	0,0588	0,33162	0,00298	0,82	1846	14	1919	11	103,82
ca11	2416,8	50194	16875	20,768	3,282	0,1181	0,00079	5,6306	0,0662	0,34573	0,00334	0,82	1914	16	1928	12	100,72
ca12	2288,1	46500	15839	20,323	4,037	0,1179	0,00078	5,6053	0,0637	0,3449	0,00319	0,81	1910	15	1924	12	100,73
ca13	2523,3	47586	15839	18,859	3,314	0,1184	0,0008	5,6527	0,0667	0,34629	0,00336	0,82	1917	16	1932	12	100,79
ca14	2256,8	38750	13568	17,17	3,328	0,1173	0,00081	5,6503	0,066	0,34933	0,00329	0,81	1931	16	1916	12	99,177
ca15	1926,6	49002	15495	25,435	5,008	0,1176	0,00068	5,5172	0,0611	0,34017	0,00321	0,85	1887	15	1921	10	101,72
ca16	2522,2	66944	20728	26,542	5,05	0,1175	0,00086	5,5513	0,0673	0,34271	0,00331	0,8	1900	16	1918	13	100,97
ca17	1687,9	86518	31063	51,258	8,95	0,1186	0,00069	5,6583	0,0687	0,3459	0,00368	0,88	1915	18	1936	10	101,08
ca18	1148,5	28640	14061	24,937	1,53	0,1188	0,0009	5,5832	0,075	0,34082	0,00378	0,83	1891	18	1938	14	102,47
Sample FZ 37B																	
Zircon																	
cb1	18,029	4,3774	4,5515	0,2428	0,1	0,1187	0,00122	5,6755	0,0965	0,34669	0,0047	0,8	1919	22	1937	18	101,00
cb2	171,7	52,472	51,857	0,3056	0,192	0,1178	0,00091	5,6358	0,0721	0,34707	0,00355	0,8	1921	17	1923	14	100,10
cb3	167,81	70,859	68,036	0,4223	0,24	0,1231	0,00093	5,9069	0,0735	0,34793	0,00345	0,8	1925	16	2002	13	103,90
cb4	83,711	36,053	28,206	0,4307	0,229	0,1401	0,0011	6,7973	0,0878	0,35201	0,00361	0,79	1944	17	2228	14	112,70

Table 6.3 : Geochronological data for LA-ICP-MS U–Th–Pb analyses of monazites and zircons in spinel and garnet-bearing metatexites FZ 37B

2.5.4 I-type granite FZ 78 and S-type granite FZ 74

S-type granite FZ 74 sample contain also large monazite and zircon grains. Monazite grains have a more or less rounded shape and measure between 50 and 230 µm (Figure 6.5c). These grains are located within the matrix and generally do not show any zonation except some scarce grains that show complex patchy zonation. Th/U ratio is also high within these monazites, ranging from 13 to 208 (Table 5.4). Zircon grains are globally subhedral, located within the matrix or as inclusion within garnet. Grains measure between 40 and 200µm and show variable texture, uniform (Figure 6.8b, c) or with oscillatory zonation in the core and overgrowth of unzone rim (Figure 6.8d). The Th/U ratio is low and ranges from 0.01 to 0.5 (Table 5.4). On the Concordia diagram (Figure 6.6d), all the twenty-one monazite analyses are concordant to subconcordant, except analyses #cf6, #cf10 and #cf12. They provide a $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age of 1904 ± 5 Ma (2 σ). The twenty zircon analyses are also all concordant except #cg11 and #cg19. Four $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age are provide by those analyses, at 1961 ± 10 Ma (2 σ), 1941 ± 6 Ma (2 σ), 1924 ± 10 Ma (2 σ) and 1898 ± 13 Ma (2 σ) (Figure 6.9b). We interpreted these ages respectively as the beginning of the subduction at ca. 1.96 Ga, the beginning of the partial melting and the coeval D_1 deformation stage at ca. 1.94 Ga ; the suprasolidus D_2 deformation stage and coeval metamorphism at ca. 1.92 Ga and finally the age of the final collision at ca. 1.90 Ga.

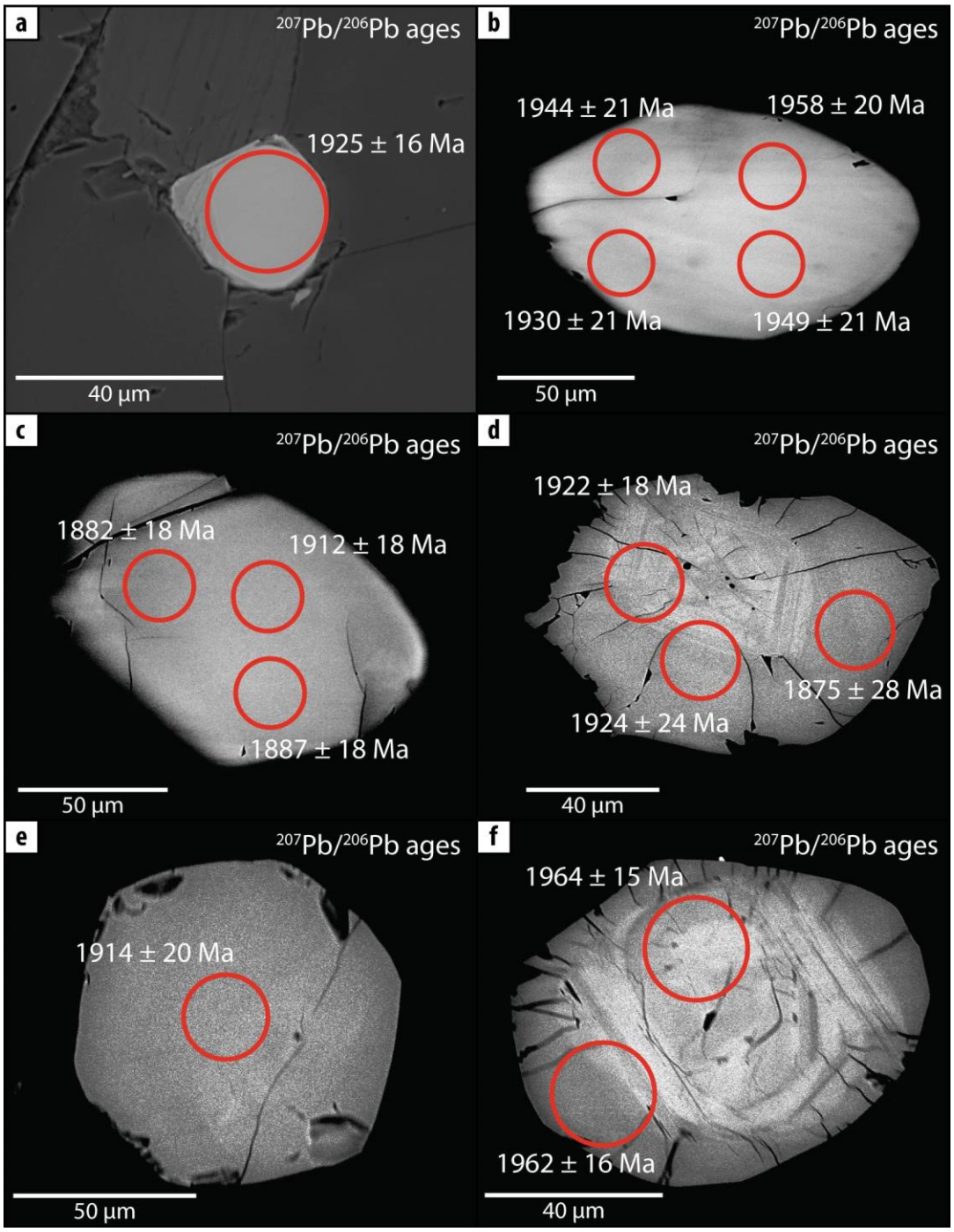

Figure 6.8 : SEM images of zircon grains within situ analyses locations of : a) the FZ 37B migmatite ; b) zircon from S-type FZ 74 granite ; c) young uniform zircon of the S-type FZ 74 granite; d) zircon from S-type FZ 74 granite with an oscillatory zonation within the core of the grain; e) uniform zircon from the I-type FZ 78 granite; and f) zircon from I-type FZ 78 granite with an oscillatory zonation within the core of the grain.

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	$^{207}Pb/^{235}U$	± (1s)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	Rho	Apparent ages (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	Conc. (%)
Sample FZ 74																	
Monazite																	
cf0	580,58	48397	19368	83,359	24,04	0,1166	0,00068	5,2467	0,0635	0,32638	0,00346	0,88	1821	17	1905	10	104,4
cf1	617,8	62031	25306	100,41	29,25	0,1159	0,00072	5,2341	0,0605	0,32759	0,0032	0,85	1827	16	1894	11	103,53
cf2	344,94	71905	29031	208,46	60,1	0,1162	0,00068	5,3366	0,0624	0,33303	0,00338	0,87	1853	16	1899	10	102,41
cf3	336,56	69706	28180	207,11	60,44	0,1166	0,00068	5,3333	0,0637	0,33171	0,00346	0,87	1847	17	1905	10	103,06
cf4	425,6	73587	29247	172,9	49,52	0,1168	0,00067	5,322	0,0614	0,33047	0,0033	0,87	1841	16	1908	10	103,52
cf5	350,07	71709	28828	204,84	59,68	0,1168	0,00108	5,2657	0,0848	0,32686	0,00431	0,82	1823	21	1908	17	104,47
cf7	669,8	64635	25665	96,499	27,22	0,116	0,00073	5,2145	0,0604	0,32611	0,00318	0,84	1819	15	1895	11	103,98
cf8	1643,2	38226	17550	23,263	6,748	0,1163	0,0007	5,3388	0,0599	0,33282	0,00315	0,84	1852	15	1901	11	102,56
cf9	487,2	79193	31007	162,55	46,12	0,1169	0,00079	5,2909	0,065	0,32837	0,00337	0,84	1830	16	1909	12	104,1
cf11	434,08	68774	26683	158,44	45,28	0,1163	0,00069	5,2074	0,0638	0,32466	0,00349	0,88	1812	17	1901	11	104,64
cf13	374,82	72624	27838	193,76	54,62	0,1165	0,00104	5,3616	0,0868	0,33373	0,00452	0,84	1856	22	1904	16	102,47
cf14	440,55	66649	27626	151,29	44,59	0,1177	0,00069	5,455	0,0671	0,33611	0,00364	0,88	1868	18	1922	10	102,8
cf15	463,33	70614	29569	152,41	42,91	0,1162	0,00068	5,5329	0,0663	0,34525	0,00361	0,87	1912	17	1899	11	99,324
cf16	1001,7	40726	18912	40,655	12,58	0,1166	0,00068	5,4022	0,0626	0,33608	0,00336	0,86	1868	16	1904	10	101,92
cf17	1318,3	32166	15509	24,4	7,339	0,1167	0,00068	5,4933	0,0636	0,34134	0,00341	0,86	1893	16	1907	10	100,71
cf18	1023,9	36853	16691	35,991	10,72	0,1166	0,00068	5,3749	0,0628	0,33441	0,00338	0,87	1860	16	1904	10	102,34
cf19	2412,9	31799	16845	13,178	3,919	0,1167	0,00068	5,5588	0,0645	0,34559	0,00346	0,86	1914	17	1906	10	99,589
cf20	1621,6	32324	15886	19,934	6,085	0,1166	0,00068	5,386	0,0629	0,33499	0,00338	0,86	1863	16	1905	10	102,22

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	$^{207}Pb/^{235}U$	± (1s)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	Rho	Apparent ages (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	Conc. (%)
Sample FZ 74																	
Zircon																	

cg1	92,28	32,359	41,058	0,3507	0,218	0,1163	0,00075	5,416	0,1005	0,33767	0,00588	0,94	1875	28	1901	11	101,32
cg2	126,6	37,618	53,817	0,2972	0,202	0,119	0,00063	5,7074	0,0864	0,34776	0,00493	0,94	1924	24	1942	9,5	100,92
cg3	213,75	12,451	79,634	0,0583	0,042	0,1192	0,0005	5,7093	0,068	0,34741	0,00387	0,94	1922	18	1944	7,5	101,13
cg4	811,03	25,704	277,98	0,0317	0,018	0,1188	0,00047	5,7561	0,06	0,35129	0,00339	0,93	1941	16	1939	7	99,902
cg5	213,79	10,04	83,847	0,047	0,038	0,1189	0,00051	5,5587	0,0706	0,33913	0,00406	0,94	1882	20	1939	7,6	102,94
cg6	169,38	59,658	64,915	0,3522	0,212	0,118	0,00054	5,5171	0,0651	0,33913	0,00369	0,92	1882	18	1926	8,2	102,26
cg7	165,13	62,501	65,311	0,3785	0,232	0,1188	0,00055	5,6568	0,0676	0,34523	0,0038	0,92	1912	18	1939	8,3	101,4
cg8	173,16	65,162	67,425	0,3763	0,233	0,1179	0,00056	5,527	0,0663	0,34011	0,00375	0,92	1887	18	1924	8,4	101,91
cg9	160,46	73,739	66,718	0,4596	0,271	0,1204	0,00058	5,8648	0,0713	0,3532	0,00395	0,92	1950	19	1963	8,5	100,65
cg10	403,58	36,748	122,6	0,0911	0,058	0,1161	0,00052	5,4693	0,0609	0,34175	0,00349	0,92	1895	17	1897	8	100,08
cg11	507,35	10,942	148,7	0,0216	0,02	0,1178	0,00055	5,1315	0,0587	0,31599	0,0033	0,91	1770	16	1923	8,4	107,94
cg12	178,78	46,86	69,408	0,2621	0,144	0,124	0,00064	6,1762	0,0777	0,3613	0,00415	0,91	1988	20	2014	9,1	101,29
cg13	582,62	8,3604	222,5	0,0143	0,011	0,1193	0,00059	5,5876	0,0754	0,33966	0,00427	0,93	1885	21	1946	8,7	103,13
cg14	497,36	10,293	158,63	0,0207	0,014	0,1177	0,0006	5,3618	0,0652	0,33048	0,00365	0,91	1841	18	1921	9,1	104,19
cg15	129,32	61,541	54,623	0,4759	0,308	0,1189	0,00067	5,7721	0,078	0,352	0,00432	0,91	1944	21	1940	10	99,797
cg16	154,81	77,683	65,743	0,5018	0,33	0,119	0,0007	5,7253	0,0785	0,349	0,00433	0,9	1930	21	1941	10	100,57
cg17	228,27	30,087	82,536	0,1318	0,083	0,1204	0,0007	5,8916	0,0791	0,35493	0,0043	0,9	1958	20	1962	10	100,2
cg18	162,51	83,945	70,751	0,5166	0,341	0,12	0,00071	5,8404	0,0798	0,35302	0,00435	0,9	1949	21	1956	11	100,36
cg19	590,47	18,557	145,4	0,0314	0,039	0,1169	0,00069	4,4898	0,06	0,27858	0,00334	0,9	1584	17	1909	11	117,02
cg20	253,78	17,742	80,461	0,0699	0,07	0,1206	0,00075	5,8108	0,0828	0,34954	0,00448	0,9	1932	21	1965	11	101,64

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	$^{207}Pb/^{235}U$	± (1s)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	Rho	Apparent ages (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	Conc. (%)
Sample FZ 78																	
Monazite																	
cj0	787	89590	30993	113,84	30,26	0,1165	0,00058	5,4528	0,0555	0,33958	0,00302	0,87	1885	15	1903	8,9	100,94
cj1	898,1	74208	25938	82,628	21,89	0,1161	0,00068	5,4138	0,0573	0,33808	0,00299	0,84	1877	14	1898	10	101,07
cj2	655,69	90789	31777	138,46	37,06	0,1169	0,00068	5,453	0,058	0,3384	0,00302	0,84	1879	15	1909	10	101,57

cj3	610,49	101283	34882	165,9	43,66	0,116	0,00068	5,3153	0,0593	0,33227	0,00315	0,85	1849	15	1896	11	102,45
cj4	590,75	100145	34694	169,52	44,98	0,1163	0,00068	5,3114	0,0595	0,33114	0,00316	0,85	1844	15	1901	10	102,98
cj5	506,88	102061	35643	201,35	54,3	0,1168	0,00068	5,3466	0,0596	0,33188	0,00315	0,85	1847	15	1908	10	103,19
cj6	425,32	56621	19835	133,13	35,65	0,1169	0,00069	5,3436	0,0606	0,33161	0,00322	0,86	1846	16	1909	11	103,29
cj7	557,43	45576	16179	81,761	21,86	0,1161	0,0007	5,4096	0,0647	0,33782	0,0035	0,87	1876	17	1898	11	101,13
cj8	562,36	40770	14724	72,497	19,49	0,1163	0,00069	5,3127	0,0612	0,33123	0,00327	0,86	1844	16	1901	11	102,96
cj9	569,63	44937	15980	78,888	21,15	0,1167	0,00069	5,461	0,0616	0,33945	0,00326	0,85	1884	16	1906	11	101,15
cj10	1585,4	51416	19115	32,431	8,483	0,1164	0,00068	5,3119	0,0583	0,33103	0,00307	0,84	1843	15	1901	11	103,05
cj11	1679,9	51314	19379	30,545	8,012	0,1162	0,00069	5,3051	0,0596	0,33123	0,00316	0,85	1844	15	1898	11	102,82
cj12	1563,4	48970	18480	31,323	8,207	0,1165	0,00069	5,4306	0,06	0,33814	0,00315	0,84	1878	15	1903	11	101,32
cj13	828,04	55061	20633	66,495	18,07	0,1168	0,0007	5,4555	0,0635	0,3387	0,00339	0,86	1880	16	1908	11	101,45
cj14	1030,7	48580	18755	47,133	12,55	0,1168	0,0007	5,4428	0,0648	0,33797	0,00348	0,87	1877	17	1908	11	101,62
cj15	1428,3	51830	20811	36,287	9,857	0,1164	0,0007	5,4307	0,0642	0,33838	0,00345	0,86	1879	17	1902	11	101,2

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	$^{207}Pb/^{235}U$	± (1s)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	Rho	Apparent ages (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	Conc. (%)
Sample FZ 78																	
Zircon																	
ck1	135,41	22,225	54,034	0,1641	0,107	0,1167	0,00083	5,4417	0,0737	0,33829	0,0039	0,85	1878	19	1906	13	101,43
ck2	272,5	14,588	105,63	0,0535	0,111	0,1307	0,00104	5,718	0,0873	0,31732	0,00414	0,85	1777	20	2107	14	115,69
ck3	137,7	36,036	62,654	0,2617	0,183	0,1205	0,00104	5,6516	0,1002	0,34016	0,00527	0,87	1887	25	1964	15	103,88
ck4	366,07	19,165	139,02	0,0524	0,041	0,1204	0,0011	5,7908	0,084	0,34877	0,00394	0,78	1929	19	1962	16	101,72
ck5	307,74	15,327	112,67	0,0498	0,052	0,1232	0,00101	6,1879	0,0806	0,36425	0,0037	0,78	2002	17	2003	14	100,05
ck6	284,13	35,777	121,21	0,1259	0,102	0,1262	0,00107	6,5022	0,0859	0,37359	0,0038	0,77	2046	18	2046	15	99,992
ck7	237,3	81,551	101,36	0,3437	0,22	0,1208	0,00111	6,0293	0,0853	0,36188	0,00391	0,76	1991	18	1969	16	98,86
ck8	294,43	124,12	131,18	0,4216	0,271	0,1221	0,0011	6,1447	0,0856	0,36511	0,00388	0,76	2006	18	1987	16	99,004
ck9	162,99	36,381	63,014	0,2232	0,144	0,1165	0,00116	5,5517	0,0857	0,34561	0,00408	0,76	1914	20	1903	18	99,457
ck11	200,96	28,295	76,324	0,1408	0,103	0,1204	0,00103	5,927	0,0881	0,35697	0,00434	0,82	1968	21	1962	15	99,728

ck12	83,857	44,596	36,925	0,5318	0,345	0,1204	0,00101	5,8808	0,0871	0,35428	0,00432	0,82	1955	21	1962	15	100,36
ck13	303,77	11,268	89,935	0,0371	0,045	0,1244	0,0013	6,3055	0,0966	0,36759	0,00413	0,73	2018	19	2020	18	100,12
ck14	115,87	35,571	45,989	0,307	0,283	0,1277	0,00129	6,2244	0,1231	0,35357	0,00601	0,86	1952	29	2066	18	105,55

Table 6.4 : Geochronological data for LA-ICP-MS U–Th–Pb analyses of monazites and zircons in S-type granite FZ 74 and in I-type granite FZ 78

I-type granite FZ 78 sample contains large monazite and zircon grains measuring between 50 and 230 µm, and between 50 and 150 µm, respectively (Figure 6.5d). Monazite grains have a subhedral shape without any clear zonation and show a high Th/U ratio ranging from 30 to 200 (Table 5.4). Zircon grains are globally rounded euhedral to subhedral, homogeneous or with an oscillatory zoning (Figure 6.8e, f). The Th/U ratio is relatively low and comprised between 0.05 and 0.5 (Table 5.4). The sixteen monazite analyses provide a $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age of 1903 ± 5 Ma (2 σ) (Figure 6.6e). Finally, the fourteen analyses on zircon provide two $^{207}Pb/^{206}Pb$ weighted mean age of 1964 ± 14 Ma (2 σ) and of 1905 ± 20 Ma (2 σ) (Figure 6.9 c). The first one is considered as the age of the magmatic protolith of the I-type granite and the last one is interpreted as a metamorphic age. We also note the presence of some inherited zircon grains that give older ages at 2.01 Ga (brown ellipses Figure 6.9c).

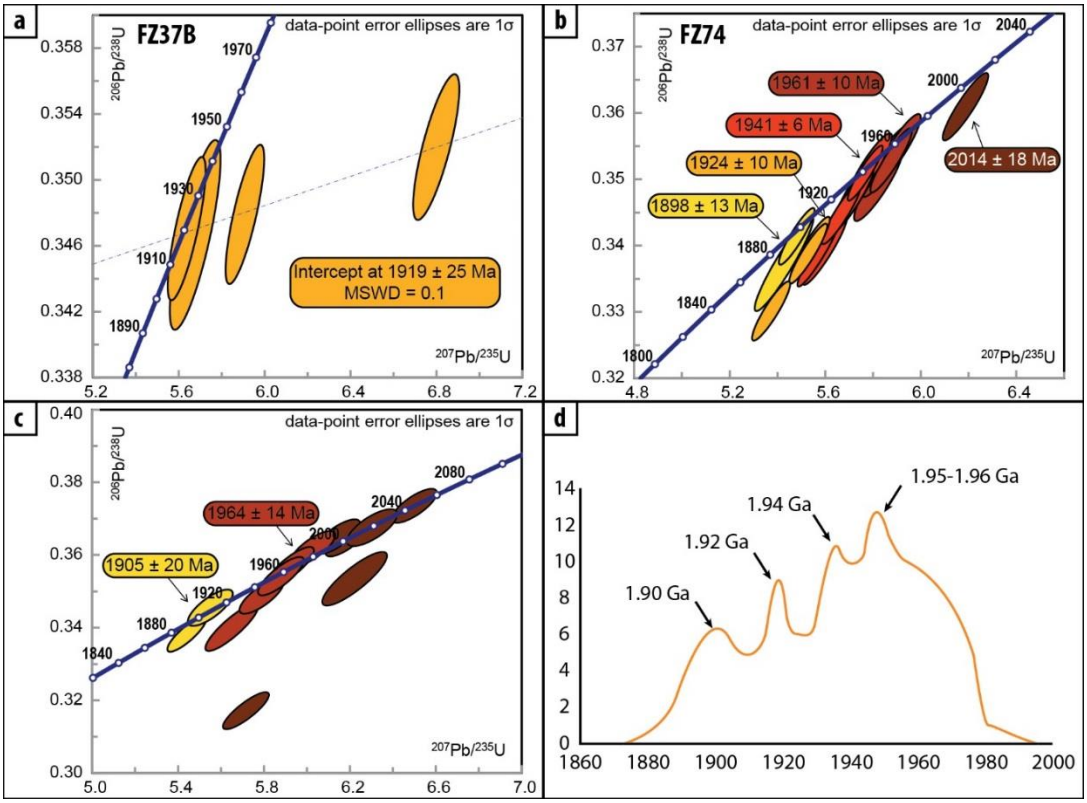

Figure 6.9 : Concordia diagram for zircon analyses from: a) FZ 37B migmatite; b) S-type granite FZ 74; and c) I-type granite FZ 78;d) Frequency age diagram for the zircon analyses showing four peaks.

2.5.5 Synthesis of geochronological results

In situ results carried out by LA-ICP-MS give for monazite analyses two peaks of ages (Figure 6.6f) at *ca.* 1.93-1.94 Ga and at *ca.* 1.90-1.89 Ga and four peaks for zircon analyses (Figure 6.9d) at *ca.* 1.96 Ga, at *ca.* 1.94-1.93 Ga, at *ca.* 1.92 Ga and at *ca.* 1.90-1.89 Ga. Between monazite and zircon there are two common peaks at 1.94-1.93 Ga and at 1.90-1.89 Ga. Monazite grains did not record the two others peaks.

