



HAL
open science

**De la marge Ouest du craton du Yangtze à la bordure
Est du plateau Tibétain : évolution géodynamique à
partir de l'étude structurale, pétrologique, géochimique
et géochronologique de roches magmatiques et
métamorphiques**

Audrey Billerot

► **To cite this version:**

Audrey Billerot. De la marge Ouest du craton du Yangtze à la bordure Est du plateau Tibétain : évolution géodynamique à partir de l'étude structurale, pétrologique, géochimique et géochronologique de roches magmatiques et métamorphiques. Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 2011. Français. NNT : 2011NAN10025 . tel-01746164

HAL Id: tel-01746164

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01746164v1>

Submitted on 29 Mar 2018

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.



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>



Faculté des Sciences et Technologies
Ecole Doctorale RP2E : Ressources, Produits, Procédés, Environnement

Thèse

Présentée pour l'obtention du Titre de
Docteur de l'Université Henri Poincaré, Nancy-Université
En Géosciences

Par Audrey BILLEROT

**De la marge Ouest du craton du Yangtze à la bordure Est du plateau Tibétain :
Evolution géodynamique à partir de l'étude structurale, pétrologique,
géochimique et géochronologique de roches magmatiques et métamorphiques.**

Soutenue publiquement le 25 mars 2011

Jury :

Rapporteurs :

MOYEN Jean-François, Professeur
ROLLAND Yann, Maitre de Conférences

Membres :

VANDERHAEGHE Olivier, Professeur
DUCHENE Stéphanie, Professeur
De SIGOYER Julia, Maitre de Conférences
MAHEO Gweltaz, Maitre de Conférences

Invités :

BARBEY Pierre, Professeur
CUNEY Michel, Directeur de Recherches CNRS

*Laboratoire G2R (Géologie et Gestion des Ressources minérales et énergétiques), Nancy-
Université, CNRS, BP 239, 54500 Vandoeuvre-lès-Nancy*

Remerciements

Je remercie Rodolphe Cattin, en charge de l'ANR Jeunes Chercheurs « Longmen Shan » (2006-2010), de m'avoir permis d'effectuer ce travail de thèse. Je remercie aussi mes directeurs de thèse : Olivier Vanderhaeghe, Stéphanie Duchêne et Julia de Sigoyer, de m'avoir guidé dans ce travail. Ce ne fut pas toujours facile vu la configuration géographique (Olivier à Nancy, Stéphanie à Toulouse, Julia à Paris), mais nous avons quand même réussi à mener des discussions, souvent courtes, mais finalement productives. Outre la part professionnelle, je suis contente d'avoir eu comme directeurs des gens respectables d'un point de vue personnel.

Merci à Alexandra Robert, ma collègue de thèse, avec qui nous avons partagé pas mal d'aventures sur le terrain en Chine, en congrès à San Francisco, ou au labo à Paris. Ce fut toujours agréable de retrouver Alex, toujours souriante et dynamique, malgré les hauts et les bas que nous avons traversé.

Je remercie aussi particulièrement Thierry Ghislain, qui fut mon meilleur collègue au labo, et qui m'a rendu moult services en m'hébergeant en son agréable demeure à diverses occasions (notamment pour la soutenance !). Bon courage pour la suite.

Merci à Cédric Demeurie, qui fut toujours disponible pour moi tout au long de mes 4 années de thèse, à mes collègues de bureau successifs : Luc, Laurent, Fatima, Vanessa, qui furent tous très sympathiques, dans cet antre du travail acharné... Merci à Clément et Guillaume qui m'ont logé chaque fois que je suis venue travailler à Paris.

Merci à tous les membres du G2R et du CRPG qui m'ont aidés aux différentes étapes de mon travail et ont rendu ces dures années plutôt agréables. Merci aussi à certains mathématiciens, informaticiens, biologistes et autres pièces rapportées avec qui j'ai partagé de bons moments entre thésards.

Enfin merci à mes parents qui m'ont toujours soutenus, y compris dans les moments les plus difficiles et le plus grand merci à Cyril qui a toujours été à mes cotés, et m'a permis d'aller jusqu'au bout de ce travail.