The *ca.* 1.96 Ga age correspond to magmatic zircon age within the I-type granite. The *ca.* 1.94-1.93 Ga age correspond to the age of peritectic monazite enclosed within garnet grains and some zircon grains within the matrix of the S-type granite. The *ca.* 1.92 Ga age is only recorded by zircon within S-type granite and syn-D_2 UHT metamorphic migmatites (FZ 37B). The last age at *ca.* 1.90 Ga is recorded by all lithologies by both zircon and monazite grains within the matrix.

2.6 Discussion

2.6.1 Significance of the famous 1.95 Ga age

The KB was extensively documented as a collisional belt built after N-S directed convergence and subsequent collision of the Yinshan and Ordos Blocks (e.g. Cai et al., 2017 ; Gou et al., 2018 ; Yin et al., 2009, 2011, 2014 ; G.C. Zhao, Sun, & Wilde, 2003 ; G.C. Zhao et al., 2005, 2010). Recent structural investigations performed on the Jining, the Huai'an and the Lüliangshan complexes, Lobjoie et al. (in prep, chapitre 4) reappraised the KB in a two-step tectonic evolution. The authors suggest that (1) the belt developed as a continental magmatic arc formed along the eastern margin of the Western block, in response to westward subduction of the Lüliang ocean, and (2) the magmatic arc was subsequently involved in the Trans-North China orogeny. This model is consistent with calc-alkaline magmatic activity documented in the Jining (Peng et al., 2010, 2012, 2014) and Halaqin (Peng et al., 2011, 2014) complexes, with structural (Lobjoie et al., in prep, chapitre 4 ; Lobjoie et al., submitted, cf chapitre 5) and petrological data (Guo et al., 2012 ; X.W. Li & Wei, 2018 ; Lobjoie et al., 2018 ; Lobjoie et al., submitted, cf chapitre 5 ; Santosh et al., 2007a, 2012, Yang et al., 2014).

In this study, we date zircon grains within I-type granite (Peng et al., 2014) related to a magmatic arc activity. We find a magmatic age at *ca.* 1.96 Ga (1964 ± 14 Ma) that may correspond to the emplacement age of the pluton within the magmatic arc. A similar age at 1.96 Ga (1961 ± 10 Ma) is obtained for the S-type leucogranites but it is recorded by zircon grains without oscillatory zonation and a low Th/U ratio that might correspond to metamorphic zircon (0.07-0.5, Table 6.4). A *ca.* 1.95 Ga metamorphic age is extensively documented within surrounding migmatites (e.g. Peng et al., 2014 and reference therein). The *ca.* 1.96-1.95 Ga period is consistent with the magmatic activity documented at 1.97_1.95 Ga in the Helanshan complex (Dan et al., 2014). This period might correspond to the early stage of magmatic arc activity in response to the beginning of the westward Lüliang ocean subduction proposed by Trap et al. (2012).

2.6.2 Age of magmatism, the issue of mixing and mingling

Peng et al. (2010, 2012, 2014) described in their geochemical study a strong relationship between magmas of the KB. They described I-type and S-type granites, a gabbronoritic suite, and some mixing and mingling processes. Such context is similar to the Andes magmatic arc where, I-type magma with calc-alkine affinity mafic magma (e.g. Wörner et al., 2018) and S-type magma are produced in the garnet stability field (probably by biotite breakdown as observed in the KB). Mixing and mingling processes are also invocated to explain the chemical composition variability in the volcanic activity of the magmatic arc (e.g. Wörner et al., 2018). However, such processes may be responsible for trapping of “allochtonous” material within magma such enclaves at meter to kilometer scale or accessory phase at microscopic scale.

S-type granite corresponds to melt product by the partial melting of metasedimentary protolith and then could contain zircon and monazite grains from the protolith, crystallized from the melt within pluton or integrated from an allochtonous source during the migration of the melt. Our results on the S-type granite show four peaks of ages that might represent a complex inheritance history from protolith deposition and partial melting to magma migration and emplacement (Figure 6.9b). Thus, we propose that the 1.96-1.95 Ga age may correspond either to the prograde metamorphism recorded in inherited metamorphic zircon grains or the arc related magmatism in magmatic zircon that was integrated by mixing or mingling processes during S-type plutonism as proposed by some authors (Dan et al., 2014 ; Peng et al., 2012, 2014).

In contrast, the I-type granite shows 1.96-1.95 Ga magmatic zircon grains (Figure 6.9c) and lacks 1.94-1.93 Ga zircons. These last ones could have originated from partial melting of the host rock as explained below and might be absent from arc related granite. However, in some case of mixing, mingling, or incorporation during the intrusion, it may be possible to find zircon grains that give this 1.94-1.93 Ga age (Figure 6.9b ; Peng et al., 2012, 2014). Similarly, the gabbronorite intrusion at 1.92 Ga could have incorporated grains from host rocks or from mixing and mingling with acidic magmas, extending the range of ages from 1.96 Ga to 1.92 Ga (Peng et al., 2012, 2014).

2.6.3 Duration of the partial melting and HT-UHT conditions within the KB

The 1.94-1.93 Ga period

Considering the age of the D_2 deformation stage started at 1.92 Ga (Lobjoie et al., 2018 ; Lobjoie et al., in prep, cf chapitre 4) and age of magmatic arc activity began at 1.95 Ga (Dan et al., 2014, Peng et al. 2010, 2011, 2012, 2014), Lobjoie et al., (in prep, cf chapitre 4) constrained the suprasolidus D_1 deformation duration between 1.95 and 1.92 Ga. This D_1 deformation is considered as related to the flow of the partially molten crust (Lobjoie et al., in prep, cf chapitre 4 ; Lobjoie et al., submitted, cf chapitre 5).

Peritectic monazite grains enclosed within peritectic garnet were selected within migmatites from S_1 and S_2 foliations to constrain the onset of partial melting. Regardless of the structural setting (within S_1 or S_2) and the typology of garnet grains, the peritectic monazite grains gave a similar age of 1.94-1.93 Ga. This age is consistent with the age of S-type plutonism constrained at 1.95-1.94 Ga within the Helanshan complex and 1.94-1.93 Ga in the Jining complex (Peng et al., 2014). We also dated 1.94 Ga old zircon grains within the matrix and as inclusions in garnet within S-type granites.

We proposed that the age at 1.94-1.93 Ga corresponds to the beginning of partial melting and coeval D_1 deformation stage.

The 1.90-1.89 Ga period

Yang et al. (2014) documented this age as related to thermal peak of an UHT event recorded by zircon grains within some granulites of the KB. All the dated rocks in our study (migmatites and granites) record same range of age between 1.90-1.89 Ga within both monazite and zircon grains. Monazite grains from a sapphirine-bearing UHT granulite were also dated by Santosh et al. (2007a), and they give a similar 1.90-1.89 Ga event. Petrological and modeling studies have shown that monazite is unable to record the thermal peak due to it high solubility at high temperature (Kelsey et al., 2008 ; Taylor et al., 2016). The 1.90-1.89 Ga record may not be related to a thermal peak.

Within the Halaqin complex, Huang et al. (2016) carried out U-Pb dating on zircon grains from garnet and staurolite-bearing micaschists and within garnet-staurolite-kyanite-bearing micaschists (Huang et al., 2016). They documented a Barrovian prograde metamorphism related to crustal thickening at 1.90-1.89 Ga. Peng et al. (2011) documented also a similar age of 1.90-1.89 Ga within amphibolite facies metasedimentary, metavolcanics rocks and within syn-metamorphic granite. They interpreted this event as the crystallization age of volcanic protoliths and syn-metamorphic granite (Peng et al., 2011). An amphibolite facies metamorphism at 1.89 Ga was also documented in the Wutaishan complex of the Trans-North China Belt (Trap et al., 2007). Trap et al. (2007) dated prograde monazites from a kyanite-bearing gneiss from the “Orthogneiss and Volcanics Unit” (OVU, Trap et al., 2012) and they interpreted this event as crustal thickening through nappes stacking (Trap et al., 2007, 2012). Kröner et al. (2005a, 2006) documented an age of 1.88 Ga within migmatite from the Hengshan massif that could result to the partial melting of the crust in response of crustal thickening (Trap et al., 2012).

In agreement with Trap et al. (2012), we propose that the regionally extended crustal thickening event could be related to the collision between the Western block and the Fuping block at 1.90-1.89 Ga.

2.7 Conclusion

We propose in this study a reappraisal of the extent 1.95 Ga as the age of the beginning of the continental magmatic arc. The 1.94-1.93 Ga age corresponds to the partial melting, constrained by peritectic monazite. The mid to lower continental crust was partially molten during possibly 90 Myr until 1.85 Ga. Some complementary studies are needed to well constrain the signification of 1.90-1.89 Ga and 1.86-1.85 Ga periods. Here, we propose that they correspond to the collision event between the Western block and Fuping block and to continous melt crystallization period.

2.8 Acknowlodgement

This work is supported by the National Key R&D Program of China (2016YFC0600401, 2016YFC0600102) and NSFC (41502215, 41472193).

2.9 References (Voir en fin de manuscrit)

2 Complément de l'article, âge des zircons détritiques

L'article de géochronologie présenté dans ce chapitre s'est focalisé sur la contrainte dans le temps des événements magmatiques et métamorphiques de la ceinture de Khondalite. En parallèle de ces résultats, un certain nombre de zircons ont fourni des âges détritiques. Ces zircons sont généralement localisés dans la matrice, parfois en inclusion dans certaines phases majeures. Ils mesurent entre 30 et 100 µm et présentent généralement des zonations internes jusqu'au cœur des grains (Figure 6.10). Les zonations internes soulignent classiquement des contours automorphes à subautomorphes alors que la forme extérieure des grains est plutôt arrondie à ovale (Figure 6.10).

Dans deux métatexites, les analyses ont fourni des âges détritiques s'étalant entre 2,2 et 2,8 Ga (Table 6.5). Dans la métatexite FZ 12A, des cœurs de zircons ont fourni des âges allant jusqu'à 2601 ± 15 Ma (Figure 6.10a) et 2873 ± 13Ma (Figure 6.10b). Ces âges sont fortement discordants avec des pourcentages de discordance supérieure à 10%. On note tout de même que de tels âges ne sont pas documentés dans la littérature dans le complexe de Jining. Les âges détritiques n'excèdent généralement pas les 2,3 Ga (e.g. Xia et al., 2006a, b, 2008). Dans la métatexite FZ 15A, les résultats sont similaires avec des âges détritiques compris entre 2,2 et 2,8 Ga (Figure 6.10c ; Table 6.5). Un âge très surprenant à plus 3,5 Ga a été obtenu sur un zircon de cette métatexite (Figure 6.10d). Aucun âge aussi ancien n'a jamais été documenté dans la ceinture de Khondalite à l'heure actuelle.

Dans une diatexite syn-D_2 suprasolidus, une grande variété de grain de zircon détritiques a été analysée (Figure 6.10e, f). Parmi ces analyses, un âge moyen à 1997 ± 12 Ma a été obtenu sur 5 analyses concordantes (discordance <5%). Les autres analyses ont livré des âges entre 2,0 et 2,2 Ga moyennement discordant (<10% de discordance) et des âges compris entre 2,2 et 2,6 Ga fortement discordant (>10% de discordance).

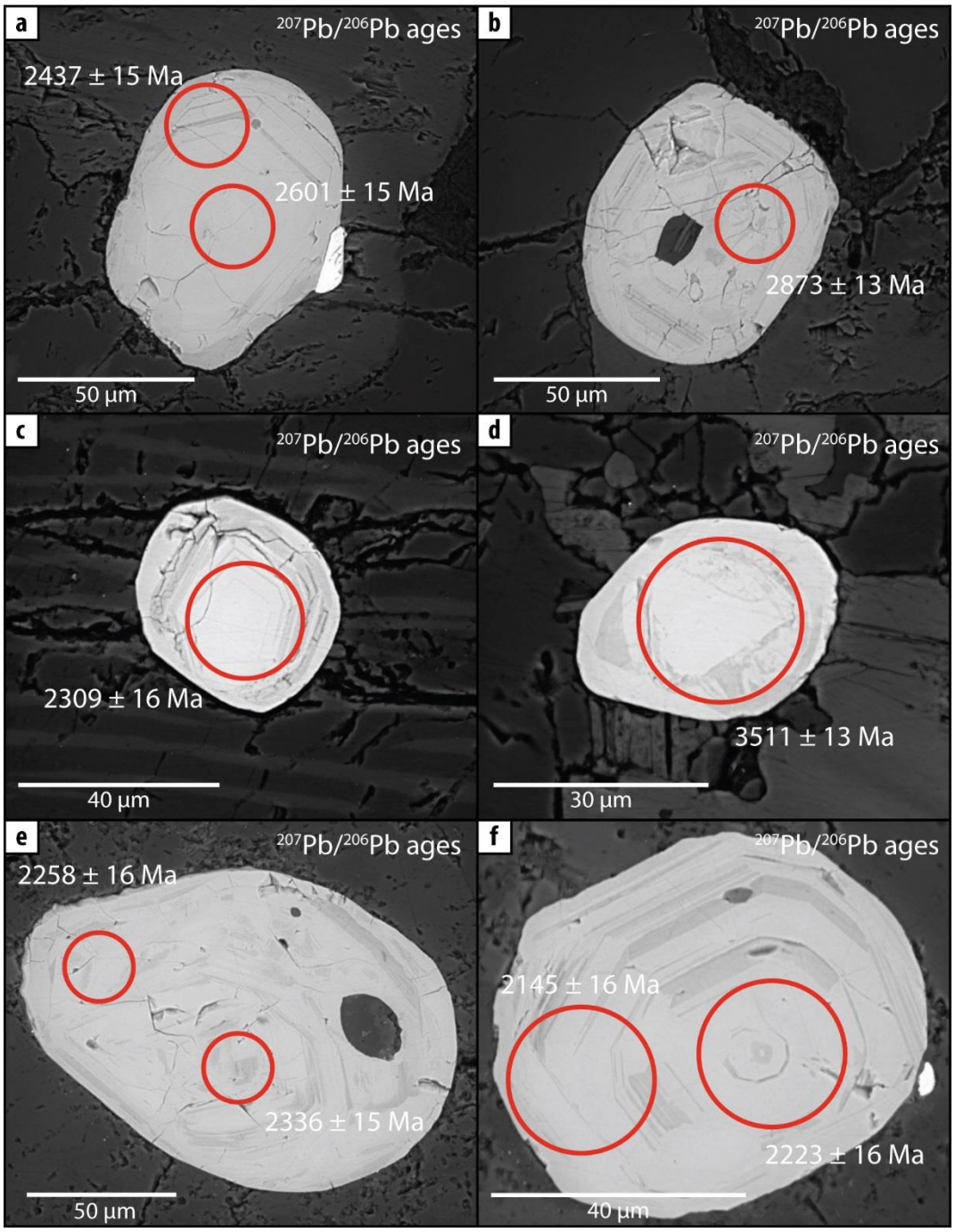

Figure 6.10 : SEM images of zircon grains with in situ analyses locations of : a) the Zrc#19, FZ 12A migmatite ; b) the Zrc#20, FZ 12A migmatite ; c) the Zrc#15, FZ 15A migmatite ; d) the Zrc#24, FZ 15A migmatite ;; e) the Zrc#17, FZ 37A migmatite ; f) the Zrc#18, FZ 37A migmatite.

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	$^{207}Pb/^{235}U$	± (1s)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	Rho	Apparent ages (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	Conc. (%)
Sample FZ 12A																	
Zircon																	
ce1	93,18	141,7	491,3	0,288	0,3	0,116	0,0009	3,226	0,038	0,2017	0,0019	0,8	1185	10	1895	13	137,5
ce2	45,53	27,79	89,69	0,31	0,21	0,136	0,0011	7,581	0,105	0,4031	0,0045	0,8	2183	21	2182	14	99,95
ce3	95,83	25,23	516,5	0,049	0,11	0,112	0,0008	3,945	0,046	0,255	0,0024	0,8	1464	12	1836	13	120,2
ce4	29,04	84,21	87,43	0,963	0,35	0,174	0,0016	6,625	0,099	0,2754	0,0033	0,8	1568	17	2601	15	139,7
ce5	25,21	100,5	89,66	1,12	0,36	0,158	0,0014	6,608	0,094	0,3028	0,0034	0,8	1705	17	2437	15	130,0
ce6	33,62	31,05	121,6	0,255	0,43	0,206	0,0017	8,633	0,118	0,3043	0,0033	0,8	1712	16	2873	13	140,4
ce7	26,1	13,03	216,5	0,06	0,17	0,14	0,0013	2,097	0,03	0,1086	0,0012	0,8	664	7	2228	16	170,2
ce8	56,97	53,31	128,3	0,416	0,46	0,172	0,0016	8,365	0,125	0,3531	0,0042	0,8	1949	20	2576	15	124,3
ce9	113,2	80,56	644,2	0,125	0,12	0,136	0,001	3,955	0,048	0,2108	0,002	0,8	1233	11	2178	13	143,4
ce10	71,42	133,2	289,2	0,46	0,41	0,177	0,0014	5,687	0,072	0,2326	0,0023	0,8	1348	12	2628	13	148,7
ce11	76,36	122,6	475	0,258	0,33	0,148	0,0012	4,045	0,053	0,1981	0,002	0,8	1165	11	2324	14	149,9
ce12	70,09	60,83	260,1	0,234	0,18	0,167	0,0014	6,564	0,087	0,2856	0,003	0,8	1619	15	2525	14	135,9
ce13	104,7	93,05	729,3	0,128	0,32	0,17	0,0014	3,588	0,047	0,1532	0,0016	0,8	919	8,7	2556	14	164,1
ce14	145,5	261,9	756,9	0,346	0,74	0,178	0,0015	5,618	0,077	0,2293	0,0024	0,8	1331	13	2632	14	149,4
ce15	256,1	231,4	848,8	0,273	0,15	0,136	0,0012	5,155	0,068	0,2752	0,0028	0,8	1567	14	2175	15	128,0
ce16	236,9	113,7	889	0,128	0,57	0,141	0,0014	2,817	0,044	0,1453	0,0017	0,8	874	9,7	2235	17	160,9
ce17	108,1	34,16	742,7	0,046	0,35	0,166	0,0015	4,075	0,058	0,1782	0,0019	0,8	1057	10	2517	15	158,0
ce18	65,44	81,12	228,1	0,356	0,36	0,154	0,0017	5,473	0,092	0,2586	0,0033	0,8	1483	17	2386	18	137,9
ce19	74,65	84,8	293,1	0,289	0,39	0,176	0,0017	4,81	0,069	0,1983	0,0022	0,8	1166	12	2615	16	155,4
ce20	41,52	31,92	117,9	0,271	0,18	0,133	0,0014	6,035	0,098	0,3293	0,004	0,8	1835	20	2137	18	114,1
Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	$^{207}Pb/^{235}U$	± (1s)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	Rho	Apparent ages (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	± (1s)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1s)	Conc. (%)

Sample FZ 15A

Zircon

ci1	82,055	89,744	426,43	0,2105	0,154	0,1397	0,00103	3,8054	0,046	0,19752	0,00189	0,79	1162	10	2224	13	147,75
ci2	54,803	180,77	307,99	0,5869	0,411	0,1646	0,00124	4,2436	0,0525	0,18695	0,00184	0,8	1105	10	2504	13	155,87
ci3	93,225	153,23	517,28	0,2962	0,231	0,155	0,00109	4,4972	0,0523	0,2105	0,00195	0,8	1231	10	2401	12	148,72
ci4	138,39	156,69	729,25	0,2149	0,179	0,1493	0,00105	3,638	0,042	0,17668	0,00162	0,79	1049	8,9	2338	12	155,15
ci5	66,195	62,844	190,34	0,3302	0,171	0,1406	0,00106	6,7857	0,0842	0,35003	0,00346	0,8	1935	17	2235	13	113,42
ci6	129,96	73,509	405,25	0,1814	0,162	0,1259	0,00088	6,304	0,0723	0,36315	0,0033	0,79	1997	16	2041	12	102,17
ci8	61,234	50,702	183,63	0,2761	0,176	0,1255	0,00102	5,417	0,0711	0,3131	0,00323	0,79	1756	16	2036	14	113,74
ci9	83,075	349,02	497,33	0,7018	0,182	0,1389	0,00111	3,8365	0,0494	0,20034	0,00202	0,78	1177	11	2213	14	146,82
ci10	121,9	389,44	587,04	0,6634	0,221	0,1437	0,0011	4,7572	0,0587	0,24017	0,00233	0,79	1388	12	2272	13	138,92
ci11	112,25	134,16	233,96	0,5734	0,188	0,308	0,00251	18,481	0,2522	0,43518	0,00477	0,8	2329	21	3511	13	133,66
ci12	122,74	216,79	562,86	0,3852	0,153	0,1413	0,00111	4,1712	0,052	0,21416	0,00208	0,78	1251	11	2243	13	144,22
ci13	117,34	318,3	520,09	0,612	0,232	0,1566	0,00129	4,8061	0,0627	0,22256	0,00226	0,78	1295	12	2419	14	146,46
ci14	43,297	175,6	218,14	0,805	0,414	0,1432	0,00124	4,0059	0,0546	0,20296	0,00214	0,77	1191	11	2266	15	147,42
ci15	31,116	406,79	242,77	1,6756	0,57	0,1468	0,00138	5,16	0,0769	0,255	0,00295	0,78	1464	15	2309	16	136,57
ci16	57,742	476,75	324,42	1,4696	0,284	0,1607	0,00142	3,2755	0,0451	0,14782	0,00156	0,77	888,7	8,8	2463	15	163,92
ci17	49,988	546,46	436,02	1,2533	0,562	0,1991	0,0019	3,7659	0,0565	0,13721	0,00159	0,77	828,9	9	2819	16	170,59
ci18	115,17	380,32	852	0,4464	0,19	0,1495	0,00136	2,5473	0,0357	0,12361	0,00132	0,76	751,3	7,6	2340	15	167,89
ci19	72,613	213,78	340,58	0,6277	0,317	0,1296	0,00128	5,0702	0,0774	0,28374	0,0033	0,76	1610	17	2093	17	123,05
ci20	54,035	158,18	262,96	0,6015	0,21	0,1394	0,00137	4,0984	0,062	0,21329	0,00245	0,76	1246	13	2219	17	143,84

Table 6.5 : Geochronological data for LA-ICP-MS U–Th–Pb analyses of detritic zircons in FZ 12A and FZ 15A migmatites

CHAPITRE 7 : DISCUSSION ET PERSPECTIVES

1 Le comportement de la croûte continentale orogénique partiellement fondue en contexte HT/UHT

1.1 Partitionnement de la déformation de la croûte partiellement fondue en contexte transpressif

Si les taux de fusion dans la KB ne sont pas très importants (entre 2 et 15% suivant les conditions *P-T* et la fertilité du protolithe), ils sont similaires à ceux proposés dans le système Himalaya-Tibet permettant le fluage de la croûte continentale orogénique (5-14%, Unsworth et al., 2005). Dans les métatexites de la KB, les modélisations via les pseudosections montrent que la fusion partielle a produit un liquide leucogranitique dont la chimie est proche de celle de leucogranites himalayens connus pour leur faible viscosité (e.g. Pichavant & Scaillet, 2017). Cette faible viscosité favorise les mouvements verticaux des magmas (e.g. France-Lanord & Le Fort, 1988 ; Pichavant & Scaillet, 2017). Ceci pourrait expliquer l'abondance de diatexite dans les structures verticales du système S_2-C_2-C'_2 d'une part, et la possible linéation systématiquement fortement inclinée dans les diatexites et les granites (qu'il conviendrait de confirmer par des études de terrain plus détaillées). Cela expliquerait également l'abondance de pluton de leucogranites de type-S et de granulites résiduelles formées par la migration du liquide silicaté. Cette dernière se ferait par le biais de mouvements verticaux découlant du transfert vertical des magmas, peut-être par ségrégation-compaction résultant de la faible densité des magmas leucogranitiques (Vanderhaeghe, 2009), phénomène permettant de faire migrer le liquide tout en formant passivement une granulite résiduelle.

La déformation D_2 a également favorisé la migration des magmas gabbronoritiques qui s'injectent dans les foliations verticales. L'impact de ces gabbronorites sur le comportement et la déformation de la croûte est indirect mais bien réel. En effet, si ces magmas ne forment que rarement des plutons de taille similaire aux granites, leur très haute température permet aux granulites résiduelles d'atteindre des conditions UHT (entre 950 et 1050°C). Ces conditions auront un impact sur le grenat, dont la compétence diminuera, lui permettant de se déformer ductilement. Il est donc probable que ces magmas gabbronoritiques soient à l'origine d'un amollissement significatif des granulites résiduelles permettant l'accommodation de la déformation.