Résumé

La géométrie actuelle de l'est du plateau Tibétain, constitué par l'unité lithotectonique du Songpan Ganze et la chaîne des Longmen Shan, est vraisemblablement dictée par une différence de rhéologie entre le craton du Yangtze à l'est, stable et peu déformable et le Songpan Ganze à l'ouest, mou et qui vient buter contre la marge du craton en réponse à l'extrusion de matière vers l'est lié à la collision Inde-Asie. Nous avons cherché à reconstituer l'histoire géodynamique de la région depuis le Néoprotérozoïque jusqu'à l'actuel, afin d'évaluer l'influence des différents cycles orogéniques sur la structure thermique, minéralogique et chimique actuelle. L'étude des massifs cristallins bordant le craton du Yangtze et de l'ophiolite de San Dao Qiao a montré que durant le Néoprotérozoïque, le craton était bordé par une marge active, avec ouverture de bassins marginaux sous l'influence de remontées mantelliques profondes. Une transition marge active-marge passive s'est produite au début du Paléozoïque. L'étude pétrologique et structurale du complexe métamorphique de Danba permet de déterminer que lors de l'orogénèse Indosinienne (fin Trias-début Jurassique), la structure héritée de la marge passive a joué un rôle sur l'enregistrement métamorphique observé actuellement. Le mécanisme proposé pour l'exhumation des niveaux structuraux profonds est une extrusion le long d'un grand chevauchement ductile. La position des granites du Songpan Ganze par rapport aux sutures au sein du plateau Tibétain et la répartition de leurs âges permettent de proposer un double retrait de slab sous le Songpan Ganze à la fin de l'orogénèse Indosinienne qui explique la minéralogie et la géochimie variables des granitoïdes. Ce double retrait de slab et la différence de réponse à la contrainte entre le Songpan Ganze et le craton du Yangtze a conduit à un déchirement de slab et à la mise en place d'un cisaillement majeur le long de la bordure du craton. La délamination complète de la partie mantellique de la lithosphère du Songpan Ganze à la fin de l'orogénèse Indosinienne peut expliquer l'accolement actuel d'une lithosphère à croûte épaisse et manteau fin contre une lithosphère cratonisée à la bordure est du plateau Tibétain. De nouvelles données géochronologiques indiquent une recristallisation de minéraux dans le complexe métamorphique de Danba vers 70 Ma qui révèle une potentielle réactivation métamorphique de la bordure Est du plateau tibétain dès le début de la collision Inde-Asie.

Abstract

The present geometry of the Eastern Tibetan plateau, made of the Songpan Ganze terrane and the Longmen Shan range, is probably due to a rheological contrast between the Yangtze craton to the East, stable and slightly deformable and the Songpan Ganze, which bump into the craton margin in response to the lateral extrusion of material caused by the India-Asia collision. We tried to reconstitute the geodynamic evolution of the area from Neoproterozoic times to present to evaluate how the different orogenic cycles influence the thermal, mineralogical and chemical structures observed today. Studies of the crystalline massifs aligned on the western margin of the Yangtze craton and of the San Dao Qiao ophiolite show that the craton margin was a subduction zone with opening of marginal basin due to deep mantle upwelling during the Neoproterozoic times. The active margin to passive margin transition occurred at the beginning of the Paleozoic. Petrologic and structural studies of the Danba metamorphic complex allow determining that during the Indosinian orogeny (late Trias-upper Jurassic), the inherited structure of the passive margin played a role on the metamorphic record now observed. Exhumation mechanism of the deep structural level of the Danba metamorphic complex is supposed to be an extrusion along a ductile thrust. Plutons position relative to sutures zones in the Tibetan plateau and granites ages repartition lead to a model of double slab roll-back under the Songpan Ganze at the end of the Indosinian orogeny which explain the mineralogy and chemistry of the granites. The double slab roll-back and the difference in deformation between the Songpan Ganze and the Yangtze craton lead to a slab tear and a major shear zone along the craton margin. The complete delamination of the lithospheric mantle under the Songpan Ganze terrane can explain the present juxtaposition of a thick crust and thin mantle lithosphere against a cratonized one. New geochronological data show a mineral recrystallization around 70 Ma which reveal a potential metamorphic reactivation of the eastern margin of the Tibetan plateau at the beginning of the India-Asia collision.