Les résultats EBSD préliminaires ont révélé une déformation ductile du grenat dans ces granulites résiduelles. De plus, ces dernières semblent porter régulièrement une linéation L_2 moyennement plongeante pouvant traduire un fluage décrochant de la croûte (avec une composante verticale plus ou moins importante) en régime transpressif. Ce fluage décrochant pourrait permettre, dans certain cas, lorsque la composante verticale est significative, une exhumation en contexte transpressif des unités profondes, comme observé dans le cas de la ceinture UHT de Madagascar (Martelat et al. 1999). Dans la KB, ceci pourrait expliquer certains trajets *P-T* en décompression adiabatique (Isothermal decompression, ITD) enregistrés dans certaines roches de la ceinture de Khondalite. Dans les granulites UHT, il est possible d'observer parfois des symplectites rétrogrades à orthopyroxène-cordiérite connues pour être généralement le résultat d'une décompression adiabatique (Harley, 1989). Ceci pourrait être le témoignage d'une possible exhumation plus ou moins importante post-collision à partir de 1,90-1,89 Ga.

1.2 Le liquide silicaté des migmatites UHT : localisation et migration

Dans les premiers stades de fusion partielle, stade critique de perte de viscosité, la partie solide de la migmatite est constitué (1) de phases participant à la fusion (dans cette étude la biotite, la sillimanite, le quartz et le plagioclase) qui vont soit disparaître progressivement, soit demeurer comme phases reliques (biotites titanifères plus réfractaires, quartz et feldspath en excès) et (2) de phases néoformées (liquides silicatés, phases péritectiques, dans cette étude grenat et spinelle, rarement orthopyroxène).

Il a été constaté que le liquide silicaté semblait se localiser soit à l'emplacement de niveaux minéralogiques fertiles en respectant l'héritage compositionnel du protolithe (Figure 7.1), comme l'ont montré Ganzhorn et al. (2016), soit dans des drains formés par les structures verticales de la déformation D_2. Dans le cas d'un protolithe de type métapélite ou métagrauwacke, la connexion du réseau solide semble être conservé pour des taux de liquide faible. Une augmentation de la quantité de liquide permettrait la connexion des liquides. De plus, il semble y avoir une ségrégation passive de la localisation du liquide. En effet, ce liquide forme des poches préférentiellement localisées en bordures d'agrégats solides en réponse à la

cristallisation des grenats péritectiques, pouvant créer à termes des niveaux de liquide interconnectés. Il y a donc une concurrence entre cohésion solide et connexion liquide lors de la fusion partielle, en conséquence la transition de connectivité du liquide (ou « melt connectivity transition », MCT, Rosenberg & Handy, 2005) pourrait survenir à des taux de fusion différent en fonction du protolithe, du rubanement de ce dernier et de la fertilité de chaque niveau.

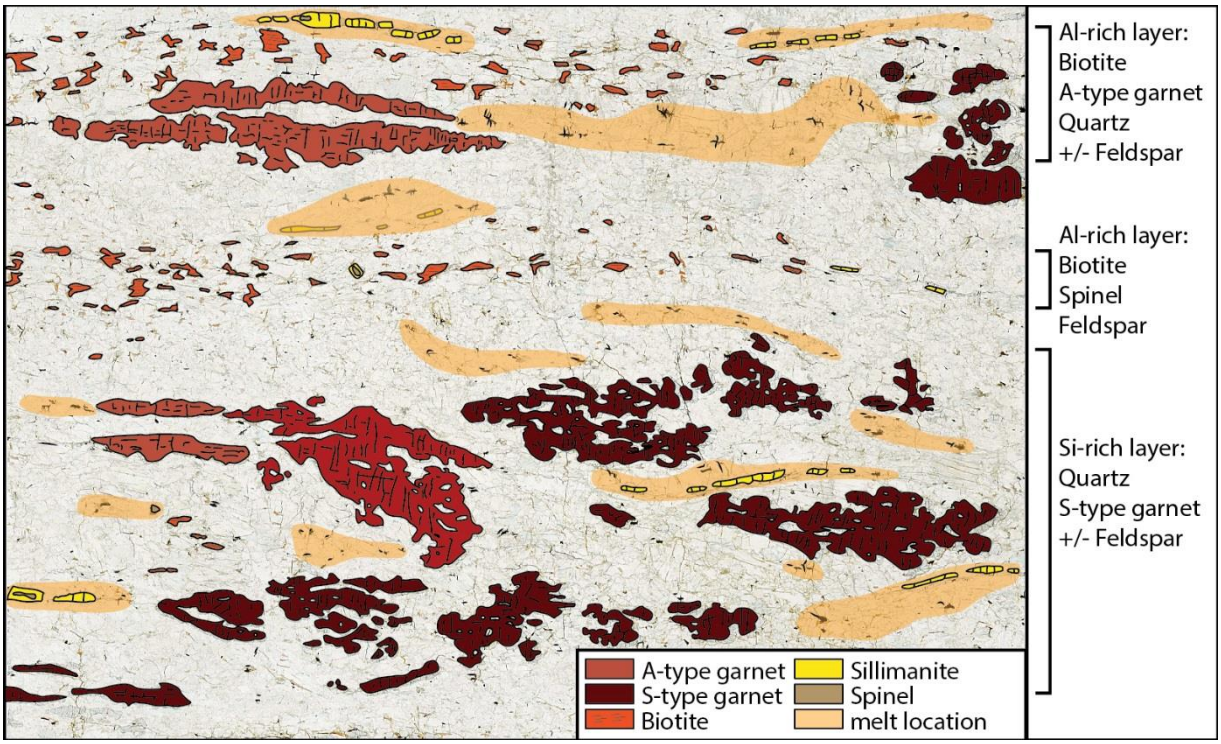

Figure 7.1 : Schéma de la migmatite FZ34 illustrant l'impact de l'héritage pétrographique. On y observe des niveaux réfractaires à biotite, niveaux sur lesquels ont nucléé les grenats de type-A ; des niveaux siliceux solides où ont cristallisé des grenats de type-S ; et des niveaux quartzo-feldspathiques où l'on retrouve des indices de présence de liquide silicatés. On remarque bien que le liquide silicaté est ségrégué en périphérie des agrégats solides à grenat-quartz et des grenats de type-A, soulignant la foliation S_1 de la migmatite.

Dans les métatexites S_1, le liquide semble se former en plus grande quantité dans les niveaux alumineux plus fertiles, formant alors un niveau plus ou moins continu et parallèle à la foliation (Figure 7.1). Dans les niveaux siliceux, le liquide est produit en plus petite quantité et se localise au pourtour des agrégats grenat-quartz solide. Le liquide semble présent sous forme de petites poches localement et il est possible que des connexions interstitielles existent mais elles sont moins développées que dans la foliation S_2. Nous avons vu qu'avec le développement d'une foliation fortement pentée, la ségrégation du liquide est très présente.

Dans les roches sources, le liquide silicaté migre au travers de la foliation S_2. L'ascension des liquides magmatiques est stoppée par la cristallisation de sillimanite prismatique et de quartz, témoignant de leur migration passée.

Dans les roches s'enrichissant en liquide, un réseau interconnecté de liquide interstitiel se développe puis forment des veines centimétriques à décimétriques, des poches de percolation métriques et pour finir des sills et dykes alimentant les plutons de granite de type-S. Deux types de ségrégation semblent en action : une ségrégation par compaction formant passivement un résidu réfractaire qui donnera des granulites résiduelles (Chapitre 4) et un drainage le long de structures D_2 favorables à un transfert vertical (Vanderhaeghe, 2009).

1.3 Evolution du squelette minéral au cours de la fusion partielle : le rôle du grenat

Dans la ceinture de Khondalite, le grenat est omniprésent et abonde dans les migmatites et granites. Le grenat est une des phases ferromagnésiennes les plus répandues dans la croûte moyenne et inférieure et a toujours fait l'objet d'études approfondies compte tenu de son utilisation en thermobarométrie et plus récemment en géochronologie (Duchêne, Fornelli, Micheletti, & Piccarreta, 2013 ; Mezger, Essene, & Halliday, 1992 ; Pyle et al., 2001 ; Skrzypek et al., 2011 ; Smit, Scherer, & Mezger, 2013 ; Spear, 1991). Cependant, son comportement face à la déformation a été beaucoup moins étudié, avec seulement quelques travaux en 20 ans (e.g. Ji & Martignole, 1994 ; Kleinschrodt & Mc Grew, 2000 ; Martelat et al., 2012 ; Voegelé et al. 1998a, b). Ces études montrent que le grenat peut se déformer plastiquement, notamment quand les températures sont très élevées (>900°C ; Ji & Martignole 1994, Martelat et al., 2012).

Le grenat des migmatites de la ceinture de Khondalite est majoritairement péritectiques et cristallise dans les niveaux alumineux et siliceux de la migmatite. Nous avons vu en chapitre 5 que la typologie du grenat dépendait de sa localisation pétrographique. Dans le cas des grenats de type-A, la nucléation de ce dernier s'effectue sur les agrégats de sillimanite comme décrit par Martelat et al. (2012). Cette cristallisation se fait donc sur le squelette minéral, la sillimanite et la biotite peuvent être partiellement à totalement remplacées par du grenat avec en périphérie de l'ilménite ou du rutile (Figure 7.1). Dans les niveaux siliceux, la fusion partielle est limitée car la biotite et la sillimanite sont en déficit et le quartz en excès, le grenat qui cristallise dans

des interstices intra granulaires, englobe progressivement des grains de quartz et acquiert ainsi cet aspect poecilithique (grenat de type-S). La nucléation du grenat se fait donc une fois encore sur le squelette minéral, formant un agrégat solide de grenat et de quartz avec un liquide localisé en bordure d'agrégat (Figure 7.1).

1.4 Déformation du grenat et du squelette minéral au cours de la fusion partielle

L'étude du comportement rhéologique des roches partiellement fondues se focalise généralement sur la proportion liquide/solide (e.g. Rosenberg & Handy, 2005). La présence de liquide silicaté étant le facteur principal d'affaiblissement, le comportement de la partie solide est moins étudié bien qu'il puisse avoir un impact sur la rhéologie de la migmatite. Des études ont par le passé montré que le grenat, à très haute température, pouvait être moins compétent que le quartz (Ji & Martignole, 1994) et qu'il se déforme de manière ductile (Ji & Martignole, 1994 ; Martelat et al., 2012). Les analyses EBSD des grenats des migmatites structurées par la foliation S_1 ont effectivement souligné une déformation ductile du grenat (chapitre 5). Ceci est d'autant plus important que certains modèles proposent que la déformation hétérogène de la phase solide des migmatites créé un gradient de pression qui pourrait participer à la migration du liquide silicaté (Brown et al., 1995 ; Vanderhaeghe, 2009).

Ji & Martignole (1994) avaient déjà montré, en utilisant les lois de fluage, que le grenat pouvait devenir moins compétent que le quartz. En prenant en compte les barres d'erreur des paramètres expérimentaux utilisés, la zone de transition entre $\sigma_{grenat}>\sigma_{quartz}$ et $\sigma_{grenat}<\sigma_{quartz}$ se situe entre 800 et 1150°C (Figure 7.2), soit des conditions possibles au cœur d'un orogène. De plus, la perte de compétence du grenat est de 3 ordres de grandeur entre 700 et 1000°C. En prenant en considération un agrégat biphasé à grenat + quartz, nous avons démontré que ces deux phases peuvent accommoder la déformation à très haute température du fait d'une chute du contraste de compétence $\tau_c = \tau_{Grt}/\tau_{Qz}$ entre le grenat et le quartz initialement de 90 à 700°C à environ 1,4 à 1000°C (Chapitre 5, Figure 7.2).

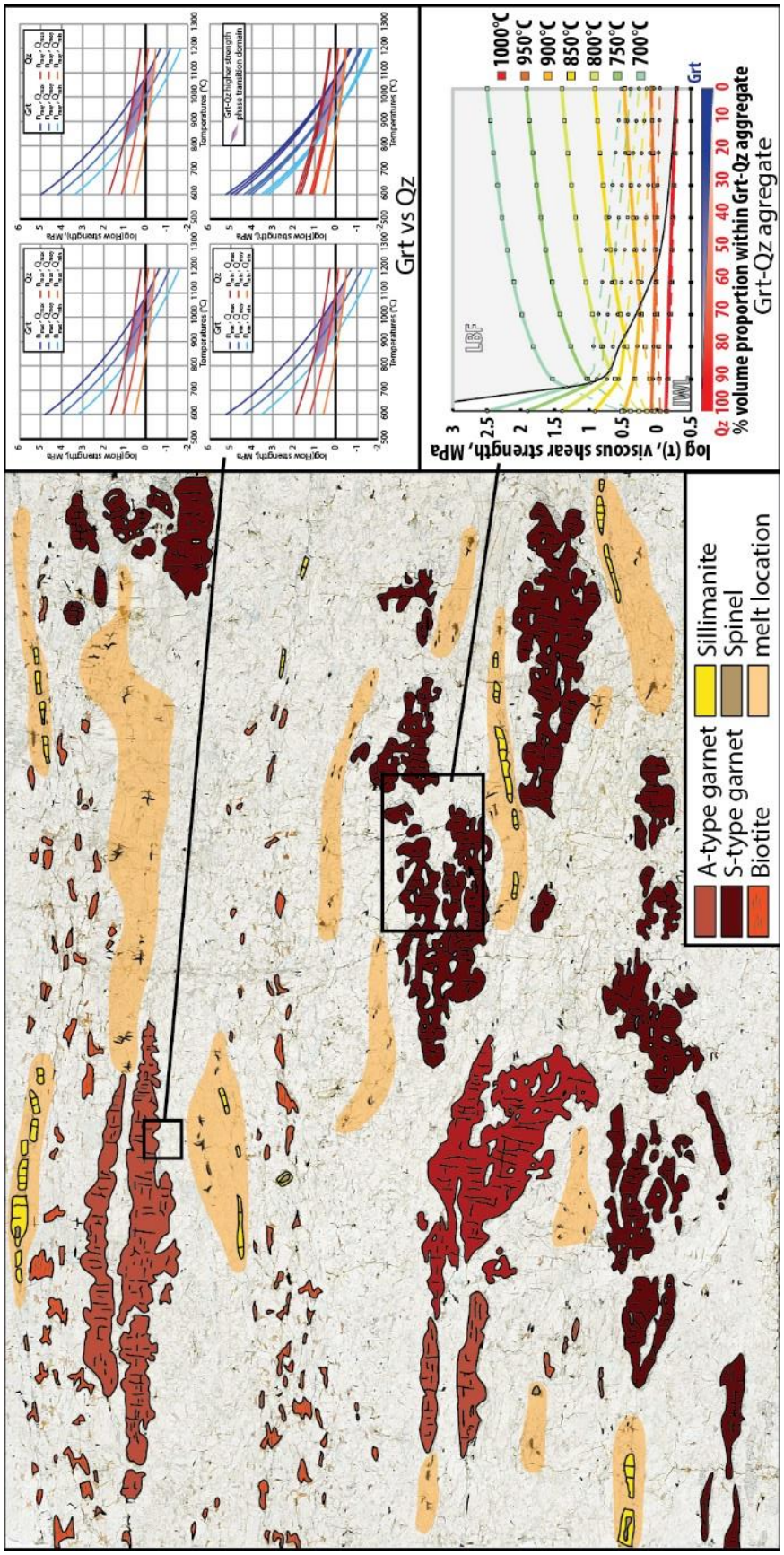

Figure 7.2 : Schéma de la migmatite à grenat FZ34. Les hétérogénéités de la migmatite imposent de prendre en considération dans la modélisation rhéologique divers contexte. On distingue donc la compétence du grenat de type-A face à celle du quartz de la matrice quartzo feldspathique adjacente, et la compétence de l'agrégat grenat-quartz dans les niveaux siliceux.

Si la cristallisation du grenat au cours de la fusion partielle n'a pas déconnecté le réseau solide des migmatites, elle n'a pas non plus rigidifié ces dernières. Au contraire, le grenat, comme les autres phases du squelette minéral s'est suffisamment amolli pour contribuer à l'accommodation de la déformation. Le faible contraste de force de cisaillement visqueux (« viscous shear strength ») entre grenat et quartz à partir de 900°C permet de dire que cet agrégat est aussi peu compétant qu'un agrégat quartzo-feldspathique à ces mêmes conditions. La déformation d'une migmatite en condition HT/UHT (850-1100°C) semble être accommodée dans son ensemble par le squelette et le liquide.

Si l'on simplifie la migmatite en un système biphasé solide + liquide, un tel résultat implique deux possibilités quant à son comportement : 1) le squelette minéral forme une charpente au sein de laquelle se trouve en faible proportion du liquide (microstructure et comportement en « Load-Bearing Framework », LBF ; Handy, 1994) ; 2) le liquide et le squelette minéral forme des niveaux interconnectés respectifs mais le contraste de viscosité entre le liquide et le solide est suffisamment faible pour que les deux phases se déforment de manière synchrone (microstructure et comportement en « Inteconnected Weak Layer », IWL ; Handy, 1994).

Dans le cas en IWL, la MCT est franchi mais le contraste de viscosité entre le liquide et le solide devrait être anormalement faible permettant au deux phases d'accommoder la déformation simultanément. Or, les données de viscosité des liquides granitiques sont bien connues et sont bien plus faible que celle d'un quartzite même en conditions UHT. Cette hypothèse est donc très peu probable.

Dans le cas en LBF, ceci sous-entend que la transition de connectivité du liquide (MCT ; Rosenberg & Handy, 2005) n'est pas nécessairement franchie et que le squelette minéral joue un rôle majeur dans l'accommodation de la déformation au cours du fluage de la croûte continentale. Les études expérimentales se font en général en conditions UHT, avec des températures comprises entre 800°C et 1100°C sur des échantillons monophasés (e.g. quartzite dans Rutter & Neumann, 1995). Dans ces études, la perte de viscosité dans les premiers incréments de fusion partielle pourrait donc être liée à l'apparition progressive du liquide et à sa mise en connexion, et au squelette minéral dont la compétence diminue fortement en conditions UHT (dans la mesure où l'on néglige l'impact de la fracturation).

En condition UHT, le grenat et les agrégats grenats-quartz présentent une compétence similaire à un agrégat quartzo-feldspathique. L'impossibilité de discriminer l'impact de l'apparition du liquide et de la perte de compétence du squelette minéral sur le comportement

global d'une migmatite, dans les premiers incréments de la fusion partielle, faite pour un quartzite en conditions expérimentales peut donc se transposer à une migmatite à grenat naturelle en contexte UHT. De ce point de vue, l'utilisation de donnée rhéologique d'un quartzite semble être une bonne approximation lorsque les températures sont hautes (850-1100°C). Les taux de liquide obtenus dans ce travail de thèse sont en bonne adéquation avec les estimations de Unsworth et al. (2005) qui proposent entre 5 et 14% de liquide silicaté dans la zone partiellement fondue du plateau tibétain. Bien que Jamieson et al. (2011) proposent que le fluage à l'origine de la construction d'un plateau débute lorsque la MCT est atteinte, de tel taux de fusion ne signifie pas nécessairement le franchissement de la MCT. Il est donc possible qu'à des températures >850°C la perte de compétence de la croûte soit conjointement liée à l'apparition de liquide et à la perte significative de compétence du squelette minérale des migmatites, enclenchant le fluage de celle-ci dès les premiers stades de la fusion partielle.

2. La ceinture de Khondalite, vers une réévaluation de son contexte géodynamique

2.1 La ceinture de Khondalite : des résultats incompatibles avec la collision entre les blocs de l'Ordos et de Yinshan.

Les modèles classiques proposés pour expliquer la formation de la ceinture de Khondalite s'accordent sur une collision N-S à *ca.* 1,95 Ga entre deux blocs que sont les blocs de l'Ordos au Sud et de Yinshan au Nord suivi d'un métamorphisme UHT post-collision à *ca.* 1,92 Ga (Figure 7.3 ; Guo et al., 2012 ; Huang et al., 2016 ; Jiao et al., 2013, 2015, 2017 ; X.W. Li & Wei, 2016, 2018 ; Peng et al., 2010, 2011, 2012, 2014 ; Santosh et al., 2007a, b, 2008, 2009, 2012, 2013 ; Shimizu et al., 2013 ;Tsunogae et al., 2011 ; Yang et al., 2014 ; H.T. Zhang et al., 2012).

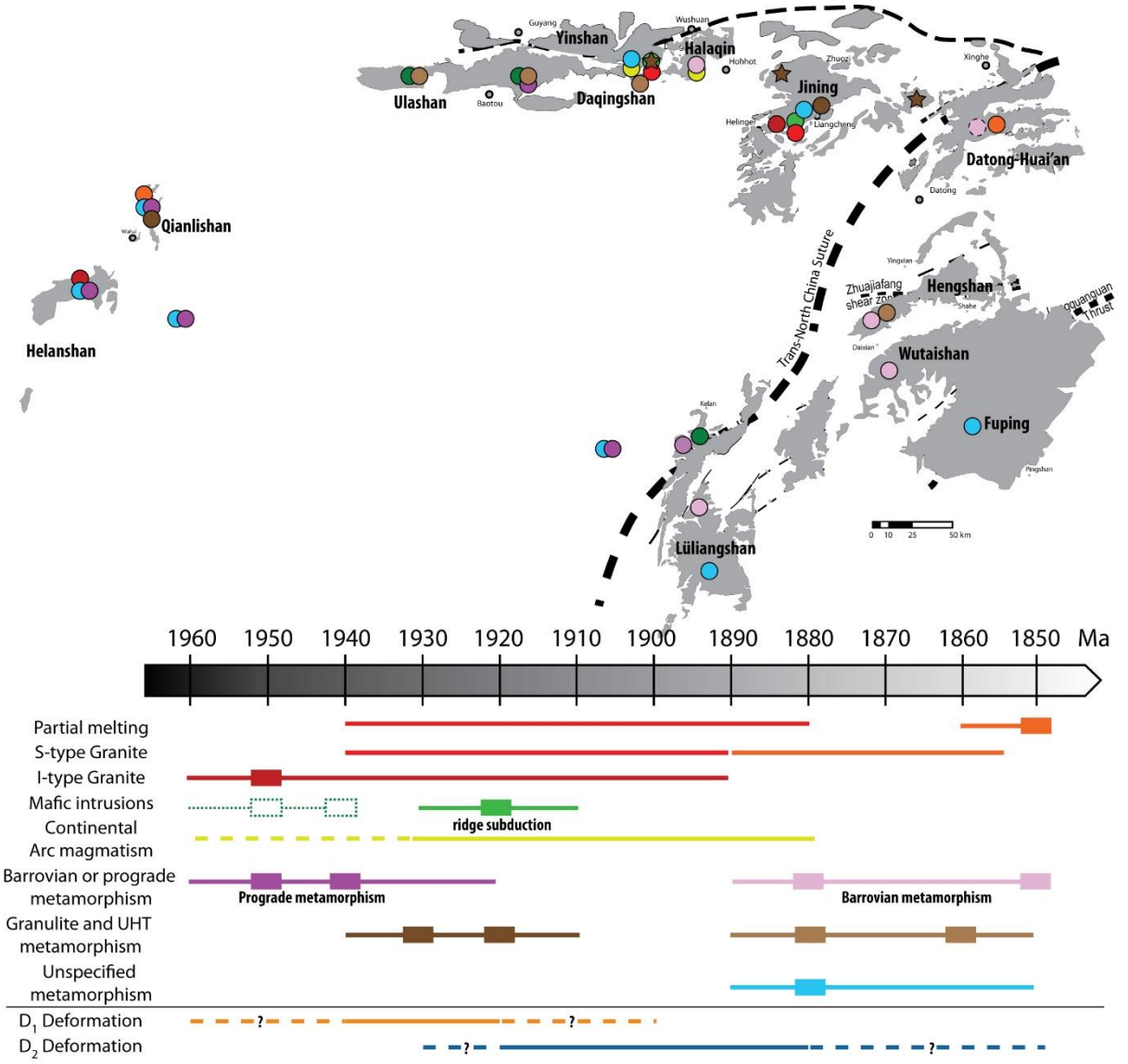

Figure 7.3 : Synthèse des données de la bibliographie et des analyses de cette étude, présentant les événements magmatiques, métamorphiques et de déformation dans la ceinture de Khondalite et dans la TNCB illustré spatialement et dans une frise chronologique.

L'analyse structurale réalisée dans cette thèse a mis en évidence une structuration majeure décrochante sur la base de la présence de zones de cisaillement migmatitiques verticales étendues de manière homogène sur l'ensemble de la Khondalite Belt. Elle résulte de la déformation transpressive dextre D_2 qui reprend une déformation D_1, laquelle a accommodé le fluage latéral de la croûte en contexte d'arc magmatique (Chapitre 4). Lors de cette étude de thèse, aucune zone de suture n'a été observée dans les complexes de Jining ou du Wulashan-Daqingshan. Aucune zonalité sédimentaire, structurale et métamorphique de la chaîne n'a pu être observée. En d'autres termes, cette ceinture de Khondalite ne présente pas de zone interne de haute pression ni de zone externe de plus basse pression. Les données *P-T* du métamorphisme caractérisant la ceinture de Khondalite sont très homogènes que ce soit pour

les roches métamorphiques UHT ou HT et il n'a pas été identifié de gradient métamorphique (Chapitres 3, 4 et 5 ; Figure 7.3). De plus, le bloc de l'Ordos est proposé comme étant un bloc archéen mais son étendu n'est pas contrainte et il n'a pas été reconnu dans la région étudiée, peut-être en raison de la présence d'une couverture de lœss parfois très épaisse. *A contrario*, des études menées sur des carottes de forages prélevées, sous les dépôts de lœss au sud de la KB, révèlent l'existence de roches paléoprotérozoïques similaires aux khondalites (Gou et al., 2016 ; He et al., 2016 ; Wan et al., 2013 ; W.R.Z. Wang et al., 2014). L'ensemble de ces observations rendent peu convaincante l'interprétation de la KB comme une chaîne de collision entre les blocs de l'Ordos et de Yinshan mentionnée dans la littérature de cette région de Chine.