Table des matières :

Chapitre 1 : Introduction générale	27
1.1. Contexte scientifique : Evolution tectonique de la croûte orogénique dans les zones de convergence de plaques.....	29
1.2. Etat de l'art : géologie de la bordure Est du plateau du Tibet.....	37
1.2.1. Le socle Néoprotérozoïque de la bordure Ouest du craton du Yangtze.....	37
1.2.2. L'unité lithotectonique du Songpan Ganze : nature du socle et provenance des sédiments.....	39
1.2.3. Déformation et métamorphisme durant l'orogénèse Indosinienne (Trias supérieur-Jurassique inférieur).....	40
1.2.4. Magmatisme tardi-Indosinien.....	42
1.2.5. Evolution Cénozoïque de la bordure Est du plateau tibétain.....	43
1.3. Démarche et objectifs.....	44
1.4. Outils mis en œuvre.....	45
1.5. Références.....	46
Chapitre 2 : L'histoire Néoprotérozoïque de la marge ouest du craton du Yangtze : The western margin of the Yangtze craton during Neoproterozoic times: Petrologic, geochemical and geochronological data on the Longmen Shan crystalline basement.....	57
2.1. Introduction.....	60
2.2. Regional geology.....	62
2.2.1. The Yangtze craton basement.....	62

2.2.2. Meso- and Neoproterozoic magmatism in the western margin of the Yangtze craton.....	64
2.3. Petrography and microstructures of the plutonic rocks from the Longmen Shan...	65
2.3.1. The Gengda gabbro.....	65
2.3.1.1. Non deformed Gengda gabbro (sample 07-10 X).....	69
2.3.1.2. Deformed Gengda gabbro 07-10 Z (equivalent to 07-10 A).....	70
2.3.1.3. Mylonitic Gengda gabbro 07-10 Y.....	70
2.3.2. Pengguan and Gezong granitoids.....	71
2.4. U-Pb geochronology on zircon.....	72
2.5. Major and trace elements geochemistry.....	75
2.6. Rb/Sr and Sm/Nd Isotopic signatures.....	81
2.7. Discussion.....	85
2.7.1. Fractional crystallisation, deformation and metamorphism effects on whole-rock chemistry.....	85
2.7.2. Magma sources.....	86
2.7.3. A model for the geodynamic context of the Western margin of the Yangtze craton during the Neoproterozoic.....	90
2.8. Conclusion.....	95
2.9. Acknowledgments.....	95
2.10. Appendix.....	96

2.11. References.....	98
-----------------------	----

Chapitre 3 : Caractérisation de l’ophiolite de San Dao Qiao, Est du plateau du Tibet, Sichuan, Chine.....105

3.1. Introduction.....	108
------------------------	-----

3.2. Geological context: the San Dao Qiao mafic-ultramafic complex within the Songpan Ganze terrane.....	109
--	-----

3.3. Geology of the San Dao Qiao mafic-ultramafic complex.....	112
--	-----

3.4. Petrography of the San Dao Qiao ophiolite.....	117
---	-----

3.4.1. Metamorphosed undeformed pillow-lavas basalts.....	117
---	-----

3.4.2. Metamorphosed basaltic dikes	119
---	-----

3.4.3. Metagabbros.....	121
-------------------------	-----

3.4.4. Meta-ultramafic rocks.....	123
-----------------------------------	-----

3.5. Major and trace geochemistry.....	125
--	-----

3.5.1. Major elements.....	125
----------------------------	-----

3.5.2. Trace elements.....	131
----------------------------	-----

3.6. Isotope geochemistry.....	134
--------------------------------	-----

3.7. Discussion.....	135
----------------------	-----

3.7.1. Structure of the San Dao Qiao ophiolite.....	135
---	-----

3.7.2. Impact of deformation, metamorphism and metasomatism on mineralogy and geochemistry of the San Dao Qiao rocks.....	136
3.7.3. Source.....	137
3.7.4. Perspectives: What geodynamic context for the San Dao Qiao magmas.....	138
3.7.4.1. <i>The San Dao Qiao ophiolite as a supra-subduction zone magmatic complex.....</i>	139
3.7.4.2. <i>The San Dao Qiao ophiolite as a rifting fingerprint.....</i>	142
3.8. Conclusion.....	143
3.9. References.....	144
<u>Chapitre 4 : Le complexe métamorphique de Danba. Relations entre les déformations et le métamorphisme à la bordure est du plateau du Tibet.....</u>	153
4.1. Introduction.....	156
4.2. Etat de l'art.....	157
4.2.1. Contexte géologique et stratigraphie.....	157
4.2.2. Définition de l'objet d'étude.....	158
4.2.3. Modèles proposés pour les déformations et le métamorphisme des roches du complexe métamorphique de Danba.....	161
4.3. Analyse structurale des roches métamorphiques du complexe métamorphique de Danba et relations microstructures – minéraux du métamorphisme.....	163
4.3.1. Structure.....	163
4.3.1.1. Structures au niveau des bordures du complexe métamorphique de Danba.....	163
4.3.1.2. Structures au cœur du complexe métamorphique de Danba.....	167

4.3.2. Structure et pétrographie des affleurements de socle cristallin.....	174
4.3.2.1. Le massif de Gezong	174
4.3.2.2. Le massif de Gongcai.....	177
4.3.2.3. Les massifs migmatitiques de Bawang-Cunnuchan et Qingaling.....	180
4.3.3. Assemblages minéralogiques	182
4.3.4. Position des minéraux marqueurs du métamorphisme par rapport aux schistosités.....	185
4.4. Chimie des minéraux	193
4.4.1. Grenats.....	193
4.4.1.1. Zone à grenat :.....	194
4.4.1.2. Zone à staurotide :.....	199
4.4.1.3. Zone à disthène :	200
4.4.1.4. Zone à sillimanite.....	201
4.4.2. Biotites.....	205
4.4.3. Micas blancs.....	206
4.4.4. Chlorites.....	209
4.4.5. Feldspaths.....	210
4.4.6. Staurotides.....	211
4.5. Conditions Pression Température enregistrées dans le complexe métamorphique de Danba.....	212
4.5.1. Présentation des échantillons étudiés.....	212
4.5.2. Paragénèses.....	216
4.5.3. Pseudosections.....	217
4.5.3.1. Echantillon CH 09 67 B : micaschiste à grenat et staurotide.....	219

4.5.3.2. Echantillon CH 09 121 : micaschiste à grenat, staurotide et sillimanite.....	221
4.5.3.3. Echantillon CH 09 38 : micaschiste à grenat et sillimanite.....	224
4.5.3.4. Echantillon SG 07 40A : micaschiste à sillimanite.....	227
4.5.4. Chemins PT.....	229
4.6. Géochronologie et thermochronologie.....	231
4.6.1. U/Pb sur zircon.....	231
4.6.2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphiboles et micas.....	234
4.6.2.1. Description texturale et microstructurale des échantillons.....	234
4.6.2.2. Résultats.....	239
4.6.2.2.1. Leucogneiss à deux micas du massif de Gezong (échantillon SG 07 31 A).....	239
4.6.2.2.2. Micaschiste de la couverture métasédimentaire nord du massif de Gezong (échantillon SG 07 35 B).....	241
4.6.2.2.3. Leucosome de la migmatite de Qingaling (échantillon SG 07 40B).....	246
4.6.2.2.4. Leucosome a biotite de la migmatite d'amphibolite de Qingaling (échantillon SG 07 42 A1).....	249
4.6.2.2.5. Mélanosome de la migmatite d'amphibolite de Qingaling (échantillon SG 07 42 A2).....	250
4.7. Discussion.....	257
4.7.1. Distribution du métamorphisme par rapport aux structures.....	257
4.7.1.1. A l'échelle du complexe métamorphique de Danba.....	257
4.7.1.2. Signification des massifs cristallins de Gezong, Gongcai, Bawang-Cunnuchan et Qingaling.....	258
4.7.2. Mécanisme de l'exhumation de la partie nord du complexe métamorphique de Danba.....	261
4.7.3. Chronologie absolue de la déformation et du métamorphisme.....	264
4.8. Conclusion.....	269
4.9. Références.....	270