2.2 La ceinture de Khondalite : un arc magmatique continental de type-Andes.

Peng et al. (2014) ont proposé l'existence d'un arc magmatique continental après 1,95 Ga, en lien avec une subduction vers l'Ouest puis une collision avec le complexe de Huai'an. Cette subduction correspondrait à la fermeture de l'Océan Lüliang séparant le Bloc de l'Est et le Bloc de l'Ouest. Dans la partie Nord de la « Trans-North China Belt », on retrouve des structures orogéniques orientées NE-SW avec des nappes chevauchant vers le SE dans les complexes du Lüliangshan, du Wutaishan, du Hengshan, du Fuping et de Zanhuang (e.g. Peng et al., 2014 ; Trap et al., 2007, 2008, 2009a, b, 2011, 2012). Dans la partie la plus à l'Est du complexe de Jining, la foliation S_2 est parallélisée à la zone de cisaillement de Datong-Chengde (ou « Datong-Chengde Shear Zone » de Trap et al., 2011). Cette zone de cisaillement de Datong-Chengde serait, selon Trap et al. (2012), l'extension Nord-Est de la zone de suture affleurant dans le complexe du Lüliangshan et serait le résultat d'une collision à 1,89 Ga. Cet âge est cohérent avec le métamorphisme Barrovien observé dans le complexe de Halaqin (Figures 7.3 ; Huang et al., 2016) ainsi qu'avec le métamorphisme granulitique parfois UHT décrit à Shaerqin (Jiao et al., 2015) et dans le complexe de Jining (Yang et al., 2014).

En considérant l'ensemble des données structurales, pétrologiques et géochronologiques, nous avons proposé un modèle alternatif basé sur ce contexte d'arc magmatique continental (Chapitres 4, 5 et 6). Nous allons discuter dans les parties suivantes de la signification des structures D_1 et D_2 et du lien avec le métamorphisme HT/UHT.

2.2.1 Signification des structures S_1 et L_1 et lien avec le métamorphisme UHT

La foliation S_1 est une foliation initialement horizontale à faiblement pentée vers le Sud-Est et elle est synchrone de la fusion partielle et d'un métamorphisme UHT. Plusieurs contextes géodynamiques peuvent être envisagés afin de comprendre l'origine d'une foliation migmatitique subhorizontale de très haute température.

Dans le cas des Andes centrales, la subduction de la plaque Nazca se fait avec un fort plongement (e.g. Allmendinger, Jordan, Kay, & Isacks, 1997 ; Ehlers & Poulsen, 2009). Dans le modèle de Collins (2002) basé sur l'étude des orogènes de Lachland et de Nouvelle-Angleterre en Australie, une extension est associée au fort angle de plongement du slab et provoque un amincissement crustal et une remontée du manteau asthénosphérique à l'origine du développement d'un métamorphisme UHT (Figure 7.4a). En raison de l'amincissement issu du même phénomène dans une partie de l'orogène des Andes, les différences d'épaisseur de croûte et de lithosphère s'accompagnent de variations latérales des forces gravitaires. Ces variations latérales des forces gravitaires seraient le moteur du fluage horizontal de la croûte inférieure chaude et affaiblie mécaniquement, à l'origine de la formation du plateau de l'Altiplano-Puña (e.g. Gerbault, Martinod, & Hérail, 2005 ; Husson & Sempere, 2003 ; Ouimet & Cook, 2010). On note la présence de deux zones (distale et proximale par rapport à la zone de subduction) où les forces tectoniques sont plus importantes que dans la zone centrale amincie (Figure 7.4a). Dans les Andes ces deux zones sont respectivement appelées Cordillère Est et Cordillère Ouest. Dans ce contexte, la surrection du plateau de l'Altiplano-Puña a été proposée comme étant le résultat du fluage latéral de la croûte orogénique (e.g. Gerbault et al., 2005 ; Husson & Sempere, 2003 ; Ouimet & Cook, 2010). Le fluage crustal a été proposé soit depuis ces Cordillères de l'Est et de l'Ouest (Figure 7.4a ; Husson & Sempere, 2003 ; Ouimet & Cook, 2010), soit parallèlement à l'orogène vers le Nord depuis les reliefs du Puña (Figure 7.4b ; Gerbault et al., 2005 ; Schildgen & Hoke, 2018). Des études de paléo-topographie et de modélisation numérique ont montré que la construction du plateau de l'Altiplano-Puña a duré entre 20 et 30 Myr (Ouimet & Cook, 2010 ; Schildgen & Hoke, 2018).

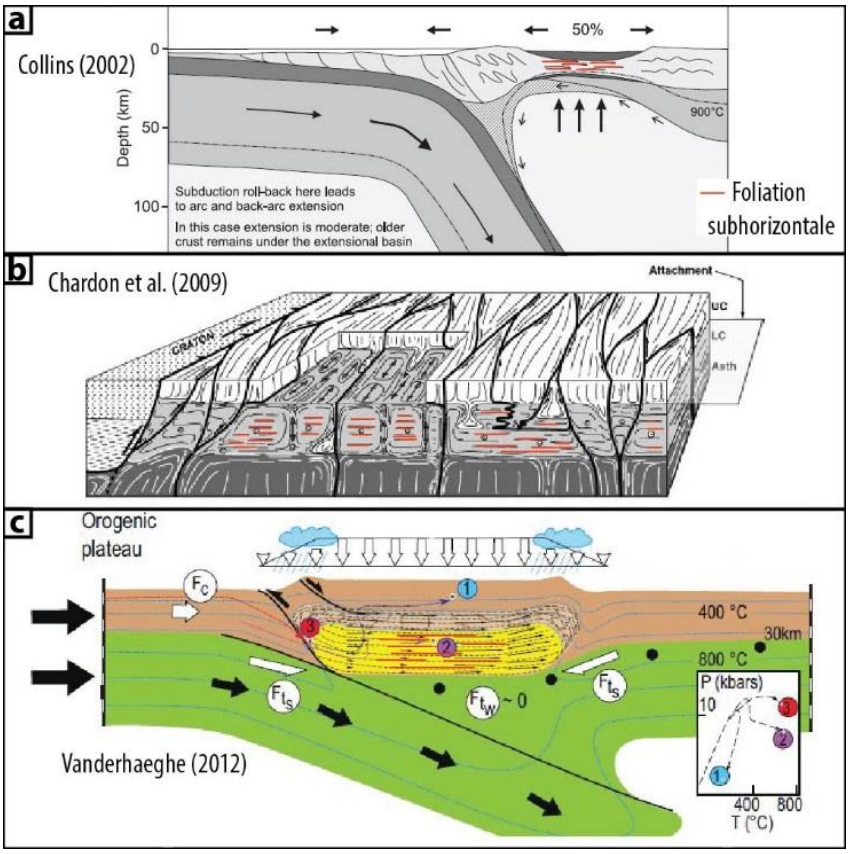

Figure 7.4 : Représentation schématique de contextes géodynamiques dans lesquels peut se développer une foliation subhorizontale : a) modèle en extension au cœur d'un arc magmatique continental, modifié de Collins (2002) et Harley (2016) ; b) modèle des orogènes ultra-chaud, modifié de Chardon et al. (2009) ; c) modèle du plateau orogénique comportant un chenal de fluage, modifié de Vanderhaeghe (2012).

C'est ce modèle de plateau orogénique de type-Andes qui est privilégié dans le cas de la déformation D_1 de la ceinture de Khondalite. Suite à une subduction à fort angle une extension permettrait à l'asthénosphère de remonter et réchaufferait la croûte inférieure à moyenne jusqu'à atteindre des conditions UHT. La fusion partielle de la croûte moyenne et inférieure, couplée à l'apparition de variation latérale des forces gravitaires, permet le développement de la déformation D_1 correspondant à un fluage horizontal parallèle à l'orogène de la croûte UHT et partiellement fondue (Chapitre 4).

Les relations entre les assemblages métamorphiques et les fabriques D_1 et D_2 ont permis d'identifier deux événements UHT : un événement UHT syn-D_1 à 1,94-1,93 Ga et un métamorphisme UHT syn-D_2 à 1,92 Ga (Chapitre 4 ; Figure 7.3).

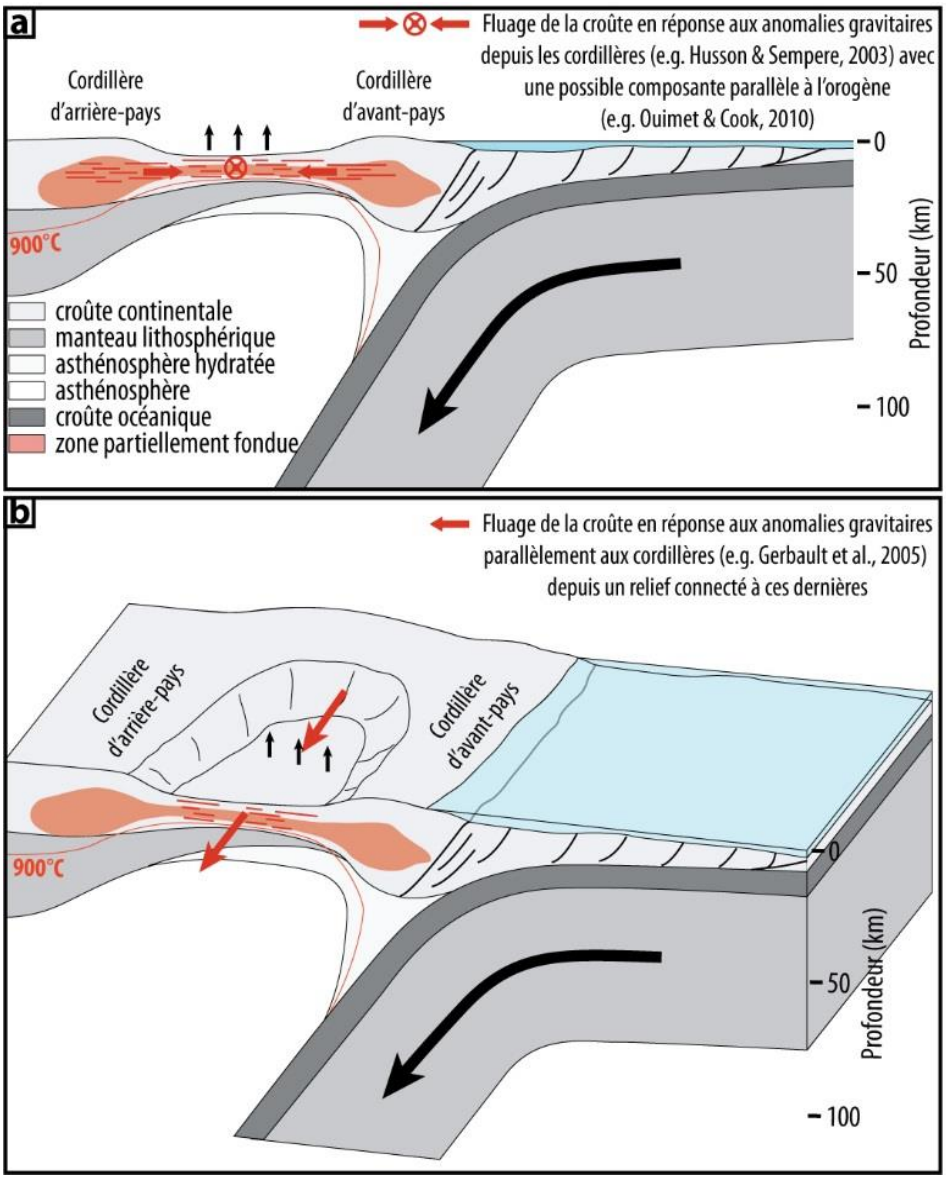

Figure 7.5 : Illustrations schématiques des moteurs du fluage de la croûte dans un arc magmatique continental type Andes transposées sur le modèle de Collins (2002) : a) fluage depuis les cordillères ; b) fluage parallèle à l'orogène depuis un relief adjacent.

L'événement UHT syn-D_1 est lié à une remontée de l'asthénosphère pendant la construction de l'arc. Ce métamorphisme UHT est caractérisé par des trajets *P-T* horaires (Chapitre 5 ; Figure 7.6). Comme nous venons de voir, dans notre modèle alternatif, le métamorphisme UHT ne serait pas post-collisionnel mais anté-collisionnel (Figures 7.3, 7.4 et 7.5), pendant le fonctionnement de l'arc magmatique continental, contexte bien connu pour être favorable au développement de conditions UHT (Clark et al., 2011 ; Collins, 2002 ; Harley, 2016 ; Kelsey, 2008 ; Kelsey & Hand, 2015 ; Sizova et al., 2010).

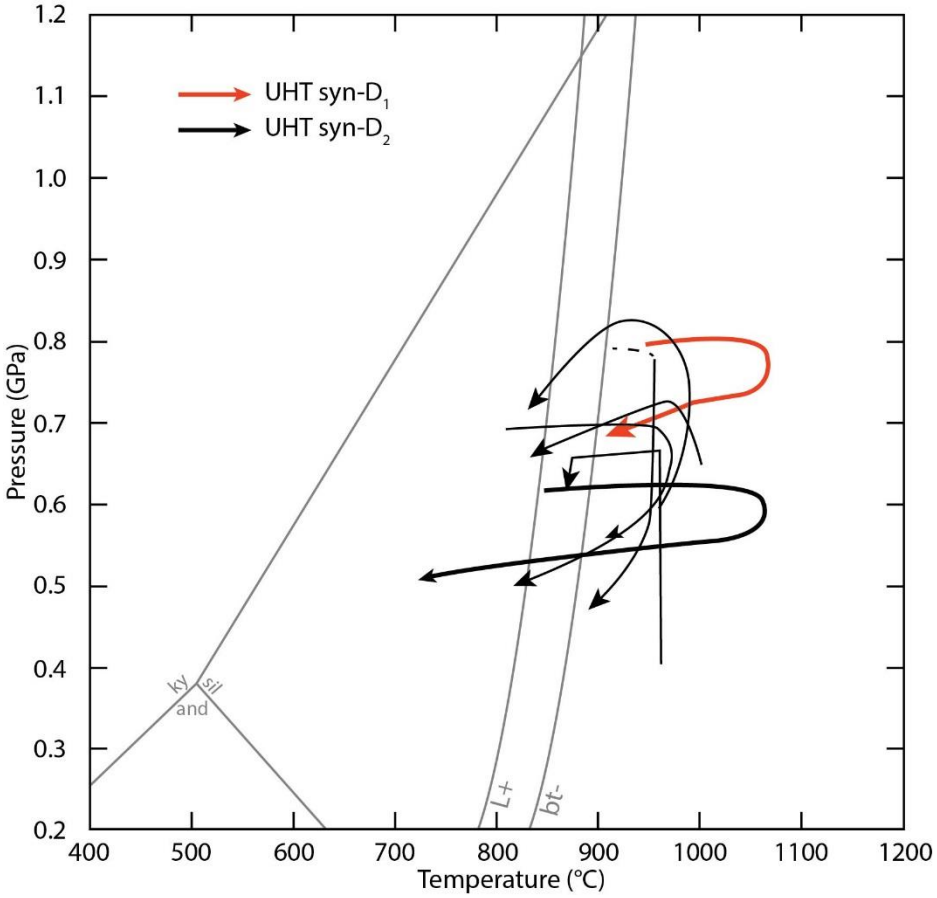

Figure 7.6 : Synthèse des trajets P-T IBC du métamorphisme de ultra-haute température.

Deux autres modèles permettent le développement d'une foliation suprasolidus subhorizontale au cours d'une déformation sous des conditions HT/UHT : le modèle de l'orogène ultra-chaud et le modèle d'un orogène de collision avec plateau continental de type-Tibet (7.4 b et c). Cependant, ce dernier implique une collision continentale avant la mise en place d'un fluage de la croûte développant une foliation subhorizontale. Il est donc difficilement applicable à la ceinture de Khondalite car le fluage observé lors de la déformation D_1 se produit avant la collision.

Chardon et al. (2009) proposent, dans leur modèle d'**orogène ultra-chaud**, que la croûte inférieure peut se structurer en cellules formées par un partitionnement de la déformation avec des zones de faibles et fortes contraintes. Dans les zones de fortes contraintes se développe une foliation verticale formant les bordures des dites cellules (Figure 7.4b). Le cœur de ces dernières serait une zone de faible contrainte où l'on pourrait observer une foliation subhorizontale. Ce modèle permet d'expliquer la présence conjointe de foliations subhorizontales porteuses d'une

linéation subhorizontale parallèle à l'orogène et de foliations subverticales porteuses de linéation parfois verticales.

Cette structuration présente certaines similitudes avec la structure décrite dans la KB (Chapitre 4), cependant certains points clés de ce modèle divergent de nos observations. Ce modèle implique un épaississement crustal limité. Les auteurs évoquent la formation d'un plateau s'élevant à 2 km d'altitude au maximum du fait de la présence de phénomènes tels que de la sagduction, du diapirisme, ou encore du renversement gravitaire (Chardon et al., 2009). Les données pétrographiques de la ceinture de Khondalite témoignent d'une croûte orogénique épaissie. De plus, notre étude structurale révèle deux déformations superposées : la formation des structures verticales est le résultat de la déformation D_2 affectant une première déformation D_1 structurée horizontalement. Les résultats de notre étude structurale sont donc incompatibles avec un régime de déformation permettant le développement synchrone d'une foliation subhorizontale et subverticale. Ce modèle semble donc difficile à appliquer dans le cas de la ceinture de Khondalite.

2.2.2 Déformation D_2 et métamorphisme UHT dans l'arc magmatique

Dans le modèle d'arc magmatique continental de Collins (2002), il est possible d'observer, au cours de la convergence, un changement de l'angle de subduction, passant progressivement d'un angle élevé à un angle plus faible. Ces modifications angulaires pourraient être responsables d'une inversion du champ de contraintes dans la plaque supra-subduction. Il est proposé que ce changement d'angle soit causé par la mise en subduction d'une ride océanique (cf. Chapitre 4 ; Collins, 2002 ; Peng et al., 2014) et qu'il induise une phase de compression à l'origine de la déformation D_2 suprasolidus. Cette phase de déformation permettrait la formation d'une foliation subverticale S_2 qui va permettre de drainer les liquides à l'origine de la mise en place des granites de type-S, mais également des magmas gabbronoritiques issues de la subduction de la ride (Chapitre 4). Ces magmas très chauds sont responsables d'un métamorphisme UHT à 1,92 Ga enregistré dans des granulites structurées par une foliation S_2 et contribuent au partitionnement de la déformation dans la croûte orogénique (Chapitre 4).

Ce partitionnement de la déformation s'observe localement à la suite de l'initiation de la déformation D_2. En effet, la présence de larges plutons magmatiques comme les plutons de

granite de type-I de Liangcheng et de Helingeer permettent la préservation d'un couloir où la S_1 est toujours présente (Chapitre 4). Au sein de ce couloir se développe dans les granites une zone d'interférence D_1/D_2 où des zones en constriction E-NE sont soulignées par des structures de type-L (Article 2 du chapitre 4). De plus, dans la S_2 suprasolidus, les résultats préliminaires sur les grenats des granulites résiduelles révèlent la possibilité d'une déformation ductile de ces grenats (Chapitre 5). Les conditions UHT au sein de ces roches pourraient être favorables à une accommodation de la déformation sous la forme d'un fluage en décrochement avec une composante verticale plus ou moins importante.

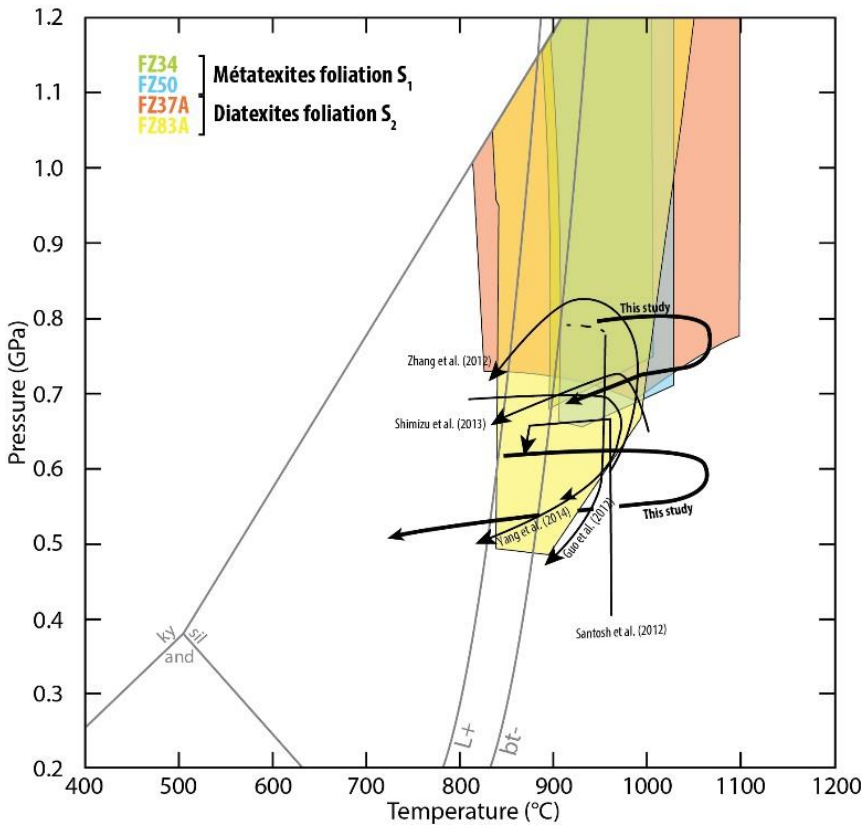

Figure 7.7 : Représentation des champs de stabilité des assemblages du pic du métamorphisme pour des métatexites dans la foliation S_1 et pour les diatexites dans la foliation S_2.

Le métamorphisme UHT syn-D_2 est également associé à la mise en place des intrusions de gabbronorite pendant la subduction de ride. Ce deuxième métamorphisme soulève des questions. Dans le modèle de Collins (2002), la compression dans l'arc (résultant de la collision avec un plateau océanique) est à l'origine d'un épaississement crustal et d'une baisse des températures. En effet, la lithosphère s'épaississant, l'asthénosphère ne se trouve plus anormalement élevée, permettant à la croûte inférieure de ne plus être en condition UHT. Le

métamorphisme UHT devrait donc théoriquement être avorté suite à la compression dans l'arc magmatique avec des trajets *P-T* dans les granulites qui devraient être si l'on suit purement le modèle de Collins (2002) en IBC antihoraire. Dans le cas des migmatites UHT, les pseudosections présentées dans l'Article 3 ainsi qu'en Figure 7.7 montrent des champs de stabilité des assemblages au pic du métamorphisme très vastes en termes de pression. Cela signifie que pour des températures supérieures à 850°C, la roche n'enregistre pas forcément d'augmentation de pression si celle-ci est comprise à entre +0 et +0,4 GPa, soit un enfouissement d'environ 15 km maximum. Toutefois, l'épaississement crustal est avéré par la présence de khondalites granulitiques ayant enregistrées des pressions entre 1.0 et 1.2 GPa à 1.92 Ga dans le complexe de Jining (Santosh et al., 2006) et de granulites UHT syn-D_2 témoignant d'une évolution *P-T* antihoraire (Figure 7.6 ; e.g. Santosh et al., 2012 ; Shimizu et al., 2013).

2.2.3 Signification des trajets *P-T* en décompression adiabatique (ITD)

Des trajets *P-T* de littérature présentent une forme de trajet proche d'une décompression adiabatique ou « isothermal decompresion » (ITD) tamponné à environ 800-850°C (Figure 7.8) en raison de la réaction endothermique de fusion partielle par déshydratation de la biotite dont la température est plus élevée à cause de la teneur élevée en Ti et F de ces dernières (Dooley & Patiño Douce, 1996 ; Le Breton & Thompson, 1988). L'âge du pic du métamorphisme est donné selon les auteurs à 1,95 Ga et 1,92 Ga (e.g. Jiao et al., 2013 ; Yin et al., 2014) en réponse à la collision entre les blocs du Yinshan et de l'Ordos. Les données structurales, pétrographiques et géochronologiques obtenues dans ce travail de thèse ne sont pas en accords avec une telle collision à 1,95 Ga. La signification de cet âge est très incertaine car il n'y a eu aucune étude pétro- géochronologique détaillée. Ainsi, nous ne savons pas si l'âge à 1,95 Ga représente le trajet prograde, le pic de température ou l'exhumation rétrograde.