Chapitre 5 : Les granites du Songpan Ganze.....	277
5.1. Introduction.....	280
5.2. Geological settings and previous results on the Songpan Ganze granitoids.....	282
5.3. Results.....	287
5.3.1. Field setting and petrography of the granitoids of the Songpan Ganze terrane.....	287
5.3.2. Major and trace elements of the granitoids of the Songpan Ganze terrane (Rilong, Manai, Dusong Xian, Markam, Xue Sheng and Sheng Meng plutons).....	303
5.3.3. Rb-Sr and Sm-Nd isotopic signature of the granitoids from the Songpan Ganze terrane.....	318
5.4. Discussion.....	324
5.4.1. Petrology, geochemistry and geochronology of the granitoids of the Songpan Ganze terrane: general trends.....	324
5.4.2. Magma sources and processes.....	328
5.4.3. Tectonic settings	330
5.4.4. Perspective on Songpan Ganze lithosphere evolution.....	331
5.5. Conclusion.....	333
5.6. Acknowledgments.....	333
5.7. References.....	333
5.8. Annexes.....	338
 Chapitre 6 : Evolution géodynamique de la bordure Ouest du craton du Yangtze et de l'Est du plateau Tibétain à l'échelle lithosphérique du Néoprotérozoïque à l'actuel.	345

6.1. La succession marge active-marge passive à l'ouest du craton du Yangtze du Néoprotérozoïque au Paléozoïque.....	348
6.2. L'orogénèse Indosinienne et l'héritage de la marge passive Paléozoïque.....	352
6.3. Double retrait de slab au Mésozoïque et influence sur la structure lithosphérique actuelle.....	353
6.3.1. Déformation, métamorphisme et magmatisme lors de l'orogénèse Indosinienne : un modèle de convergence lithosphérique associé à un double retrait de slab.....	353
6.3.2. Conséquences de ce modèle pour la lithosphère de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze.....	357
6.4. Réactivation tectonique et métamorphique au Cénozoïque.....	359
6.5. Références.....	359
Chapitre 7 : Conclusion générale et perspectives	365
7.1 Conclusion.....	367
7.2. Perspectives.....	368
7.3. Références.....	370
Annexe : Méthodes.....	371
a.1. Pétrologie.....	373
a.1.1. Microscopie électronique à balayage et microsonde électronique.....	373
a.1.1.1. Principe de la méthode.....	373

a.1.1.2. Microscope électronique à balayage.....	375
a.1.1.3. Microsonde électronique.....	376
a.1.2. Thermobarométrie.....	377
a.2. Géochimie.....	380
a.2.1. Principes.....	380
a.2.1.1. Eléments majeurs et traces.....	380
a.2.1.2. Isotopes.....	381
a.3. Géochronologie.....	384
a.3.1. Datation uranium plomb sur zircons.....	384
a.3.1.1. Principe.....	384
a.3.1.2. Préparation des échantillons.....	386
a.3.1.3. Fonctionnement de la sonde ionique.....	386
a.3.2. Datation Ar-Ar sur minéraux séparés.....	388
a.3.2.1 Principe.....	388
a.3.2.2. Préparation des échantillons.....	388
a.3.2.3. Analyse.....	389
a. 4 Références.....	389

Table de figures et des tableaux

Chapitre 1 :

Figure 1.1 : Contexte géodynamique actuel du plateau Tibétain.....	31
Figure 1.2 : Coupe lithosphérique du plateau du Tibet. Extrait de Owens et Zandt, (1997).....	32
Figure 1.3 : modèle rigide pour la formation du plateau Tibétain (Molnar et Tapponier 1975, Tapponier et Molnar, 1976, Tapponier et al., 1982, 1990, 2001).....	34
Figure 1.4 : Modèle de fluage pour la formation du plateau Tibétain (Vanderhaeghe et Teyssier, 2001, Nelson et al., 1996, Royden et al., Royden et Burchfiel, 1997).....	35
Figure 1.5 : Schéma structural général de la bordure Est du plateau Tibétain.....	38
Figure 1.6 : Schéma structural et coupe de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze à la fin du Trias (Modifié d'après Roger et al., 2008).....	41

Chapitre 2 :

Table 2. 1: Synthesis of the main petrologic, geochemical and geochronological data published on the magmatic rocks exposed along the Western margin of the Yangtze craton.....	60
Figure 2.1: Schematic geological map of the western margin of the Yangtze craton	63
Figure 2.2: Cross section of the study area (see location on figure 1).....	66
Figure 2.3: Microphotographs of the studied samples.....	67
Table 2.2: Successive mineral assemblages of the Gengda gabbro, and the Pengguan and Gezong granitoids.....	68
Figure 2.4 : Al ₂ versus TiO ₂ in clinopyroxenes (Loucks 1990, Zhu et al. 2008) for the undeformed Gengda gabbro (07 10 X).....	69
Table 2.3 : U/Pb zircon ages.....	73
Figure 2.5: Cathodoluminescence images of a zircon grains and Concordia diagrams.....	74