Ces trajets révèlent toutefois un épaississement crustal lié à des phénomènes d'enfouissement. Ces derniers peuvent être le résultat d'une éventuelle déformation D_0 lors de la construction de l'arc magmatique. Si l'épaississement crustal était estimé à 1,94-1,93 Ga, il serait possible de relier l'épaississement crustal au fonctionnement du chenal de fluage proposé dans notre modèle. Les trajets en ITD pourraient être également reliés à la déformation D_2 qui s'accompagne d'un épaississement crustal au cours de la compression de l'arc ou encore à la

collision à 1,90-1,89 Ga. Une étude pétro-chronologique détaillée sur ces échantillons se révèle indispensable pour trancher sur la question. La phase de décompression adiabatique pourrait quant à elle être lier à une exhumation en lien avec le passage progressif de la D_1 à la D_2. En effet, il est possible d'exhumer des unités profondes dans un système transpressif comme cela a été décrit dans la ceinture UHT de Madagascar (Martelat et al., 1999).

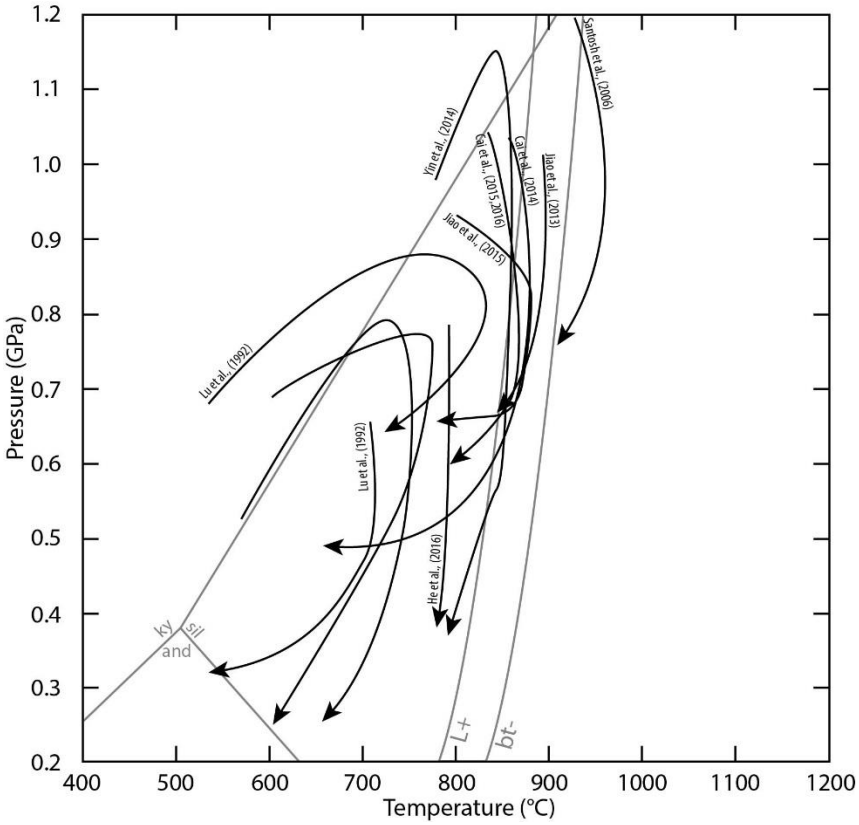

Figure 7.8 : Synthèse des trajets P-T ITD du métamorphisme granulitique de la ceinture de Khondalite.

2.3 Etendue géographique du plateau continental de la ceinture de Khondalite

Si l'on prend en considération la possible formation d'un plateau orogénique de type-Andes au cours de l'histoire de l'arc magmatique, il est probable que l'épaississement au cours de la collision soit tout relatif. C'est peut-être ces raisons qui expliquent que l'on observe rarement à l'heure actuelle des témoignages métamorphiques de la collision dans les complexes de Jining et du Wulashan-Daqingshan (Figure 7.5b) et plus facilement dans le complexe de

Halaqin (Huang et al., 2016). Ces unités structuralement plus élevées ont pu être enfouies au cours de la collision et enregistrer le métamorphisme barrovien à 1,90-1,89 Ga tel que décrit par Huang et al. (2016). Les trajets obtenus présentent donc des conditions de moyenne température, correspondant à un métamorphisme dans le faciès amphibolitique (Figure 7.9). Une des questions concernant cette collision et la possible transition entre un plateau continental de type-Andes vers un plateau continental de type-Tibet réside dans l'extension géographique de cette chaîne qui jusqu'à présent est méconnue.

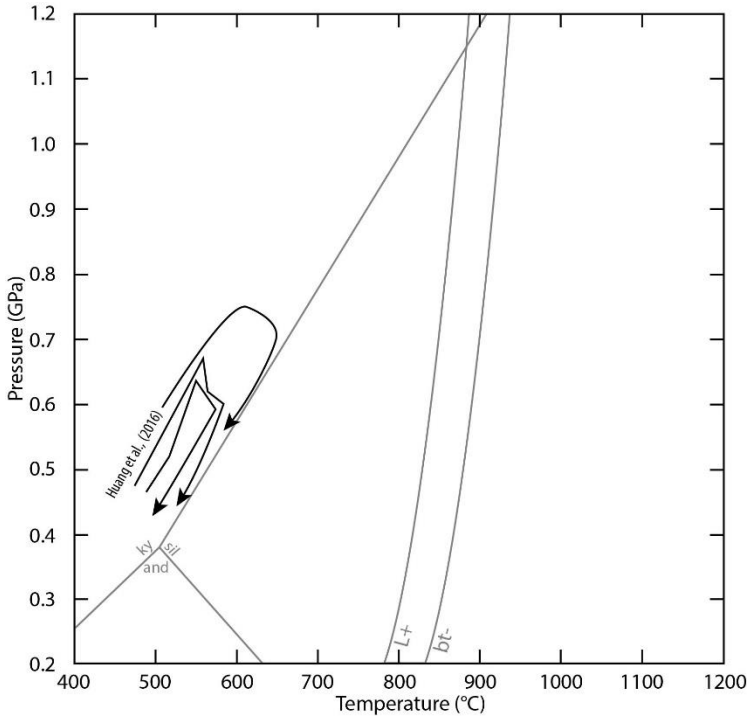

Figure 7.9 : Synthèse des trajets P-T ITD du métamorphisme granulitique de la ceinture de Khondalite

Gao, Kang, Li, & Bai, (2015) ont présenté une carte d'anomalie aéromagnétique afin de décrire la structure sous le bassin de l'Ordos (Figure 7.10). Sur cette carte, il est possible d'observer une anomalie négative pouvant correspondre à la TNCS (Figure 7.10 ; Chapitre 4 ; Peng et al., 2014). La ceinture de Khondalite présente une anomalie positive au niveau des complexes de Jining et du Wulashan-Daqingshan. Cette anomalie positive se prolonge vers le Sud-Ouest sur une grande superficie (Figure 7.10). Il est possible que cette anomalie corresponde à la prolongation de la ceinture de Khondalite. Dans l'hypothèse où il s'agirait du prolongement du plateau de Khondalite ce dernier s'étendrait sur 600 km de long pour 300 à 400 km de large et sa superficie représenterait environs 200 000 km². Et ces dimensions

pourraient être bien plus grande s'il s'avère que le bloc d'Alxa est une extension de la ceinture de Khondalite (Wu et al., 2014 et références associées).

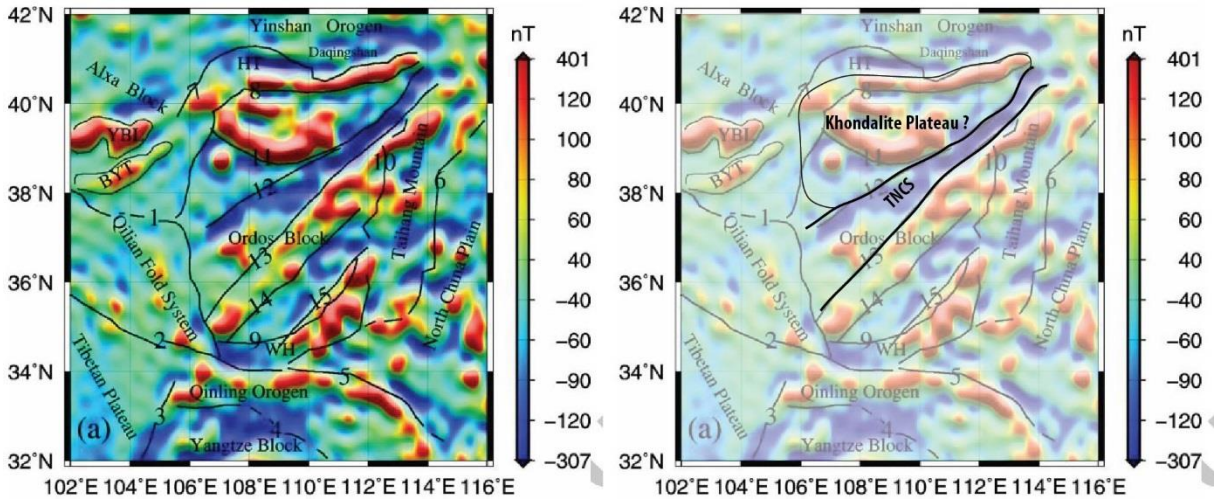

Figure 7.10 : Carte d'anomalie aéromagnétique dans la région du bassin de l'Ordos, modifiée de Gao et al. (2015). On peut y voir une anomalie négative pouvant correspondre à la TNCS. Une extension possible du plateau de Khondalite est proposée au regard de l'extension d'anomalies positives.

2.4 Bilan du modèle géodynamique de la ceinture de Khondalite et perspectives

Cette étude a permis de reconsidérer la ceinture de Khondalite non pas comme le résultat d'une collision N-S entre le Bloc de Yinshan et le Bloc de l'Ordos à 1,95 Ga mais comme étant un arc magmatique de type-Andes en marge ESE du Bloc de l'Ouest en lien avec une subduction à vergence WNW, avant de connaître une collision WNW-ESE avec le Bloc de l'Est-Fuping. Ce modèle suppose donc la construction d'un proto-plateau avant la collision continentale. Si les dimensions de ce plateau sont plus modestes que celles du plateau tibétain les phénomènes observés semblent similaires dans ces deux plateaux.

Similitudes avec l'Himalaya-Tibet et l'Orogène de Trans-Hudson

Dans cette configuration, la ceinture de Khondalite serait à la « Trans-North China Belt » ce que l'unité Tibet-Karakoram est à l'Himalaya. St-Onge et al., (2006) ont comparé ce

système Himalaya-Tibet-Karakoram avec une autre chaîne paléoprotérozoïque : l'orogène de Trans-Hudson, au Canada. En soulignant les similitudes en termes de déformation, de magmatisme et de métamorphisme, ces auteurs proposent que la tectonique moderne, observée en Himalaya-Tibet, était déjà active au Paléoprotérozoïque.

En comparant le système TNCB-ceinture de Khondalite aux systèmes Trans-Hudson et Himalaya-Tibet, il apparait une logique dans la nature et l'évolution des différents événements géodynamiques au sein de ces trois chaînes (Figure 7.11). On notera notamment le début d'une fusion partielle de la croûte profonde de la croûte supérieure débutant généralement 30 à 40 millions d'années avant la collision (Figure 7.11), accompagné d'un métamorphisme granulitique plus ou moins UHT. On notera également la présence de phénomène d'extrusion par chenal de fluage environs 20 millions d'année après la collision au moins pour deux de ces chaînes (l'Himalaya et la TNCB). Il serait donc possible que ces trois chaînes soient en toute vraisemblance des analogues géodynamiques à des âges différents.

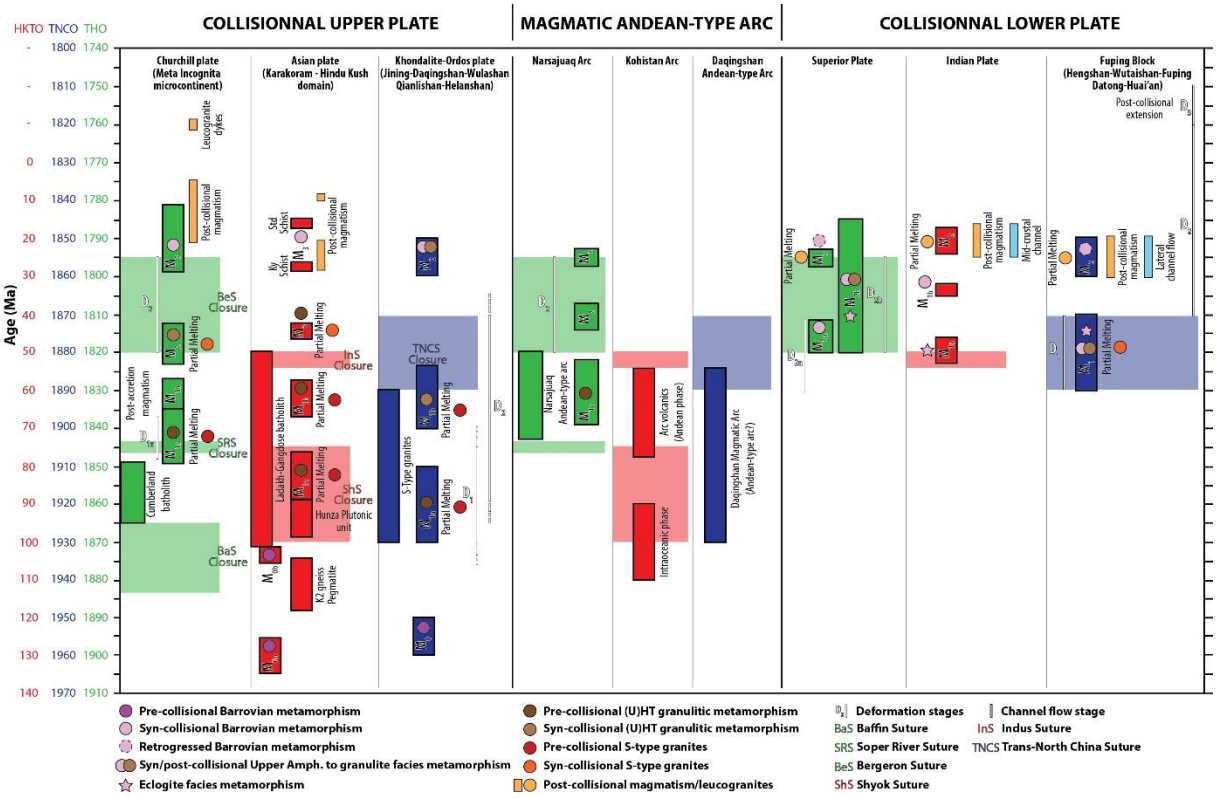

Figure 7.11 : Comparaison entre les orogènes de la Trans-Hudson (en vert), de l'Himalaya-Tibet (en rouge) et de la TNCB-ceinture de Khondalite en bleu. Figure modifiée de St-Onge et al. (2006).

La comparaison des âges et des durées entre les orogènes suggèrerait que le plateau orogénique Tibétain ne serait pas uniquement le seul résultat de la collision continental Inde-

Asie. Le plateau tibétain pourrait être érigé en deux temps, avec dans un premier temps un proto-plateau de type-Andes puis, à la suite de la collision Inde-Asie une évolution vers un plateau type-Tibet (e.g. de Sigoyer, Guillot & Airaghi, 2017). Au Tibet, sont documentés des granites mésozoïques de Type-I ainsi que des granites de type-S dans la région nord du plateau supposée être déjà épaissie à cette époque (e.g. de Sigoyer et al., 2017). De plus amples investigations pourraient établir si l'ensemble de ces similitudes correspondent au témoignage de l'existence d'un plateau continental de type-Andes avant la collision, comme proposé dans ce travail de thèse pour la ceinture de Khondalite. Enfin, la croûte orogénique profonde affleurant dans la KB et la TH semble donc une cible de premier choix pour étudier les processus tectoniques opérant dans les plateaux orogéniques.

3 Perspectives

Si un certain nombre d'avancées est proposé dans ce travail de thèse, il reste essentiel de poursuivre l'étude structurale de cette ceinture de Khondalite notamment dans les complexes de Halaqin, du Helanshan et du Qianlishan. Une étude des complexes du bloc de Alxan pourrait également apporter de nouvelles données pour discuter de son intégration totale, partielle, ou sa non-intégration à la ceinture de Khondalite. Dans ce travail de thèse sont discutés les sources de chaleurs nécessaires au métamorphisme UHT en lien avec les données structurales et pétrographiques, toutefois il serait intéressant d'effectuer des modélisations thermiques pour effectuer un bilan de la contribution des différentes sources de chaleur. Un travail plus en profondeur sur l'analyse EBSD des grenats des granulites résiduelles pourrait également fournir des informations sur la déformation de la croûte continentale au cours de la déformation D_2.

RÉFÉRENCES

Adjerid, Z., Godard, G., Ouzegane, K., & Kienast, J.-R. (2013). Multistage progressive evolution of rare osumilite-bearing assemblages preserved in ultrahigh-temperature granulites from In Ouzzal (Hoggar, Algeria). *Journal of Metamorphic Geology*, *31*(5), 505–524. https://doi.org/10.1111/jmg.12031

Ague, J. J., & Eckert, J. O. (2012). Precipitation of rutile and ilmenite needles in garnet: Implications for extreme metamorphic conditions in the Acadian Orogen, U.S.A. *American Mineralogist*, *97*(5–6), 840–855. https://doi.org/10.2138/am.2012.4015

Ague, J. J., Eckert Jr, J. O., Chu, X., Baxter, E. F., & Chamberlain, C. P. (2013). Discovery of ultrahigh-temperature metamorphism in the Acadian orogen, Connecticut, USA. *Geology*, *41*(2), 271–274.

Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., & Isacks, B. L. (1997). The evolution of the Altiplano-Puña plateau of the central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *25*(1), 139–174. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.139

Arima, M., & Gower, C. F. (1991). Osumilite-bearing granulites in the eastern Grenville Province, eastern Labrador, Canada: mineral parageneses and metamorphic conditions. *Journal of Petrology*, *32*(1), 29–61.

Arzi, A. A. (1978). Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, *44*(1), 173–184. https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90069-0

Bagdassarov, N., & Dorfman, A. (1998). Granite rheology: magma flow and melt migration. *Journal of the Geological Society*, *155*(5), 863–872. https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.5.0863

Baldwin, J. A., Brown, M., & Schmitz, M. D. (2007). First application of titanium-in-zircon thermometry to ultrahigh-temperature metamorphism. *Geology*, *35*(4), 295. https://doi.org/10.1130/G23285A.1

Balé, P., & Brun, J.-P. (1989). Late Precambrian thrust and wrench zones in northern Brittany (France). *Journal of Structural Geology*, *11*(4), 391–405. https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90017-5

Barbosa, J., Nicollet, C., Leite, C., Kienast, J., Fuck, R., & Macedo, E. (2006). Hercynite–quartz-bearing granulites from Brejões Dome area, Jequié Block, Bahia, Brazil: Influence of charnockite intrusion on granulite facies metamorphism. *Lithos*, *92*(3–4), 537–556. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.064

Batt, G. E., & Braun, J. (1999). The tectonic evolution of the Southern Alps, New Zealand: Insights from fully thermally coupled dynamical modelling. *Geophysical Journal International*, *136*(2), 403–420.

Beaumont, C., Fullsack, P., & Hamilton, J. (1994). Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction of the underlying lithosphere. *Tectonophysics*, *232*(1–4), 119–132.

Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., & Lee, B. (2001a). Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, *414*, 738.

Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., & Lee, B. (2001b). Midcrustal channel flow in large hot orogens: Results from coupled thermal-mechanical models, in Slave – Northern Cordillera Lithospheric Evolution (SNORCLE) and Cordilleran Tectonics Workshop; Report of 2001 Combined Meeting, compiled by F. Cook and P. Erdmer. *Lithoprobe Report*, *79*, 112–170.

Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., & Medvedev, S. (2004). Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *109*(B6), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2003JB002809

Beaumont, C., Nguyen, M. H., Jamieson, R. A., & Ellis, S. (2006). Crustal flow modes in large hot orogens. *Geological Society, London, Special Publications*, *268*(1), 91–145. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.268.01.05

Beaumont, C., Jamieson, R., & Nguyen, M. (2010). Models of large, hot orogens containing a collage of reworked and accreted terranesThis article is one of a series of papers published in this Special Issue on the theme Lithoprobe — parameters, processes, and the evolution of a continent. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *47*(4), 485–515. https://doi.org/10.1139/E10-002

Berthé, D., Choukroune, P., & Jegouzo, P. (1979). Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, *1*(1), 31–42. https://doi.org/10.1016/0191-8141(79)90019-1

Bohlen, S. R. (1991). On the formation of granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, *9*(3), 223–229.

Bosch, D., Garrido, C. J., Bruguier, O., Dhuime, B., Bodinier, J.-L., Padròn-Navarta, J. A., & Galland, B. (2011). Building an island-arc crustal section: Time constraints from a LA-ICP-MS zircon study. *Earth and Planetary Science Letters*, *309*(3–4), 268–279. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.07.016

Brandt, S., Klemd, R., & Okhusch, M. (2003). Ultrahigh-temperature metamorphism and multistage evolution of garnet-orthopyroxene granulites from the Proterozoic Epupa complex, NW Namibia. *Journal of Petrology*, *44*, 1121–1144.

Brandt, S., Schenk, V., Raith, M. M., Appel, P., Gerdes, A., & Srikantappa, C. (2011). Late Neoproterozoic P-T evolution of HP-UHT Granulites from the Palni Hills (South India): New Constraints from Phase Diagram Modelling, LA-ICP-MS Zircon Dating and in-situ EMP Monazite Dating. *Journal of Petrology*, *52*(9), 1813–1856. https://doi.org/10.1093/petrology/egr032

Brown, M. (2001). Orogeny, migmatites and leucogranites: a review. *Journal of Earth System Science*, *110*(4), 313–336.

Brown, M. (2006). Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoarchean. *Geology*, *34*(11), 961–964.

Brown, M. (2007a). Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of the Geological Society*, *164*(4), 709–730. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-171

Brown, M. (2007b). Metamorphic Conditions in Orogenic Belts: A Record of Secular Change. *International Geology Review*, *49*(3), 193–234. https://doi.org/10.2747/0020-6814.49.3.193

Brown, M. (2009). Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record. *Geological Society, London, Special Publications*, *318*(1), 37–74. https://doi.org/10.1144/SP318.2

Brown, M. (2010). Paired metamorphic belts revisited. *Gondwana Research*, *18*(1), 46–59. https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.11.004

Brown, M. (2014). The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. *Geoscience Frontiers*, *5*(4), 553–569. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.02.005

Brown, M., & Solar, G. S. (1998). Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*, *20*(9), 1365–1393. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00074-1

Brown, M., Averkin, Y. A., McLellan, E. L., & Sawyer, E. W. (1995). Melt segregation in migmatites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100*(B8), 15655–15679. https://doi.org/10.1029/95JB00517

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*(1–2), 113–136.

Cai, J., Liu, F., Liu, P., Liu, C., Wang, F., & Shi, J. (2014). Metamorphic P–T path and tectonic implications of pelitic granulites from the Daqingshan Complex of the Khondalite Belt, North China Craton. *Precambrian Research*, *241*, 161–184. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.11.012

Cai, J., Liu, F., Liu, P., Liu, C., Wang, F., & Shi, J. (2015). Silica-undersaturated spinel granulites in the Daqingshan complex of the Khondalite Belt, North China Craton: Petrology and quantitative P–T–X constraints. *Precambrian Research*, *266*, 119–136. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.005

Cai, J., Liu, F., Liu, P., Wang, F., Liu, C., & Shi, J. (2016). Anatectic record and P–T path evolution of metapelites from the Wulashan Complex, Khondalite Belt, North China Craton. *Precambrian Research*. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.09.007

Cai, J., Liu, F., & Liu, P. (2017). Paleoproterozoic multistage metamorphic events in Jining metapelitic rocks from the Khondalite Belt in the North China Craton: Evidence from petrology, phase equilibria modelling and U–Pb geochronology. *Journal of Asian Earth Sciences*, *138*, 515–534. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.02.034

Chan, G. H.-N., Waters, D. J., Searle, M. P., Aitchison, J. C., Horstwood, M. S. A., Crowley, Q., Lo, C., & Chan, J. S.-L. (2009). Probing the basement of southern Tibet: evidence from crustal xenoliths entrained in a Miocene ultrapotassic dyke. *Journal of the Geological Society*, *166*(1), 45–52. https://doi.org/10.1144/0016-76492007-145

Chandrasekhar, S. (1961). *Hydrodynamic and hydromagnetic stability*. Courier Corporation.