Figure 2.6: Total alkali versus SiO ₂ diagram of Cox et al. (1979) adapted by Wilson (1989) for plutonic rocks.....	76
Table 2.4 : Major and trace elements composition.....	75
Figure 2.7: K ₂ O versus SiO ₂ diagram.....	78
Figure 2.8: Incompatible versus incompatible diagram.....	79
Figure 2.9: REE (normalized to chondrite) and multi-elements (normalized to primitive mantle) diagrams for the Gengda gabbros and the Neoproterozoic granitoids from the Longmen Shan.....	80
Table 2.5 : Rb-Sr and Sm-Nd isotopic compositions.....	82
Figure 2.10: Isotopic composition of plutonic rocks from the Longmen Shan belt in the $\epsilon\text{Nd}(t)$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ diagram.....	83
Figure 2.11: Nd isotopic composition versus time diagram.....	84
Figure 2.12 : mixing features in the Pengguan granitoids.....	87
Figure 2.13.: Result of the mixing model calculation.....	88
Table 2.6. : Calculated Nd isotopic composition of the continental contaminant in a mantle-crust mixing model.....	90
Figure 2.14. : sketch lithospheric cross-sections showing the subduction evolution along the western Yangtze margin at different places during the Mesoproterozoic and early Neoproterozoic times.....	93
Figure 2.15. : sketch lithospheric cross-sections showing the subduction evolution along the western Yangtze margin at different places during the Neoproterozoic times.....	94
Table 2.7 : Chemical composition of Yanbian sediments.....	96
Table 2.8 : Chemical composition of actual basalts.....	97

Chapitre 3 :

Figure 3.1: Schematic geological map of the western margin of the Yangtze craton.....	111
Figure 3.2.: geological map of the Danba metamorphic complex.....	113
Figure 3.3.: field map of the San Dao Qiao valley.....	114
Figure 3.4.: Pillow-lavas photographs.....	115
Figure 3.5.: NE-SW cross section in the San Dao Qiao valley.....	116
Figure 3.6.: Microphotographs of metabasalt samples.....	118
Figure 3.7.: microphotographs of dike metabasalts samples.....	120
Figure 3.8. : Microphotographs of dike metabasalts and metagabbro samples.....	122
Figure 3.9. : Microphotographs of metagabbro and meta-ultramafic samples.....	124
Figure 3.10.: Alkaline versus SiO ₂ diagram of Le Maître et al. (1989).....	126
Table 3.1: Major and trace elements composition of the San Dao Qiao ophiolite samples.....	127
Table 3.2 : CIPW mineral norm composition of the San Dao Qiao rocks.....	130
Figure 3.11.: REE diagram of the San Dao Qiao rocks and Gengda gabbro.....	131
Figure 3.12.: Multielement diagram of the San Dao Qiao rocks and Gengda gabbro.....	133
Figure 3.13.: Multielement diagram of incompatible elements (Pearce 2008) of San Dao Qiao rocks and Gengda gabbro.....	133
Figure 3.14 : Present day isotopic composition of the San Dao Qiao samples.....	135
Table 3.3. : Present day Isotopic composition of the San Dao Qiao rocks.....	136
Figure 3.15: Nb/Y versus Zr/P ₂ O ₅ *10000 discrimination diagram for basalt from Floyd and Winchester (1975).....	137

Figure 3.16 : Th/Yb versus Nb/Yb diagram showing crustal input in oceanic magmas (Pearce 2008)..139

Figure 3.17: Th-Hf-Ta diagram of Wood et al.(1979, 1980) discriminating different basalts.....140

Figure 3.18: Immobile elements diagrams discriminating SSZ, MORB and OIB magmas.....141

Chapitre 4 :

Figure 4.1 : Carte géologique de la bordure Est du plateau du Tibet.....159

Figure 4.2 : Carte du complexe métamorphique de Danba.....160

Figure 4.3 : Carte de localisation des échantillons cités.....164

Figure 4.4 : Trois coupes NE-SW dans le complexe métamorphique de Danba.....165

Figure 4.5 : Relation macroscopique entre la stratigraphie et la schistosité S1 de plan axial dans les turbidites Triasiques de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze.....166

Figure 4.6 : Relations entre la schistosité S1 de plan axial de plis P1 et la schistosité S2 qui correspond à des bandes de cisaillement du haut vers le Sud transposant S1.....169

Figure 4.7 : Microphotographie de l'échantillon CH 09 32 (figure 4.3) montrant la relation entre la foliation composite S0/1/2 et la schistosité S3.....170

Figure 4.8 : Carte montrant les structures principales du complexe métamorphique de Danba.....171

Figure 4.9 : Stéréogrammes hémisphère inférieur montrant les directions générales des structures du complexe métamorphique de Danba.....172

Figure 4.10 : Critères cinématiques indiquant un mouvement du haut vers le SW.....173

Figure 4.11 : Photo du dôme de Gezong.....175

Figure 4.12 : Caractéristiques du massif de Gezong.....176

Figure 4.13 : Structures magmatiques dans le massif de Gongcai.....	178
Figure 4.14 : La nappe déversée de Gongcai.....	179
Figure 4.15 : migmatites dans les dômes de Qingaling et Bawang-Cunnuchan.....	181
Tableau 4.1 : Assemblages minéralogiques dans les différentes zones du complexe métamorphique de Danba.....	182
Figure 4.16 : Carte des assemblages minéralogiques observés dans le complexe métamorphique de Danba.....	183
Figure 4.17 : microphotographie d'un échantillon de turbidites du Songpan Ganze (CH 09 30, figure 4.3).....	186
Figure 4.18 : microphotographie de l'échantillon CH 09 31 (figure 4.3).....	187
Figure 4.19 : Porphyroblastes de biotite superposés à la S ₂ (surlignée en jaune) dans l'échantillon CH 09 30 (figure 4.3).....	188
Figure 4.20 : Microphotographies de l'échantillon CH 09 35 (figure 4.3).....	190
Figure 4.21 : Relations entre la S ₃ et les minéraux du métamorphisme.....	191
Figure 4.22 : Coupe NE-SW passant par Danba (coupe CD de la figure 4.2) et montrant les relations entre schistosités et minéraux marqueurs du métamorphisme dans le complexe métamorphique de Danba, ainsi que la position des isogrades.....	192
Figure 4.23 : Diagrammes Xpyrope-Xalmandin-Xspessartine montrant les compositions chimiques des grenats des échantillons du complexe métamorphique de Danba.....	195
Figure 4.24 : Diagrammes Xpyrope-Xalmandin-Xgrossulaire montrant les compositions chimiques des grenats des échantillons du complexe métamorphique de Danba.....	196
Figure 4.25 : profil de composition de grenats représentatif d'échantillon de la zone à grenat.....	197

Figure 4.26 : Microphotographies des cristaux de grenats des différentes zones du complexe métamorphique de Danba.....	198
Figure 4.27 : Profil de composition d'un grenat issu d'un échantillon représentatif de la zone à staurotide.....	200
Figure 4.28 : Profil de composition d'un grenat de l'échantillon représentatif de la zone à disthène.....	201
Figure 4.29 : Profil de composition du gros grenat de l'échantillon CH 09 38.....	202
Figure 4.30 : Profils de composition de grenats issus d'échantillons représentatifs de la zone à sillimanite.....	203
Figure 4.31 : Microphotographie des grenats typiques de la zone à sillimanite.....	204
Figure 4.32 : Diagramme triangulaire montrant la composition en Fe, Mg et Ti des biotites des roches métamorphiques des différentes zones du complexe métamorphique de Danba.....	205
Figure 4.33 : Diagrammes X_{Mg} versus Si pfu pour les micas blancs du complexe métamorphique de Danba.....	207
Figure 4.34 : Diagrammes triangulaires montrant la composition des micas blancs du complexe métamorphique de Danba.....	208
Figure 4.35 : Diagramme X_{Mg} versus Si pfu pour les chlorites des métasédiments de la couverture du massif de Gezong, dans la partie Sud du complexe métamorphique de Danba.....	209
Figure 4.36 : Diagramme amésite-clinochlore-daphnite montrant la composition des cristaux de chlorite des métasédiments de la couverture du dôme de Gezong, au Sud du complexe métamorphique de Danba.....	210
Figure 4.37 : Composition des feldspaths du complexe métamorphique de Danba.....	211