Chardon, D., Gapais, D., & Cagnard, F. (2009). Flow of ultra-hot orogens: A view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics*, *477*(3–4), 105–118. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.03.008

Chardon, D., Jayananda, M., & Peucat, J.-J. (2011). Lateral constrictional flow of hot orogenic crust: Insights from the Neoarchean of south India, geological and geophysical implications for orogenic plateaux. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *12*(2), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2010GC003398

Choukroune, P., Gapais, D., & Merle, O. (1987). Shear criteria and structural symmetry. *Journal of Structural Geology*, *9*(5–6), 525–530. https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90137-4

Clark, M. K., Bush, J. W. M., & Royden, L. H. (2005). Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength heterogeneities bordering the Tibetan Plateau. *Geophysical Journal International*, *162*(2), 575–590. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02580.x

Clarke, C., Fitzsimons, I. C. W., Healy, D., & Harley, S. L. (2011). How does the continental crust get really hot? *Elements*, *7*, 235–240.

Collins, W. J. (2002). Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust. *Geology*, *30*(6), 535–538.

Condie, K. C., Boryta, M. D., Liu, J., & Qian, X. (1992). The origin of khondalites: geochemical evidence from the Archean to Early Proterozoic granulite belt in the North China craton. *Precambrian Research*, *59*(3–4), 207–223.

Connolly, J. A. D. (2005). Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and*

Planetary Science Letters, *236*(1–2), 524–541. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.033

Connolly, J. A. D., & Petrini, K. (2002). An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions. *Journal of Metamorphic Geology*, *20*(7), 697–708.

Dan, W., Li, X.-H., Wang, Q., Wang, X.-C., Liu, Y., & Wyman, D. A. (2014). Paleoproterozoic S-type granites in the Helanshan Complex, Khondalite Belt, North China Craton: Implications for rapid sediment recycling during slab break-off. *Precambrian Research*, *254*, 59–72. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.07.024

Davis, D., Suppe, J., & Dahlen, F. A. (1983). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *88*(B2), 1153–1172. https://doi.org/10.1029/JB088iB02p01153

de Sigoyer, J., Guillot, S., & Airaghi, L. (2017). Formation du plateau du Tibet: rôle de l'épaississement crustal anté-collision Inde-Asie. *Géochronique*, *144*, 46–53.

Debret, B., Nicollet, C., Andreani, M., Schwartz, S., & Godard, M. (2013). Three steps of serpentinization in an eclogitized oceanic serpentinization front (Lanzo Massif - Western Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, *31*(2), 165–186. https://doi.org/10.1111/jmg.12008

DeCelles, P. G., Robinson, D. M., & Zandt, G. (2002). Implications of shortening in the Himalayan fold-thrust belt for uplift of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, *21*(6), 12-1-12–25. https://doi.org/10.1029/2001TC001322

Deng, H., Kusky, T., Polat, A., Wang, L., Wang, J., & Wang, S. (2013). Geochemistry of Neoarchean mafic volcanic rocks and late mafic dikes in the Zanhuang Complex, Central Orogenic Belt, North China Craton: Implications for geodynamic setting. *Lithos*, *175–176*, 193–212. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.007

Deng, H., Kusky, T., Polat, A., Wang, J., Wang, L., Fu, J., Wang, Z., & Yuan, Y. (2014). Geochronology, mantle source composition and geodynamic constraints on the origin of Neoarchean mafic dikes in the Zanhuang Complex, Central Orogenic Belt, North China Craton. *Lithos*, *205*, 359–378. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.07.011

Dewey, J. F., & Bird, J. M. (1970). Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, *75*(14), 2625–2647. https://doi.org/10.1029/JB075i014p02625

Dong, C., Wan, Y., Wilde, S. A., Xu, Z., Ma, M., Xie, H., & Liu, D. (2014). Earliest Paleoproterozoic supracrustal rocks in the North China Craton recognized from the Daqingshan area of the Khondalite Belt: Constraints on craton evolution. *Gondwana Research*, *25*(4), 1535–1553. https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.021

Dooley, D. F., & Patiño Douce, A. E. (1996). Fluid-absent melting of F-rich phlogopite + rutile + quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *81*, 202–212.

Du, L., Yang, C., Wyman, D. A., Nutman, A. P., Lu, Z., Song, H., Xie, H., Wan, Y., Zhao, L., Geng, Y., & Ren, L. (2016a). 2090–2070Ma A-type granitoids in Zanhuang Complex: Further evidence on a Paleoproterozoic rift-related tectonic regime in the Trans-North China Orogen. *Lithos*, *254–255*, 18–35. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.03.007

Du, L., Yang, C., Wyman, D. A., Nutman, A. P., Lu, Z., Song, H., Zhao, L., Geng, Y., & Ren, L. (2016b). Age and depositional setting of the Paleoproterozoic Gantaohe Group in Zanhuang Complex: Constraints from zircon U–Pb ages and Hf isotopes of sandstones and dacite. *Precambrian Research*, *286*, 59–100. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.09.027

Du, L., Yang, C., Wyman, D. A., Nutman, A. P., Zhao, L., Lu, Z., Song, H., Geng, Y., & Ren, L. (2017). Zircon U-Pb ages and Lu-Hf isotope compositions from clastic rocks in the Hutuo Group: Further constraints on Paleoproterozoic tectonic evolution of the Trans-

North China Orogen. *Precambrian Research*. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.04.007

Duchene, S., Fornelli, A., Micheletti, F., & Piccarreta, G. (2013). Sm-Nd chronology of porphyroblastic garnets from granulite facies metabasic rocks in Calabria (Southern Italy): inferences for preserved isotopic memory and resetting. *Mineralogy and Petrology*, *107*(4), 539–551. https://doi.org/10.1007/s00710-012-0229-3

Ehlers, T. A., & Poulsen, C. J. (2009). Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates. *Earth and Planetary Science Letters*, *281*(3–4), 238–248. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.02.026

Elkins, L. T., & Grove, T. L. (1990). Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *American Mineralogist*, *75*(5–6), 544–559.

Ellis, S., Beaumont, C., Jamieson, R. A., & Quinlan, G. (1998). Continental collision including a weak zone: the vise model and its application to the Newfoundland Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *35*(11), 1323–1346.

Ewing, T. A., Hermann, J., & Rubatto, D. (2013). The robustness of the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon thermometers during high-temperature metamorphism (Ivrea-Verbano Zone, northern Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *165*(4), 757–779. https://doi.org/10.1007/s00410-012-0834-5

Faryad, S. W., & Fišera, M. (2015). Olivine-bearing symplectites in fractured garnet from eclogite, Moldanubian Zone (Bohemian Massif) - a short-lived, granulite facies event. *Journal of Metamorphic Geology*, *33*(6), 597–612. https://doi.org/10.1111/jmg.12135

Faryad, S. W., & Žák, J. (2016). High-pressure granulites of the Podolsko complex, Bohemian Massif: An example of crustal rocks that were subducted to mantle depths and survived a pervasive mid-crustal high-temperature overprint. *Lithos*, *246–247*, 246–260. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.01.005

Faure, M., Lin, W., Monié, P., & Bruguier, O. (2004). Palaeoproterozoic arc magmatism and collision in Liaodong Peninsula (north-east China): Arc magmatism and collision in Liaodong Peninsula. *Terra Nova*, *16*(2), 75–80. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00533.x

Faure, M., Trap, P., Lin, W., Monié, P., & Bruguier, O. (2007). Polyorogenic evolution of the Paleoproterozoic Trans-North China Belt, new insights from the in Lüliangshan-Hengshan-Wutaishan and Fuping massifs. *Episodes Journal of International Geoscience*, *30*(2), 95–106.

Ferry, J. N. (1994). Role of fluid flow in the contact metamorphism of siliceous dolomitic limestones. *American Mineralogist*, *79*, 719–736.

France-Lanord, C., & Le Fort, P. (1988). Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, *79*(2–3), 183–195.

Fuhrman, M. L., & Lindsley, D. H. (1988). Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, *73*(3–4), 201.

Ganzhorn, A. C., Trap, P., Arbaret, L., Champallier, R., Fauconnier, J., Labrousse, L., & Prouteau, G. (2016). Impact of gneissic layering and localized incipient melting upon melt flow during experimental deformation of migmatites. *Journal of Structural Geology*, *85*, 68–84. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.02.004

Gao, G., Kang, G., Li, G., & Bai, C. (2015). Crustal magnetic anomaly in the Ordos region and its tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, *109*, 63–73. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.04.033

Gapais, D., Cagnard, F., Gueydan, F., Barbey, P., & Ballèvre, M. (2009). Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models. *Terra Nova*, *21*(3), 188–194. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00873.x

Gerbault, M., Martinod, J., & Hérail, G. (2005). Possible orogeny-parallel lower crustal flow and thickening in the Central Andes. *Tectonophysics*, *399*(1–4), 59–72. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.015

Godin, L., Grujic, D., Law, R. D., & Searle, M. P. (2006). Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, *268*(1), 1. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.268.01.01

Goncalves, P., Nicollet, C., & Montel, J.-. M. (2004). Petrology and in situ U-Th-Pb Monazite Geochronology of Ultrahigh-Temperature Metamorphism from the Andriamena Mafic Unit, North-Central Madagascar. Significance of a Petrographical P-T Path in a Polymetamorphic Context. *Journal of Petrology*, *45*(10), 1923–1957. https://doi.org/10.1093/petrology/egh041

Goncalves, P. (2005). Electron-microprobe age mapping of monazite. *American Mineralogist*, *90*(4), 578–585. https://doi.org/10.2138/am.2005.1399

Gong, W., Hu, J., Wu, S., Chen, H., Qu, H., Li, Z., Liu, Y., & Wang, L. (2014). Possible southwestward extrusion of the Ordos Block in the Late Paleoproterozoic: Constraints from kinematic and geochronologic analysis of peripheral ductile shear zones. *Precambrian Research*, *255*, 716–733. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.05.001

Gou, L. L., Zhang, C.-L., Brown, M., Piccoli, P. M., Lin, H.-B., & Wei, X.-S. (2016). P–T–t evolution of pelitic gneiss from the basement underlying the Northwestern Ordos Basin, North China Craton, and the tectonic implications. *Precambrian Research*, *276*, 67–84. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.01.030

Gou, L. L., Li, Z., Liu, X., Dong, Y., Zhao, J., Zhang, C., Liu, L. Long, X. (2018). Ultrahigh-temperature metamorphism in the Helanshan complex of the Khondalite Belt, North China Craton: petrology and phase equilibria of spinel-bearing pelitic granulites. *Journal of Metamorphic Geology*. https://doi.org/10.1111/jmg.12442

Guan, H., Sun, M., Wilde, S. A., Zhou, X., & Zhai, M. (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.

Guillot, S., & Replumaz, A. (2013). Importance of continental subductions for the growth of the Tibetan plateau. *Bulletin de La Société Géologique de France*, *184*(3), 199–223.

Guo, J. H., O'Brien, P. J., & Zhai, M. (2002). High-pressure granulites in the Sanggan area, North China craton: metamorphic evolution, P–T paths and geotectonic significance. *Journal of Metamorphic Geology*, *20*(8), 741–756.

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. *Journal of Asian Earth Sciences*, *24*(5), 629–642. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.01.017

Guo, J. H., Peng, P., Chen, Y., Jiao, S., & Windley, B. F. (2012). UHT sapphirine granulite metamorphism at 1.93–1.92Ga caused by gabbronorite intrusions: Implications for tectonic evolution of the northern margin of the North China Craton. *Precambrian Research*, *222–223*, 124–142. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.07.020

Hacker, B. R., Gnos, E., Ratschbacher, L., Grove, M., McWilliams, M., Sobolev, S. V., Wan, J., & Zhenhan, W. (2000). Hot and Dry Deep Crustal Xenoliths from Tibet. *Science*, *287*(5462), 2463. https://doi.org/10.1126/science.287.5462.2463

Hacker, B. R., Kylander-Clark, A. R. C., Holder, R., Andersen, T. B., Peterman, E. M., Walsh, E. O., & Munnikhuis, J. K. (2015). Monazite response to ultrahigh-pressure subduction from U–Pb dating by laser ablation split stream. *Chemical Geology*, *409*, 28–41. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.05.008

Handy, M. R. (1994). Flow laws for rocks containing two non-linear viscous phases: A phenomenological approach. *Journal of Structural Geology*, *16*(3), 287–301. https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90035-3

Handy, M. R., Wissing, S. B., & Streit, L. E. (1999). Frictional–viscous flow in mylonite with varied bimineralic composition and its effect on lithospheric strength. *Tectonophysics*, *303*(1), 175–191.

Harley, S. L. (1989). The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, *126*(03), 215. https://doi.org/10.1017/S0016756800022330

Harley, S. L. (1998a). On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism. *Geological Society, London, Special Publications*, *138*(1), 81–107.

Harley, S. L. (1998b). An appraisal of peak temperatures and thermal histories in ultrahigh-temperature (UHT) crustal metamorphism; the significance of aluminous orthopyroxene. *Memoirs of National Institute of Polar Research., Special Issue 53*, 49–73.

Harley, S. L. (2004). Extending our understanding of Ultrahigh temperature crustal metamorphism. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, *99*(4), 140–158. https://doi.org/10.2465/jmps.99.140

Harley, S. L. (2008). Refining the P–T records of UHT crustal metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, *26*(2), 125–154. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00765.x

Harley, S. L. (2016). A matter of time: The importance of the duration of UHT metamorphism. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, *111*(2), 50–72. https://doi.org/10.2465/jmps.160128

Harley, S. L., Kelly, N. M., & Möller, A. (2007). Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements*, *3*(1), 25–30.

Harley, S. L., & Thompson, P. (2004). The influence of cordierite on melting and mineral-melt equilibria in ultra-high-temperature metamorphism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, *95*(1–2), 87–98. https://doi.org/10.1017/S0263593300000948

He, X. F., Santosh, M., Bockmann, K., Kelsey, D. E., Hand, M., Hu, J., & Wan, Y. (2016). Petrology, phase equilibria and monazite geochronology of granulite-facies metapelites from deep drill cores in the Ordos Block of the North China Craton. *Lithos*, *262*, 44–57. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.06.022

Hensen, B. J. (1971). Theoretical Phase Relations Involving Cordierite and Garnet in the System MgO--FeO--Al203--SiO2. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *33*, 191–214.

Hermann, J., Müntener, O., & Scambelluri, M. (2000). The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust. *Tectonophysics*, *327*(3–4), 225–238.

Hielscher, R., & Schaeben, H. (2008). A novel pole figure inversion method: specification of the *MTEX* algorithm. *Journal of Applied Crystallography*, *41*(6), 1024–1037. https://doi.org/10.1107/S0021889808030112

Hokada, T. (2001). Feldspar thermometry in ultrahigh-temperature metamorphic rocks: Evidence of crustal metamorphism attaining~ 1100 C in the Archean Napier Complex, East Antarctica. *American Mineralogist*, *86*(7–8), 932–938.

Hokada, T. (2007). Perrierite in sapphirineequartz gneiss: geochemical and geochronological features and implications for accessory-phase paragenesis of UHT metamorphism. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, *102*, 44–49.

Holland, T. J. B., Babu, E., & Waters, D. J. (1996). Phase relations of osumilite and dehydration melting in pelitic rocks: a simple thermodynamic model for the KFMASH system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *124*(3–4), 383–394.

Holland, T. J. B., & Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, *16*(3), 309–343.

Holland, T. J. B., & Powell, R. (2001). Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset. *Journal of Petrology*, *42*(4), 673–683.

Holyoke, C. W., & Rushmer, T. (2002). An experimental study of grain scale melt segregation mechanisms in two common crustal rock types. *Journal of Metamorphic Geology*, *20*(5), 493–512.

Huang, G., Jiao, S., Guo, J., Peng, P., Wang, D., & Liu, P. (2016). P–T–t constraints of the Barrovian-type metamorphic series in the Khondalite belt of the North China Craton: Evidence from phase equilibria modeling and zircon U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, *283*, 125–143. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.07.011

Huerta, A. D., Royden, L. H., & Hodges, K. V. (1999). The effects of accretion, erosion and radiogenic heat on the metamorphic evolution of collisional orogens. *Journal of Metamorphic Geology*, *17*, 349–366.

Husson, L., & Sempere, T. (2003). Thickening the Altiplano crust by gravity-driven crustal channel flow. *Geophysical Research Letters*, *30*(5), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2002GL016877

Jamieson, R. A., Beaumont, C., Medvedev, S., & Nguyen, M. H. (2004). Crustal channel flows: 2. Numerical models with implications for metamorphism in the Himalayan-Tibetan orogen. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *109*(B6). https://doi.org/10.1029/2003JB002811

Jamieson, R. A., Beaumont, C., Warren, C. J., & Nguyen, M. H. (2010). The Grenville Orogen explained? Applications and limitations of integrating numerical models with geological and geophysical dataThis article is one of a series of papers published in this Special Issue on the theme Lithoprobe — parameters, processes, and the evolution of a continent. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *47*(4), 517–539. https://doi.org/10.1139/E09-070

Jamieson, R. A., Unsworth, M. J., Harris, N. B. W., Rosenberg, C. L., & Schulmann, K. (2011). Crustal Melting and the Flow of Mountains. *Elements*, *7*(4), 253–260. https://doi.org/10.2113/gselements.7.4.253

Jamieson, R. A., & Beaumont, C. (2011). Coeval thrusting and extension during lower crustal ductile flow - implications for exhumation of high-grade metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, *29*(1), 33–51. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00908.x

Jamieson, R. A., & Beaumont, C. (2013). On the origin of orogens. *GSA Bulletin*, *125*(11–12), 1671–1702. https://doi.org/10.1130/B30855.1

Ji, S., & Martignole, J. (1994). Ductility of garnet as an indicator of extremely high temperature deformation. *Journal of Structural Geology*, *16*(7), 985–996.

Jiao, S. J., Guo, J., Harley, S. L., & Windley, B. F. (2013). New Constraints from Garnetite on the P-T Path of the Khondalite Belt: Implications for the Tectonic Evolution of the North China Craton. *Journal of Petrology*, *54*(9), 1725–1758. https://doi.org/10.1093/petrology/egt029

Jiao, S. J., Guo, J.-H., Wang, L.-J., & Peng, P. (2015). Short-lived high-temperature prograde and retrograde metamorphism in Shaerqin sapphirine-bearing metapelites from the

Daqingshan terrane, North China Craton. *Precambrian Research*, *269*, 31–57. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.08.002

Jiao, S. J., Fitzsimons, I. C. W., & Guo, J. (2017). Paleoproterozoic UHT metamorphism in the Daqingshan Terrane, North China Craton: New constraints from phase equilibria modeling and SIMS U–Pb zircon dating. *Precambrian Research*. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.03.024

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 Petrologica Sinica*, *7*, 27–35.

Johnson, T. E., Clark, C., Taylor, R. J., Santosh, M., & Collins, A. S. (2015). Prograde and retrograde growth of monazite in migmatites: An example from the Nagercoil Block, southern India. *Geoscience Frontiers*, *6*(3), 373–387.

Kay, S. M., & Coira, B. L. (2009). Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Geological Society of America Memoirs*, *204*(0), 229–259. https://doi.org/10.1130/2009.1204(11)

Kelly, N. M., & Harley, S. L. (2004). Orthopyroxene-Corundum in Mg-Al-rich Granulites from the Oygarden Islands, East Antarctica. *Journal of Petrology*, *45*(7), 1481–1512. https://doi.org/10.1093/petrology/egh023

Kelly, N. M., & Harley, S. L. (2005). An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *149*(1), 57–84. https://doi.org/10.1007/s00410-004-0635-6

Kelsey, D. E. (2008). On ultrahigh-temperature crustal metamorphism. *Gondwana Research*, *13*(1), 1–29. https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.06.001

Kelsey, D. E., White, R. W., Holland, T. J. B., & Powell, R. (2004). Calculated phase equilibria in K2O-FeO-MgO-Al2O3-SiO2-H2O for sapphirine-quartz-bearing mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, *22*(6), 559–578. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00533.x

Kelsey, D. E., White, R. W., & Powell, R. (2005). Calculated phase equilibria in K2O-FeO-MgO-Al2O3-SiO2-H2O for silica-undersaturated sapphirine-bearing mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, *23*(4), 217–239. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00573.x

Kelsey, D. E., Clark, C., & Hand, M. (2008). Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using model metapelitic and metapsammitic granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, *26*(2), 199–212. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00757.x

Kelsey, D. E., & Hand, M. (2015). On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings. *Geoscience Frontiers*, *6*(3), 311–356. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.09.006

Kemp, A. I. S., Shimura, T., & Hawkesworth, C. J. (2007). Linking granulites, silicic magmatism, and crustal growth in arcs: Ion microprobe (zircon) U-Pb ages from the Hidaka metamorphic belt, Japan. *Geology*, *35*(9), 807–810.

Kleinschrodt, R., & McGrew, A. (2000). Garnet plasticity in the lower continental crust: implications for deformation mechanisms based on microstructures and SEM-electron channeling pattern analysis. *Journal of Structural Geology*, *22*(6), 795–809.

Koch, P. S., Christie, J. M., & George, R. P. (1980). Flow law of “wet” quartzite in the α-quartz field. *Eos*, *61*, 376.

Korhonen, F. J., Clark, C., Brown, M., Bhattacharya, S., & Taylor, R. (2013). How long-lived is ultrahigh temperature (UHT) metamorphism? Constraints from zircon and monazite geochronology in the Eastern Ghats orogenic belt, India. *Precambrian Research*, *234*, 322–350. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.12.001

Kriegsman, L. M. (2001). Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, *56*(1), 75–96.

Kröner, A., Wilde, S. A., Li, J. H., & Wang, K. Y. (2005a). Age and evolution of a late Archean to Paleoproterozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, *24*(5), 577–595. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.01.001

Kröner, A., Wilde, S. A., O'Brien, P. J., Li, J. H., Passchier, C. W., Walte, N. P., & Liu, D. Y. (2005b). Field relationships, geochemistry, zircon ages and evolution of a late Archaean to Palaeoproterozoic lower crustal section in the Hengshan Terrain of northern China. *Acta Geologica Sinica*, *79*(5), 605–629.

Kröner, A., Wilde, S. A., Zhao, G. C., O'Brien, P. J., Sun, M., Liu, D. Y., Wan, Y., Liu, S., & 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*(1–2), 45–67. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.01.008

Kusky, T. M. (2011). Geophysical and geological tests of tectonic models of the North China Craton. *Gondwana Research*, *20*(1), 26–35. https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.01.004

Kusky, T. M., & Li, J. (2003). Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, *22*(4), 383–397. https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00071-3

Kusky, T. M., & Santosh, M. (2009). The Columbia connection in North China. *Geological Society, London, Special Publications*, *323*(1), 49–71. https://doi.org/10.1144/SP323.3

Kusky, T. M., Li, J., & Santosh, M. (2007). The Paleoproterozoic North Hebei Orogen: North China craton's collisional suture with the Columbia supercontinent. *Gondwana Research*, *12*(1–2), 4–28. https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.11.012

Kusky, T. M., Polat, A., Windley, B. F., Burke, K. C., Dewey, J. F., Kidd, W. S. F., Maruyama, S., Wang, J.P., Deng, H., Wang, Z.S., Wang, C., Fu, D., Li, X.W., & Peng, H. T. (2016). Insights into the tectonic evolution of the North China Craton through comparative tectonic analysis: A record of outward growth of Precambrian continents. *Earth-Science Reviews*, *162*, 387–432. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.002

Labrousse, L., Prouteau, G., & Ganzhorn, A.-C. (2011). Continental exhumation triggered by partial melting at ultrahigh pressure. *Geology*, *39*(12), 1171–1174. https://doi.org/10.1130/G32316.1

Laporte, D., Rapaille, C., & Provost, A. (1997). Wetting angles, equilibrium melt geometry, and the permeability threshold of partially molten crustal protoliths. In *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics* (pp. 31–54). Springer.

Laurent, A. (2016). *Etude pétrologique et chronométrique (U-Th-Pb) de la monazite et du zircon dans les granulites de ultra-haute température du Rogaland, Norvège.* Université de Toulouse.

Le Breton, N., & Thompson, A. B. (1988). Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *99*(2), 226–237.

Le Fort, P. (1975). Les formations cristallophyliennes de la "Dalle du Tibet" en Marsyandi. *Recherches Geologiques Dans l'Himalaya Du Nepal Region Du Nyi-Shang*, 21–47.

Lejeune, A. M., & Richet, P. (1995). Rheology of crystal-bearing silicate melts: An experimental study at high viscosities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100*(B3), 4215–4229. https://doi.org/10.1029/94JB02985

Leloup, P. H., Arnaud, N., Lacassin, R., Kienast, J. R., Harrison, T. M., Trong, T. T. P., Replumaz, A., & Tapponnier, P. (2001). New constraints on the structure, thermochronology, and timing of the Ailao Shan-Red River shear zone, SE Asia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *106*(B4), 6683–6732. https://doi.org/10.1029/2000JB900322

Li, J. H., Qian, X., & Liu, S. (2000). Geochemistry of khondalites from the central portion of North China craton (NCC): implications for the continental cratonization in the Neoarchean. *Science in China Series D: Earth Sciences*, *43*(3), 253.

Li, J., & Kusky, T. (2007). A Late Archean foreland fold and thrust belt in the North China Craton: Implications for early collisional tectonics. *Gondwana Research*, *12*(1–2), 47–66. https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.10.020

Li, Q. L., Li, X.-H., Liu, Y., Tang, G.-Q., Yang, J.-H., & Zhu, W.-G. (2010). Precise U–Pb and Pb–Pb dating of Phanerozoic baddeleyite by SIMS with oxygen flooding technique. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, *25*(7), 1107. https://doi.org/10.1039/b923444f

Li, S., Zhao, G., Sun, M., Fuyuan, W., Liu, J., Hao, D., Han, Z., & Luo, Y. (2004). Mesozoic, Not Paleoproterozoic SHRIMP U-Pb Zircon Ages of Two Liaoji Granites, Eastern Block, North China Craton. *International Geology Review*, *46*(2), 162–176. https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.2.162

Li, S., Zhao, G., Sun, M., Han, Z., Luo, Y., Hao, D., & Xia, X. (2005). Deformation history of the Paleoproterozoic Liaohe assemblage in the eastern block of the North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, *24*(5), 659–674. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.008

Li, S., Zhao, G., Sun, M., Han, Z., Zhao, G., & Hao, D. (2006). Are the South and North Liaohe Groups of North China Craton different exotic terranes? Nd isotope constraints. *Gondwana Research*, *9*(1–2), 198–208. https://doi.org/10.1016/j.gr.2005.06.011

Li, S., Zhao, G., Santosh, M., Liu, X., Dai, L., Suo, Y., Tam, P., Song, M., & Wang, P. (2012). Paleoproterozoic structural evolution of the southern segment of the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton. *Precambrian Research*, *200–203*, 59–73. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.01.007

Li, S., Zhao, G., Wilde, S. A., Zhang, J., Sun, M., Zhang, G., & Dai, L. (2010). Deformation history of the Hengshan–Wutai–Fuping Complexes: Implications for the evolution of the Trans-North China Orogen. *Gondwana Research*, *18*(4), 611–631. https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.03.003

Li, S., & Zhao, G. (2007). SHRIMP U–Pb zircon geochronology of the Liaoji granitoids: Constraints on the evolution of the Paleoproterozoic Jiao-Liao-Ji belt in the Eastern Block of the North China Craton. *Precambrian Research*, *158*(1–2), 1–16. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.001

Li, W. J., Yin, C., Long, X., Zhang, J., Xia, X., & Wang, L. (2017). Paleoproterozoic S-type granites from the Helanshan Complex in Inner Mongolia: Constraints on the provenance and the Paleoproterozoic evolution of the Khondalite Belt, North China Craton. *Precambrian Research*, *299*, 195–209. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.009

Li, X. W., & Wei, C. J. (2016). Phase equilibria modelling and zircon age dating of pelitic granulites in Zhaojiayao, from the Jining Group of the Khondalite Belt, North China Craton. *Journal of Metamorphic Geology*, *34*(6), 595–615. https://doi.org/10.1111/jmg.12195

Li, X. W., & Wei, C. (2018). Ultrahigh-temperature metamorphism in the Tuguiwula area, Khondalite Belt, North China Craton. *Journal of Metamorphic Geology*, *36*(4), 489–509. https://doi.org/10.1111/jmg.12301

Li, X. H., Liu, Y., Li, Q.-L., Guo, C.-H., & Chamberlain, K. R. (2009). Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multicollector SIMS without external standardization. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *10*(4), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2009GC002400

Lister, J. R., & Kerr, R. C. (1991). Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *Journal of Geophysical Research*, *96*(B6), 10049. https://doi.org/10.1029/91JB00600

Little, T. A., Cox, S., Vry, J. K., & Batt, G. (2005). Variations in exhumation level and uplift rate along the obliqu-slip Alpine fault, central Southern Alps, New Zealand. *GSA Bulletin*, *117*(5–6), 707–723. https://doi.org/10.1130/B25500.1

Liu, B., Wang, Z., Fujino, K., & Karato, S. (1992). High-temperature creep of garnets, III: Alumino-silicate garnets and the rheology of the transition zone. *Eos*, *73*, 378.

Liu, C., Zhao, G., Liu, F., & Shi, J. (2016). Constraints of volcanic rocks of the Wutai Complex (Shanxi Province, Northern China) on a giant late Neoarchean intra-oceanic arc system in the Trans-North China Orogen. *Journal of Asian Earth Sciences*, *123*, 178–212. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.04.006

Liu, F., Liu, L., Cai, J., Liu, P., Wang, F., Liu, C., & Liu, J. (2017). A widespread Paleoproterozoic partial melting event within the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton: Zircon U-Pb dating of granitic leucosomes within pelitic granulites and its tectonic implications. *Precambrian Research*. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.10.017

Liu, J., Zhang, J., Liu, Z., Yin, C., Zhao, C., Li, Z., Yang, Z., & Dou, S. (2018). Geochemical and geochronological study on the Paleoproterozoic rock assemblage of the Xiuyan region: New constraints on an integrated rift-and-collision tectonic process involving the evolution of the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton. *Precambrian Research*, *310*, 179–197. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.03.005

Liu, S. J., Tsunogae, T., Li, W., Shimizu, H., Santosh, M., Wan, Y., & Li, J. (2012). Paleoproterozoic granulites from Heling'er: Implications for regional ultrahigh-temperature metamorphism in the North China Craton. *Lithos*, *148*, 54–70. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.024

Liu, S. W., Pan, Y., Xie, Q., Zhang, J., & Li, Q. (2004). 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*(1–4), 229–249. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.12.001

Liu, S. W., Zhao, G., Wilde, S. A., Shu, G., Sun, M., Li, Q., Tian, W. & 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*, *148*(3–4), 205–224. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.04.003

Liu, X. S., Jin, W., Li, S. X., & Xu, X. C. (1993). Two types of Precambrian high-grade metamorphism, Inner Mongolia, China. *Journal of Metamorphic Geology*, *11*(4), 499–510.

Lobjoie, C., Lin, W., Trap, P., Goncalves, P., Li, Q., Marquer, D., Bruguier, O., & Devoir, A. (2018). Ultra-high temperature metamorphism recorded in Fe-rich olivine-bearing migmatite from the Khondalite Belt, North China Craton. *Journal of Metamorphic Geology*, *36*(3), 343–368. https://doi.org/10.1111/jmg.12295

Lu, L., & Jin, S. (1993). P–T–t paths and tectonic history of an early Precambrian granulite facies terrane, Jining district, south-east Inner Mongolia, China. *Journal of Metamorphic Geology*, *11*(4), 483–498.

Lu, L. Z., Jin, S. Q., Xu, X. T., & Liu, F. L. (1992). *Petrogenesis and mineralization of khondalite series in Southeastern inner Mongolia. Changchun: Jilin Science and Technology Press,*.

Lu, X. P., Wu, F.-Y., Guo, J.-H., Wilde, S. A., Yang, J.-H., Liu, X.-M., & Zhang, X.-O. (2006). Zircon U–Pb geochronological constraints on the Paleoproterozoic crustal evolution of the Eastern block in the North China Craton. *Precambrian Research*, *146*(3–4), 138–164. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.01.009

Ludwig, K. R. (2001). User's manual for Isoplot/Ex rev. 2.49. *Special Publication 1a, Berkeley Geochronological Center, Berkeley, CA.*

Luo, Y., Sun, M., Zhao, G., Li, S., Xu, P., Ye, K., & Xia, X. (2004). LA-ICP-MS U–Pb zircon ages of the Liaohe Group in the Eastern Block of the North China Craton: constraints on the evolution of the Jiao-Liao-Ji Belt. *Precambrian Research*, *134*(3–4), 349–371. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.07.002

Luo, Y., Sun, M., Zhao, G., Li, S., Ayers, J. C., Xia, X., & Zhang, J. (2008). A comparison of U–Pb and Hf isotopic compositions of detrital zircons from the North and South Liaohe Groups: Constraints on the evolution of the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton. *Precambrian Research*, *163*(3–4), 279–306. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.01.002

Ma, M., Wan, Y., Santosh, M., Xu, Z., Xie, H., Dong, C., Liu, D., & Guo, C. (2012). Decoding multiple tectonothermal events in zircons from single rock samples: SHRIMP zircon U–Pb data from the late Neoarchean rocks of Daqingshan, North China Craton. *Gondwana Research*, *22*(3–4), 810–827. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.02.020

Maaløe, S. (1982). Geochemical aspects of permeability controlled partial melting and fractional crystallization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *46*(1), 43–57. https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90289-7

Mainprice, D., Bascou, J., Cordier, P., & Tommasi, A. (2004). Crystal preferred orientations of garnet: comparison between numerical simulations and electron back-scattered diffraction (EBSD) measurements in naturally deformed eclogites. *Journal of Structural Geology*, *26*(11), 2089–2102. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.04.008

Martelat, J. E., Lardeaux, J. M., Nicollet, C., & Rakotondrazafy, R. (1999). Exhumation of Granulites Within a Transpressive Regime: an Example from Southern Madagascar. *Gondwana Research*, *2*(3), 363–367. https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70275-6

Martelat, J. E., Malamoud, K., Cordier, P., Randrianasolo, B., Schulmann, K., & Lardeaux, J.-M. (2012). Garnet crystal plasticity in the continental crust, new example from south Madagascar. *Journal of Metamorphic Geology*, *30*(4), 435–452. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2012.00974.x

Mascle, G., & Pêcher, A. (2017). Historique des travaux en Himalaya du XIXe siècle à l'actuel. *Géochronique*, *144*, 12–16.

McFarlane, C. R. M., Carlson, W. D., & Connelly, J. N. (2003). Prograde, peak, and retrograde P–T paths from aluminium in orthopyroxene: High-temperature contact metamorphism in the aureole of the Makhavinekh Lake Pluton, Nain Plutonic Suite, Labrador. *Journal of Metamorphic Geology*, *21*(5), 405–423.

McKenzie, D. (1984). The Generation and Compaction of Partially Molten Rock. *Journal of Petrology*, *25*(3), 713–765. https://doi.org/10.1093/petrology/25.3.713

Medvedev, S. (2002). Mechanics of viscous wedges: Modeling by analytical and numerical approaches. *Journal of Geophysical Research*, *107*(B6). https://doi.org/10.1029/2001JB000145

Meng, E., Liu, F.-L., Liu, J.-H., Liu, P.-H., Cui, Y., Liu, C.-H., Yang, H., Wang, F., Shi, J., Kong, Q., & Lian, T. (2013). Zircon U–Pb and Lu–Hf isotopic constraints on Archean

crustal evolution in the Liaonan Complex of northeast China. *Lithos*, *177*, 164–183. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.06.020

Meng, E., Liu, F.-L., Liu, P.-H., Liu, C.-H., Yang, H., Wang, F., Shi, J., & Cai, J. (2014). Petrogenesis and tectonic significance of Paleoproterozoic meta-mafic rocks from central Liaodong Peninsula, northeast China: Evidence from zircon U–Pb dating and in situ Lu–Hf isotopes, and whole-rock geochemistry. *Precambrian Research*, *247*, 92–109. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.03.017

Mezger, K., Essene, E. J., & Halliday, A. N. (1992). Closure temperatures of the Sm—Nd system in metamorphic garnets. *Earth and Planetary Science Letters*, *113*(3), 397–409. https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90141-H

Misra, S., Burlini, L., & Burg, J.-P. (2009). Strain localization and melt segregation in deforming metapelites. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *177*(3–4), 173–179. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2009.08.011

Möller, A., O'Brien, P. J., Kennedy, A., & Kröner, A. (2003). Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland (SW Norway). *Geological Society, London, Special Publications*, *220*(1), 65–81. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.220.01.04

Molnar, P., & Tapponnier, P. (1975). Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. *Science*, *189*(4201), 419–426.

Molnar, P., England, P., & Martinod, J. (1993). Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon. *Reviews of Geophysics*, *31*(4), 357–396. https://doi.org/10.1029/93RG02030

Montel, J. M. (1993). A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chemical Geology*, *110*(1–3), 127–146.

Nicolas, A. (1976). *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks /*. (J.-P. Poirier, Ed.). London ; Wiley,.

O'Brien, P. J., Walte, N., & Li, J. (2005). The petrology of two distinct granulite types in the Hengshan Mts, China, and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, *24*(5), 615–627. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.01.002

Okamoto, A., & Michibayashi, K. (2005). Progressive shape evolution of a mineral inclusion under differential stress at high temperature: Example of garnet inclusions within a granulite-facies quartzite from the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Shape evolution of a mineral inclusion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *110*(B11). https://doi.org/10.1029/2004JB003526

Oliot, E., Goncalves, P., & Marquer, D. (2010). Role of plagioclase and reaction softening in a metagranite shear zone at mid-crustal conditions (Gotthard Massif, Swiss Central Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, *28*(8), 849–871. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00897.x

Ouimet, W. B., & Cook, K. L. (2010). Building the central Andes through axial lower crustal flow. *Tectonics*, *29*(3). https://doi.org/10.1029/2009TC002460

Patiño Douce, A. E., & Harris, N. (1998). Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, *39*(4), 689–710.

Pattison, D. R. M., Chacko, T., Farquhar, J., & McFarlane, C. R. M. (2003). Temperatures of Granulite-facies Metamorphism: Constraints from Experimental Phase Equilibria and Thermobarometry Corrected for Retrograde Exchange. *Journal of Petrology*, *44*(5), 867–900.

Peng, C., Xue, L.-F., Zhu, M., Chai, Y., & Liu, W.-Y. (2016). The location and evolution of the tectonic boundary between the Paleoproterozoic Jiao-Liao-Ji Belt and the Longgang Block, northeast China. *Precambrian Research*, *272*, 18–38. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.10.016

Peng, P., Guo, J., Zhai, M., & Bleeker, W. (2010). Paleoproterozoic gabbronoritic and granitic magmatism in the northern margin of the North China craton: Evidence of crust–mantle interaction. *Precambrian Research*, *183*(3), 635–659. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.08.015

Peng, P., Guo, J.-H., Windley, B. F., & Li, X.-H. (2011). Halaqin volcano-sedimentary succession in the central-northern margin of the North China Craton: Products of Late Paleoproterozoic ridge subduction. *Precambrian Research*, *187*(1–2), 165–180. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.03.006

Peng, P., Guo, J. H., Windley, B. F., Liu, F., Chu, Z., & Zhai, M. G. (2012). Petrogenesis of Late Paleoproterozoic Liangcheng charnockites and S-type granites in the central-northern margin of the North China Craton: Implications for ridge subduction. *Precambrian Research*, *222–223*, 107–123. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.06.002

Peng, P., Wang, X., Windley, B. F., Guo, J., Zhai, M., & Li, Y. (2014). Spatial distribution of ~1950–1800Ma metamorphic events in the North China Craton: Implications for tectonic subdivision of the craton. *Lithos*, *202–203*, 250–266. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.05.033

Peng, P., Yang, S., Su, X., Wang, X., Zhang, J., & Wang, C. (2017). Petrogenesis of the 2090 Ma Zanhuang ring and sill complexes in North China: A bimodal magmatism related to intra-continental process. *Precambrian Research*, *303*, 153–170. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.03.015

Peng, Q. M., & Palmer, M. R. (1995). The Palaeoproterozoic boron deposits in eastern Liaoning, China: a metamorphosed evaporite. *Precambrian Research*, *72*(3–4), 185–197.

Petford, N. (1995). Segregation of tonalitic-trondhjemitic melts in the continental crust: The mantle connection. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100*(B8), 15735–15743. https://doi.org/10.1029/94JB03259

Pfiffner, O. A., Ellis, S., & Beaumont, C. (2000). Collision tectonics in the Swiss Alps: Insight from geodynamic modeling. *Tectonics*, *19*(6), 1065–1094. https://doi.org/10.1029/2000TC900019

Pfiffner, O. A., & Ramsay, J. G. (1982). Constraints on geological strain rates: Arguments from finite strain states of naturally deformed rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *87*(B1), 311–321. https://doi.org/10.1029/JB087iB01p00311

Pichavant, M., & Scaillet, B. (2017). Missions himalayennes et pétrologie des granites. *Géochronique*, *144*, 27–31.

Platt, J. P. (1986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *GSA Bulletin*, *97*(9), 1037–1053. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<1037:DOOWAT>2.0.CO;2

Poirier, J. P. (1980). Shear localization and shear instability in materials in the ductile field. *Journal of Structural Geology*, *2*(1–2), 135–142.

Polat, A., Kusky, T., Li, J., Fryer, B., Kerrich, R., & Patrick, K. (2005). Geochemistry of Neoarchean (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. *Geological Society of America Bulletin*, *117*(11–12), 1387–1399.

Polat, A., Herzberg, C., Münker, C., Rodgers, R., Kusky, T., Li, J., Fyer, B., & Delaney, J. (2006). Geochemical and petrological evidence for a suprasubduction zone origin of Neoarchean (ca. 2.5 Ga) peridotites, central orogenic belt, North China craton. *Geological Society of America Bulletin*, *118*(7–8), 771–784.

Prior, D. J., Wheeler, J., Brenker, F. E., Harte, B., & Matthews, M. (2000). Crystal plasticity of natural garnet: New microstructural evidence. *Geology*, *28*(11), 1003–1006.

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*(11), 2083–2107.

Qian, J. H., Wei, C., Zhou, X., & Zhang, Y. (2013). Metamorphic P–T paths and New Zircon U–Pb age data for garnet–mica schist from the Wutai Group, North China Craton. *Precambrian Research*, *233*, 282–296. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.05.012

Qian, J. H., Wei, C., Clarke, G. L., & Zhou, X. (2015). Metamorphic evolution and Zircon ages of Garnet–orthoamphibole rocks in southern Hengshan, North China Craton: Insights into the regional Paleoproterozoic P–T–t history. *Precambrian Research*, *256*, 223–240. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.11.013

Qian, J. H., Wei, C., & Yin, C. (2017). Paleoproterozoic P–T–t evolution in the Hengshan–Wutai–Fuping area, North China Craton: Evidence from petrological and geochronological data. *Precambrian Research*. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.016

Qian, J. H., & Wei, C. J. (2016). P-T-t evolution of garnet amphibolites in the Wutai-Hengshan area, North China Craton: insights from phase equilibria and geochronology. *Journal of Metamorphic Geology*, *34*(5), 423–446. https://doi.org/10.1111/jmg.12186

Qiao, H., Yin, C., Li, Q., He, X., Qian, J., & Li, W. (2016). Application of the revised Ti-in-zircon thermometer and SIMS zircon U-Pb dating of high-pressure pelitic granulites from the Qianlishan-Helanshan Complex of the Khondalite Belt, North China Craton. *Precambrian Research*, *276*, 1–13. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.01.020

Ramberg, H. (1981). *Gravity, deformation, and the earth's crust: In theory, experiments, and geological application*. Academic press.

Rickard, M. J., & Rixon, L. K. (1983). Stress configurations in conjugate quartz-vein arrays. *Journal of Structural Geology*, *5*(6), 573–578. https://doi.org/10.1016/0191-8141(83)90069-X

Rosenberg, C. L., & Handy, M. R. (2005). Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *Journal of Metamorphic Geology*, *23*(1), 19–28. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00555.x

Rutter, E. H., & Neumann, D. H. K. (1995). Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas. *Journal of Geophysical Research*, *100*(B8), 15697–15715.

Sanderson, D. J., & Marchini, W. R. D. (1984). Transpression. *Journal of Structural Geology*, *6*(5), 449–458.

Sandiford, M., & Powell, R. (1990). Some isostatic and thermal consequences of the vertical strain geometry in convergent orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, *98*(2), 154–165.

Santosh, M. (2010). Assembling North China Craton within the Columbia supercontinent: The role of double-sided subduction. *Precambrian Research*, *178*(1–4), 149–167. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.003

Santosh, M., Sajeev, K., & Li, J. H. (2006). Extreme crustal metamorphism during Columbia supercontinent assembly: Evidence from North China Craton. *Gondwana Research*, *10*(3–4), 256–266. https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.06.005

Santosh, M., Tsunogae, T., Li, J. H., & 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*(3), 263–285. https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.10.009

Santosh, M., Wilde, S., & Li, J. (2007b). Timing of Paleoproterozoic ultrahigh-temperature metamorphism in the North China Craton: Evidence from SHRIMP U–Pb zircon geochronology. *Precambrian Research*, *159*(3–4), 178–196. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.06.006

Santosh, M., Tsunogae, T., Ohyama, H., Sato, K., Li, J. H., & Liu, S. J. (2008). Carbonic metamorphism at ultrahigh-temperatures: Evidence from North China Craton. *Earth and Planetary Science Letters*, *266*(1–2), 149–165. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.058

Santosh, M., Sajeev, K., Li, J. H., Liu, S. J., & Itaya, T. (2009). Counterclockwise exhumation of a hot orogen: The Paleoproterozoic ultrahigh-temperature granulites in the North China Craton. *Lithos*, *110*(1–4), 140–152. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.12.010

Santosh, M., Liu, S. J., Tsunogae, T., & Li, J. H. (2012). Paleoproterozoic ultrahigh-temperature granulites in the North China Craton: Implications for tectonic models on extreme crustal metamorphism. *Precambrian Research*, *222–223*, 77–106. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.05.003

Santosh, M., Liu, D., Shi, Y., & Liu, S. J. (2013). Paleoproterozoic accretionary orogenesis in the North China Craton: A SHRIMP zircon study. *Precambrian Research*, *227*, 29–54. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.11.004

Santosh, M., & Kusky, T. (2010). Origin of paired high pressure–ultrahigh-temperature orogens: a ridge subduction and slab window model. *Terra Nova*, *22*(1), 35–42. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00914.x

Sawaki, T. (1990). Cordierite-olivine symplectites in Fe-Al-rich hornfels from the Nogo-Hakusan area, Gifu Prefecture, central Japan. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, *85*(6), 270–281.

Sawyer, E. W. (2008). *Atlas of migmatites* (Vol. 9).

Scambelluri, M., Müntener, O., Hermann, J., Piccardo, G. B., & Trommsdorff, V. (1995). Subduction of water into the mantle: History of an Alpine peridotite. *Geology*, *23*(5), 459. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0459:SOWITM>2.3.CO;2

Schildgen, T. F., & Hoke, G. D. (2018). The Topographic Evolution of the Central Andes. *Elements*, *14*(4), 231–236. https://doi.org/10.2138/gselements.14.4.231

Schmid, S. M., & Kissling, E. (2000). The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, *19*(1), 62–85. https://doi.org/10.1029/1999TC900057

Schulmann, K., Lexa, O., Štípská, P., Racek, M., Tajčmanová, L., Konopásek, J., Edel, J.B., Peschler, A., & Lehmann, J. (2008). Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: key exhumation mechanisms in large hot orogens? *Journal of Metamorphic Geology*, *26*(2), 273–297. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00755.x

Shemenda, A. I., & Grocholsky, A. L. (1992). Physical modelling of lithosphere subduction in collision zones. *Tectonophysics*, *216*(3), 273–290. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90401-Q

Shimizu, H., Tsunogae, T., Santosh, M., Liu, S. J., & Li, J. H. (2013). Phase equilibrium modelling of Palaeoproterozoic ultrahigh-temperature sapphirine granulite from the Inner Mongolia Suture Zone, North China Craton: implications for counterclockwise *P-T* path. *Geological Journal*, *48*(5), 456–466. https://doi.org/10.1002/gj.2504

Sizova, E., Gerya, T., Brown, M., & Perchuk, L. L. (2010). Subduction styles in the Precambrian: Insight from numerical experiments. *Lithos*, *116*(3–4), 209–229. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.028

Sizova, E., Gerya, T., & Brown, M. (2014). Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision. *Gondwana Research*, *25*(2), 522–545. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.011

Skrzypek, E., Schulmann, K., Štípská, P., Chopin, F., Lehmann, J., Lexa, O., & Haloda, J. (2011). Tectono-metamorphic history recorded in garnet porphyroblasts: insights from thermodynamic modelling and electron backscatter diffraction analysis of inclusion trails. *Journal of Metamorphic Geology*, *29*(4), 473–496. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00925.x

Smit, M. A., Scherer, E. E., & Mezger, K. (2013). Lu–Hf and Sm–Nd garnet geochronology: Chronometric closure and implications for dating petrological processes. *Earth and Planetary Science Letters*, *381*, 222–233. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.046

Song, B., Nutman, A. P., Liu, D., & Wu, J. (1996). 3800 to 2500 Ma crustal evolution in the Anshan area of Liaoning Province, northeastern China. *Precambrian Research*, *78*(1–3), 79–94.

Spear, F. S. (1991). On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology*, *9*(4), 379–388.

Stacey, J. T., & Kramers, 1JD. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, *26*(2), 207–221.

St-Onge, M. R., Searle, M. P., & Wodicka, N. (2006). Trans-Hudson Orogen of North America and Himalaya-Karakoram-Tibetan Orogen of Asia: Structural and thermal characteristics of the lower and upper plates. *Tectonics*, *25*(4), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2005TC001907

Storey, C. D., & Prior, D. J. (2005). Plastic Deformation and Recrystallization of Garnet: A Mechanism to Facilitate Diffusion Creep. *Journal of Petrology*, *46*(12), 2593–2613. https://doi.org/10.1093/petrology/egi067

Stüwe, K. (2007). *Geodynamics of the Lithosphere: Quantitative Description of Geological Problems, 2nd edition.* (Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, Dordrecht).

Tajčmanová, L., Connolly, J. A. D., & Cesare, B. (2009). A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *Journal of Metamorphic Geology*, *27*(2), 153–165. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2009.00812.x

Tajčmanová, L., Konopásek, J., & Košler, J. (2009). Distribution of zinc and its role in the stabilization of spinel in high-grade felsic rocks of the Moldanubian domain (Bohemian Massif). *European Journal of Mineralogy*, *21*(2), 407–418. https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1899

Tapponnier, P., Xu, Z. Q., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G., & Yang, J. S. (2001). Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau. *Science*, *294*(5547), 1671–1677. https://doi.org/10.1126/science.105978

Taylor, R. J. M., Clark, C., Fitzsimons, I. C. W., Santosh, M., Hand, M., Evans, N., & McDonald, B. (2014). Post-peak, fluid-mediated modification of granulite facies zircon and monazite in the Trivandrum Block, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *168*(2). https://doi.org/10.1007/s00410-014-1044-0

Taylor, R. J. M., Kirkland, C. L., & Clark, C. (2016). Accessories after the facts: Constraining the timing, duration and conditions of high-temperature metamorphic processes. *Lithos*, *264*, 239–257. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.004

Taylor-Jones, K., & Powell, R. (2010). The stability of sapphirine + quartz: calculated phase equilibria in FeO-MgO-Al2O3-SiO2-TiO2-O. *Journal of Metamorphic Geology*, *28*(6), 615–633. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00883.x

Tomkins, H. S., Powell, R., & Ellis, D. J. (2007). The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, *25*(6), 703–713. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00724.x

Torres-Roldan, R. L., Garcia-Casco, A., & Garcia-Sanchez, P. A. (2000). CSpace: an integrated workplace for the graphical and algebraic analysis of phase assemblages on 32-bit wintel platforms. *Computers & Geosciences*, *26*, 779–793.

Trap, P., Faure, M., Lin, W., & Monié, P. (2007). Late Paleoproterozoic (1900–1800Ma) 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*(1–2), 85–106. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.03.001

Trap, P., Faure, M., Lin, W., Bruguier, O., & Monié, P. (2008). Contrasted tectonic styles for the Paleoproterozoic evolution of the North China Craton. Evidence for a ∼2.1Ga thermal and tectonic event in the Fuping Massif. *Journal of Structural Geology*, *30*(9), 1109–1125. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.05.001

Trap, P., Faure, M., Lin, W., Monié, P., Meffre, S., & Melleton, J. (2009a). The Zanhuang Massif, the second and eastern suture zone of the Paleoproterozoic Trans-North China Orogen. *Precambrian Research*, *172*(1–2), 80–98. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.03.011

Trap, P., Faure, M., Lin, W., & Meffre, S. (2009b). The Lüliang Massif: a key area for the understanding of the Palaeoproterozoic Trans-North China Belt, North China Craton. *Geological Society, London, Special Publications*, *323*(1), 99–125. https://doi.org/10.1144/SP323.5

Trap, P., Faure, M., Lin, W., Augier, R., & Fouassier, A. (2011). Syn-collisional channel flow and exhumation of Paleoproterozoic high pressure rocks in the Trans-North China Orogen: The critical role of partial-melting and orogenic bending. *Gondwana Research*, *20*(2–3), 498–515. https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.02.013

Trap, P., Faure, M., Lin, W., Le Breton, N., & Monié, P. (2012). Paleoproterozoic tectonic evolution of the Trans-North China Orogen: Toward a comprehensive model. *Precambrian Research*, *222–223*, 191–211. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.09.008

Trommsdorff, V., Sánchez-Vizcaíno, V. L., Gomez-Pugnaire, M. T., & Müntener, O. (1998). High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *132*(2), 139–148.

Tsunogae, T., Liu, S. J., Santosh, M., Shimizu, H., & Li, J. H. (2011). Ultrahigh-temperature metamorphism in Daqingshan, Inner Mongolia Suture Zone, North China Craton. *Gondwana Research*, *20*(1), 36–47. https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.03.001

Unsworth, M. J., Jones, A. G., Wei, W., Marquis, G., Gokarn, S. G., Spratt, J. E., & The INDEPTH-MT team. (2005). Crustal rheology of the Himalaya and Southern Tibet inferred from magnetotelluric data. *Nature*, *438*(7064), 78–81. https://doi.org/10.1038/nature04154

Van der Molen, I., & Paterson, M. S. (1979). Experimental deformation of partially-melted granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *70*(3), 299–318.

Vanderhaeghe, O. (2009). Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics*, *477*(3–4), 119–134. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.021

Vanderhaeghe, O. (2012). The thermal–mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle. *Journal of Geodynamics*, *56–57*, 124–145. https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.10.004

Vanderhaeghe, O., & Duchêne, S. (2010). Crustal-scale mass transfer, geotherm and topography at convergent plate boundaries: Crustal dynamics at convergent plate boundaries. *Terra Nova*, *22*(5), 315–323. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00952.x

Vanderhaeghe, O., & Teyssier, C. (2001a). Crustal-scale rheological transitions during late-orogenic collapse. *Tectonophysics*, *335*(1–2), 211–228.

Vanderhaeghe, O., & Teyssier, C. (2001b). Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics*, *342*(3–4), 451–472.

Vanderhaeghe, O., Medvedev, S., Fullsack, P., Beaumont, C., & Jamieson, R. A. (2003). Evolution of orogenic wedges and continental plateaux: insights from crustal thermal–mechanical models overlying subducting mantle lithosphere. *Geophysical Journal International*, *153*(1), 27–51.

Vauchez, A., Barruol, G., & Tommasi, A. (1997). Why do continents break-up parallel to ancient orogenic belts? *Terra Nova*, *9*(2), 62–66.

Vielzeuf, D., & Schmidt, M. W. (2001). Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *141*(3), 251–267. https://doi.org/10.1007/s004100100237

Voegelé, V., Ando, J. I., Cordier, P., & Liebermann, R. C. (1998a). Plastic deformation of silicate garnets: I. High-pressure experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *108*(4), 305–318. https://doi.org/10.1016/S0031-9201(98)00110-1

Voegelé, V., Cordier, P., Sautter, V., Sharp, T. G., Lardeaux, J. M., & Marques, F. O. (1998b). Plastic deformation of silicate garnets: II. Deformation microstructures in natural samples. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *108*(4), 319–338. https://doi.org/10.1016/S0031-9201(98)00111-3

Walsh, A. K., Kelsey, D. E., Kirkland, C. L., Hand, M., Smithies, R. H., Clark, C., & Howard, H. M. (2015). P–T–t evolution of a large, long-lived, ultrahigh-temperature Grenvillian belt in central Australia. *Gondwana Research*, *28*(2), 531–564. https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.05.012

Wan, Y., Song, B., Liu, D., Wilde, S. A., Wu, J., Shi, Y., Yin, X., & Zhou, H. (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*(3–4), 249–271. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.06.006

Wan, Y., Liu, D. Y., Dong, C., Xu, Z., Wang, Z., & Wilde, S. A. (2009). The Precambrian Khondalite Belt in the Daqingshan area, North China Craton: evidence for multiple metamorphic events in the Palaeoproterozoic. *Special Publications Geological Society, London*, *323*, 73–97.

Wan, Y., Xie, H., Yang, H., Wang, Z., Liu, D., Kröner, A., Wilde, S., Geng, Y., Sun, L., & Ma, M. (2013a). Is the Ordos block Archean or Paleoproterozoic in age? Implications for the Precambrian evolution of the North China Craton. *American Journal of Science*, *313*(7), 683–711.

Wan, Y., Xu, Z., Dong, C., Nutman, A., Ma, M., Xie, H., Liu, S., Liu, D., Wang, C., & Cu, H. (2013b). Episodic Paleoproterozoic (∼2.45, ∼1.95 and ∼1.85Ga) mafic magmatism and associated high temperature metamorphism in the Daqingshan area, North China Craton: SHRIMP zircon U–Pb dating and whole-rock geochemistry. *Precambrian Research*, *224*, 71–93. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.09.014

Wan, Y., Ma, M., Dong, C., Xie, H., Xie, S., Ren, P., & Liu, D. (2015). Widespread late Neoarchean reworking of Meso- to Paleoarchean continental crust in the Anshan-Benxi area, North China Craton, as documented by U-Pb-Nd-Hf-O isotopes., *315*, 620–670.

Wang, C. C., Liu, Y.-C., Zhang, P.-G., Zhao, G.-C., Wang, A.-D., & Song, B. (2017). Zircon U–Pb geochronology and geochemistry of two types of Paleoproterozoic granitoids from the southeastern margin of the North China Craton: Constraints on petrogenesis and tectonic significance. *Precambrian Research*, *303*, 268–290. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.04.015

Wang, F., Liu, F., Liu, P., Cai, J., Schertl, H.-P., Ji, L., Liu, L. & Tian, Z. (2017). In situ zircon U-Pb dating and whole-rock geochemistry of metasedimentary rocks from South Liaohe Group, Jiao-Liao-Ji orogenic belt: Constraints on the depositional and metamorphic ages, and implications for tectonic setting. *Precambrian Research*, *303*, 764–780. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.10.002

Wang, H. Z., Zhang, H.-F., Zhai, M.-G., Oliveira, E. P., Ni, Z.-Y., Zhao, L., Wu, J., & Cui, X.-H. (2016). Granulite facies metamorphism and crust melting in the Huai'an terrane at ~1.95Ga, North China Craton: New constraints from geology, zircon U–Pb, Lu–Hf isotope and metamorphic conditions of granulites. *Precambrian Research*, *286*, 126–151. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.09.012

Wang, J., Kusky, T., Polat, A., Wang, L., Deng, H., & Wang, S. (2013). A late Archean tectonic mélange in the Central Orogenic Belt, North China Craton. *Tectonophysics*, *608*, 929–946. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.025

Wang, J., Kusky, T., Wang, L., Polat, A., Wang, S., Deng, H., Fu, J., & Fu, D. (2017a). Petrogenesis and geochemistry of circa 2.5 Ga granitoids in the Zanhuang Massif: Implications for magmatic source and Neoarchean metamorphism of the North China Craton. *Lithos*, *268–271*, 149–162. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.028

Wang, J., Kusky, T., Wang, L., Polat, A., Deng, H., Wang, C., & Wang, S. (2017b). Structural relationships along a Neoarchean arc-continent collision zone, North China craton. *Bulletin*, *129*(1–2), 59–75.

Wang, L. J., Guo, J.-H., Yin, C., & Peng, P. (2017). Petrogenesis of ca. 1.95 Ga meta-leucogranites from the Jining Complex in the Khondalite Belt, North China Craton: Water-fluxed melting of metasedimentary rocks. *Precambrian Research*. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.04.036

Wang, W. R. Z., Liu, X., Hu, J., Li, Z., Zhao, Y., Zhai, M., Liu, X., Clarke, G., Zhang, S., & Qu, H. (2014). Late Paleoproterozoic medium-P high grade metamorphism of basement rocks beneath the northern margin of the Ordos Basin, NW China: Petrology, phase equilibrium modelling and U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, *251*, 181–196. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.06.016

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*(1–4), 159–182.

Wang, Z. H. (2009). Tectonic evolution of the Hengshan–Wutai–Fuping complexes and its implication for the Trans-North China Orogen. *Precambrian Research*, *170*(1–2), 73–87. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.11.003

Wang, Z. H. (2010). Reply to the comment on "Tectonic evolution of the Hengshan–Wutai–Fuping complexes and its implication for the Trans-North China Orogen." *Precambrian Research*, *176*(1–4), 99–104. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.10.002

Wang, Z. H., Wilde, S. A., Wang, K., & 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 Research*, *131*(3–4), 323–343. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.12.014

Wang, Z. H., Wilde, S. A., & Wan, J. (2010). Tectonic setting and significance of 2.3–2.1Ga magmatic events in the Trans-North China Orogen: New constraints from the Yanmenguan mafic–ultramafic intrusion in the Hengshan–Wutai–Fuping area. *Precambrian Research*, *178*(1–4), 27–42. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.01.005

Wang, Z. C., & Ji, S. (1999). Deformation of silicate garnets: Brittle-ductile transition and its geological implications. *Canadian Mineralogist*, *37*, 525–541.

Wang, Z. C., & Ji, S. (2000). Diffusion creep of fine-grained garnetite: Implications for the flow strength of subducting slabs. *Geophysical Research Letters*, *27*(15), 2333–2336. https://doi.org/10.1029/1999GL008474

Watson, E. B., Wark, D. A., & Thomas, J. B. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *151*(4), 413–433. https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5

Watson, E. B., & Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, *64*(2), 295–304.

Watt, G. R. (1995). High-thorium monazite-(Ce) formed during disequilibrium melting of metapelites under granulite-facies conditions. *Mineralogical Magazine*, *59*(4), 735. https://doi.org/10.1180/minmag.1995.059.397.14

Weinberg, R. F., & Hasalová, P. (2015). Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*, *212–215*, 158–188. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.021

White, R. W., Powell, R., & Clarke, G. L. (2002). The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system K2O–FeO–MgO–Al2O3–SiO2–H2O–TiO2–Fe2O3. *Journal of Metamorphic Geology*, *20*(1), 41–55.

White, R. W., Powell, R., & Holland, T. J. B. (2001). Calculation of partial melting equilibria in the system Na2O–CaO–K2O–FeO–MgO–Al2O3–SiO2–H2O (NCKFMASH). *Journal of Metamorphic Geology*, *19*(2), 139–153.

White, R. W., Pomroy, N. E., & Powell, R. (2005). An in situ metatexite-diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, *23*(7), 579–602. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00597.x

White, R. W., & Powell, R. (2002). Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, *20*(7), 621–632.

Whitehouse, M. J., & Platt, J. P. (2003). Dating high-grade metamorphism—constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *145*(1), 61–74. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0432-z

Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, *95*(1), 185–187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Wickham, S. M. (1987). The segregation and emplacement of granitic magmas. *Journal of the Geological Society*, *144*(2), 281–297. https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.2.0281

Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F. v, Quadt, A., Roddick, J., & Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, *19*(1), 1–23.

Wilde, S. A., Zhao, G., & Sun, M. (2002). Development of the North China Craton during the late Archaean and its final amalgamation at 1.8 Ga: some speculations on its position within a global Palaeoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, *5*(1), 85–94.

Wilde, S. A., Cawood, P. A., Wang, K., Nemchin, A., & Zhao, G. (2004). Determining Precambrian crustal evolution in China: a case-study from Wutaishan, Shanxi Province, demonstrating the application of precise SHRIMP U-Pb geochronology. *Geological Society, London, Special Publications*, *226*(1), 5–25. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.226.01.02

Wilde, S. A., Cawood, P. A., Wang, K., & Nemchin, A. A. (2005). Granitoid evolution in the Late Archean Wutai Complex, North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, *24*(5), 597–613. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.006

Willett, S. D. (1999). Rheological dependence of extension in wedge models of convergent orogens. *Tectonophysics*, *305*(4), 419–435.

Williams, M. L., Jercinovic, M. J., & Hetherington, C. J. (2007). Microprobe Monazite Geochronology: Understanding Geologic Processes by Integrating Composition and Chronology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *35*(1), 137–175. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140228

Wilson, J. T. (1966). Did the Atlantic close and then re-open?

Wörner, G., Mamani, M., & Blum-Oeste, M. (2018). Magmatism in the Central Andes. *Elements*, *14*(4), 237–244. https://doi.org/10.2138/gselements.14.4.237

Wu, S., Hu, J., Ren, M., Gong, W., Liu, Y., & Yan, J. (2014). Petrography and zircon U–Pb isotopic study of the Bayanwulashan Complex: Constrains on the Paleoproterozoic evolution of the Alxa Block, westernmost North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, *94*, 226–239. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.05.011

Xia, X. P., Sun, M., Zhao, G., Wu, F., Xu, P., Zhang, J., & Luo, Y. (2006a). U–Pb and Hf isotopic study of detrital zircons from the Wulashan khondalites: Constraints on the evolution of the Ordos Terrane, Western Block of the North China Craton. *Earth and Planetary Science Letters*, *241*(3–4), 581–593. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.024

Xia, X. P., Sun, M., Zhao, G., & Luo, Y. (2006b). LA-ICP-MS U–Pb geochronology of detrital zircons from the Jining Complex, North China Craton and its tectonic significance. *Precambrian Research*, *144*(3–4), 199–212. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.11.004

Xia, Xi. P., Sun, M., Zhao, G., Wu, F., Xu, P., Zhang, J., & He, Y. (2008). Paleoproterozoic crustal growth in the Western Block of the North China Craton: Evidence from detrital zircon Hf and whole rock Sr-nd isotopic compositions of the Khondalites from the Jining Complex. *American Journal of Science*, *308*(3), 304–327.

Xiao, L. L., Liu, F.-L., & Chen, Y. (2014). Metamorphic P–T–t paths of the Zanhuang metamorphic complex: Implications for the Paleoproterozoic evolution of the Trans-North China Orogen. *Precambrian Research*, *255*, 216–235. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.09.027

Xie, L. W., Yang, J.-H., Wu, F.-Y., Yang, Y.-H., & Wilde, S. A. (2011). PbSL dating of garnet and staurolite: Constraints on the Paleoproterozoic crustal evolution of the Eastern Block, North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, *42*(1–2), 142–154. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.04.016

Yamato, P., Agard, P., Burov, E., Le Pourhiet, L., Jolivet, L., & Tiberi, C. (2007). Burial and exhumation in a subduction wedge: Mutual constraints from thermomechanical modeling and natural P-T-t data (Schistes Lustrés, western Alps). *Journal of Geophysical Research*, *112*(B7). https://doi.org/10.1029/2006JB004441

Yang, C., Du, L., Ren, L., Song, H., Wan, Y., Xie, H., & Geng, Y. (2013). Delineation of the ca. 2.7Ga TTG gneisses in the Zanhuang Complex, North China Craton and its geological implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, *72*, 178–189. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.09.031

Yang, Q. Y., Santosh, M., & Tsunogae, T. (2014). Ultrahigh-temperature metamorphism under isobaric heating: New evidence from the North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, *95*, 2–16. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.01.018

Yin, C., Zhao, G., Sun, M., Xia, X., Wei, C., Zhou, X., & Leung, W. (2009). LA-ICP-MS U–Pb zircon ages of the Qianlishan Complex: Constrains on the evolution of the Khondalite Belt in the Western Block of the North China Craton. *Precambrian Research*, *174*(1–2), 78–94. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.06.008

Yin, C., Zhao, G., Guo, J., Sun, M., Xia, X., Zhou, X., & Liu, C. (2011). U–Pb and Hf isotopic study of zircons of the Helanshan Complex: Constrains on the evolution of the

Khondalite Belt in the Western Block of the North China Craton. *Lithos*, *122*(1–2), 25–38. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.11.010

Yin, C., Zhao, G., Wei, C., Sun, M., Guo, J., & Zhou, X. (2014). Metamorphism and partial melting of high-pressure pelitic granulites from the Qianlishan Complex: Constraints on the tectonic evolution of the Khondalite Belt in the North China Craton. *Precambrian Research*, *242*, 172–186. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.025

Zack, T., Moraes, R., & Kronz, A. (2004). Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *148*(4), 471–488. https://doi.org/10.1007/s00410-004-0617-8

Zhang, H. F., Yang, Y.-H., Santosh, M., Zhao, X.-M., Ying, J.-F., & Xiao, Y. (2012). Evolution of the Archean and Paleoproterozoic lower crust beneath the Trans-North China Orogen and the Western Block of the North China Craton. *Gondwana Research*, *22*(1), 73–85. https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.08.011

Zhang, H. T., Li, J., Liu, S., Li, W., Santosh, M., & Wang, H. (2012). Spinel + quartz-bearing ultrahigh-temperature granulites from Xumayao, Inner Mongolia Suture Zone, North China Craton: Petrology, phase equilibria and counterclockwise p-T path. *Geoscience Frontiers*, *3*(5), 603–611. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.01.003

Zhang, J., Zhao, G., Sun, M., Wilde, S. A., Li, S., & Liu, S. (2006). High-pressure mafic granulites in the Trans-North China Orogen: Tectonic significance and age. *Gondwana Research*, *9*(3), 349–362. https://doi.org/10.1016/j.gr.2005.10.005

Zhang, J., Zhao, G., Li, S., Sun, M., Liu, S., Wilde, S. A., Kröner, A., & Yin, C. (2007). Deformation history of the Hengshan Complex: Implications for the tectonic evolution of the Trans-North China Orogen. *Journal of Structural Geology*, *29*(6), 933–949. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.02.013

Zhang, J., Zhao, G., Li, S., Sun, M., Wilde, S. A., Liu, S., & Yin, C. (2009). Polyphase deformation of the Fuping Complex, Trans-North China Orogen: Structures, SHRIMP U–Pb zircon ages and tectonic implications. *Journal of Structural Geology*, *31*(2), 177–193. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.11.008

Zhang, J., Zhao, G., Li, S., Sun, M., Chan, L. S., Shen, W., & Liu, S. (2012). Structural pattern of the Wutai Complex and its constraints on the tectonic framework of the Trans-North China Orogen. *Precambrian Research*, *222–223*, 212–229. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.08.009

Zhang, J., Zhao, G., Shen, W., Li, S., & Sun, M. (2015). Aeromagnetic study of the Hengshan–Wutai–Fuping region: Unraveling a crustal profile of the Paleoproterozoic Trans-North China Orogen. *Tectonophysics*, *662*, 208–218. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.025

Zhang, J. X., Mattinson, C. G., Yu, S. Y., & Li, Y. S. (2014). Combined rutile–zircon thermometry and U–Pb geochronology: New constraints on Early Paleozoic HP/UHT granulite in the south Altyn Tagh, north Tibet, China. *Lithos*, *200–201*, 241–257. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.05.006

Zhang, Z., Xiang, H., Dong, X., Ding, H., & He, Z. (2015). Long-lived high-temperature granulite-facies metamorphism in the Eastern Himalayan orogen, south Tibet. *Lithos*, *212–215*, 1–15. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.10.009

Zhao, G. C., Wilde, S. A., Cawood, P. A., & Lu, L. (1998). Thermal Evolution of Archean Basement Rocks from the Eastern Part of the North China Craton and Its Bearing on Tectonic Setting. *International Geology Review*, *40*(8), 706–721. https://doi.org/10.1080/00206819809465233

Zhao, G. C., Cawood, P., & Lu, L. (1999a). Petrology and P–T history of the Wutai amphibolites: implications for tectonic evolution of the Wutai Complex, China. *Precambrian Research*, *93*(2–3), 181–199.

Zhao, G. C., Wilde, S. A., Cawood, P. A., & Lu, L. Z. (1999b). 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., Wilde, S. A., Sun, M., & Lu, L. (2000). Metamorphism of basement rocks in the Central Zone of the North China Craton: implications for Paleoproterozoic tectonic evolution. *Precambrian Research*, *103*(1–2), 55–88.

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*(1–2), 45–73.

Zhao, G. C., Cawood, P. A., Wilde, S. A., & Lu, L. (2001b). High-pressure granulites (retrograded eclogites) from the Hengshan Complex, North China Craton: petrology and tectonic implications. *Journal of Petrology*, *42*(6), 1141–1170.

Zhao, G. C., Wilde, S. A., Cawood, P. A., & 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. *American Journal of Science*, *302*(3), 191–226.

Zhao, G. C., Sun, M., & Wilde, S. A. (2003). Major tectonic units of the North China Craton and their Paleoproterozoic assembly. *Science in China, Series D: Earth Sciences*.

Zhao, G. C., Sun, M., Wilde, S. A., & Sanzhong, L. (2005a). Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited. *Precambrian Research*, *136*(2), 177–202. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.10.002

Zhao, G. C., Sun, M., Wilde, S. A., Sanzhong, L., Liu, S., & Zhang, J. (2006a). Composite nature of the North China Granulite-Facies Belt: Tectonothermal and geochronological constraints. *Gondwana Research*, *9*(3), 337–348. https://doi.org/10.1016/j.gr.2005.10.004

Zhao, G. C., Cao, L., Wilde, S., Sun, M., Choe, W., & Li, S. (2006b). Implications based on the first SHRIMP U–Pb zircon dating on Precambrian granitoid rocks in North Korea. *Earth and Planetary Science Letters*, *251*(3–4), 365–379. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.021

Zhao, G. C., Wilde, S. A., Guo, J., Cawood, P. A., Sun, M., & Li, X. (2010). Single zircon grains record two Paleoproterozoic collisional events in the North China Craton. *Precambrian Research*, *177*(3–4), 266–276. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.12.007

Zhao, J., Gou, L., Zhang, C., Guo, A., Guo, X., & Liu, X. (2017). P – T – t path and tectonic significance of pelitic migmatites from the Lüliang Complex in Xiyupi area of Trans-North China Orogen, North China Craton. *Precambrian Research*. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.010