Figure 4.38 : Microphotographies montrant les relations texturale entre les minéraux dans les échantillons de la zone à sillimanite.....215

Figure 4.39 : Pseudosection Perplex de l'échantillon CH 09 67 B.....220

Figure 4.40 : Pseudosection de l'échantillon CH 09 121.....223

Figure 4.41 : Pseudosection Perplex de l'échantillon CH 09 38.....226

Figure 4.42 : Pseudosection Perplex de l'échantillon SG 07 40 A.....228

Figure 4.43 : Pseudosection type pour les échantillons étudiés, basée sur la composition de l'échantillon CH 09 121.....230

Figure 4.44 : A) microphotographie de l'échantillon SG 07 41 D montrant la minéralogie caractéristique de l'échantillon et la texture des amphiboles. B) un exemple de zircon de l'échantillon SG 07 41 D, avec un cœur à oscillations magmatiques et une surcroissance homogène.....232

Figure 4.45: histogramme de répartition des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ des zircons de l'échantillon SG 07 41 D.233

Figure 4.46 : Diagramme concordia pour l'échantillon SG 07 41 D.....233

Figure 4.47 : Microphotographie montrant les microstructures associées aux micas dans l'échantillon SG 07 31 A.....235

Figure 4.48 : Images MEB montrant la composition chimique d'une biotite de l'échantillon SG 07 31A.....236

Figure 4.49 : microphotographie de l'échantillon SG 07 35B, montrant les biotites et micas blancs interstratifiés.....237

Figure 4.50 : Microphotographie de l'échantillon SG 07 40 B, montrant les amas de biotites et micas blancs.....237

Figure 4.51 : Microphotographies de l'échantillon SG 07 42 A.....	238
Figure 4.52 : Résultats des analyses de la population de muscovites de l'échantillon SG 07 31A.....	240
Figure 4.53 : Résultats des analyses de la population de biotites de l'échantillon SG 07 31A.....	241
Table 4.2 : Résultats des analyses Ar/Ar.....	242
Figure 4.54 : Résultats des analyses de la population de muscovites de l'échantillon SG 07 35B.....	245
Figure 4.55 : Résultats des analyses de la population de biotites de l'échantillon SG 07 35 B.....	246
Figure 4.56 : Résultats des analyses de la population de muscovites de l'échantillon SG 07 40 B.....	247
Figure 4.57 : Résultats des analyses de la population de biotites de l'échantillon SG 07 40 B.....	248
Figure 4.58 : Résultats des analyses de la population de biotites de l'échantillon SG 07 42A1.....	249
Figure 4.59 : Résultats des analyses de la population d'amphiboles de l'échantillon SG 07 42A2.....	251
Figure 4.60 : Résultats des analyses de la population de biotites de l'échantillon SG 07 42A2.....	252
Figure 4.61 : Synthèse des résultats des analyses Ar-Ar sur micas et amphiboles.....	255
Figure 4.62 : Relation entre le métamorphisme et les structures à l'échelle régionale dans le complexe métamorphique de Danba.....	258
Figure 4.63 : Coupe synthétique du complexe métamorphique de Danba montrant la répartition des différents niveaux structuraux.....	260
Figure 4.64 : Evolution schématique de la bordure Est de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze depuis le Paléozoïque.....	263

Figure 4.65 : compilation de données d'âges pour la région de Danba (Huang et al 2003b, Wallis et al. 2003, Zhou et al 2008, Roger et al. 2004, cette étude).....	268
---	-----

Chapitre 5 :

Figure 5.1: General geological setting of the Songpan Ganze terrane of the Tibetan plateau.....	281
---	-----

Figure 5.2.: Geological sketch map showing the location of the pluton intruding the Songpan Ganze terrane.....	286
--	-----

Figure 5.3.: Sketch cross-section (figure 5.2) of the Manai and Dusong plutons showing their structural relations and field observations.....	289
---	-----

Figure 5.4: Sample from Menggu pluton.....	290
--	-----

Figure 5.5.: Sample from south Manai pluton.....	291
--	-----

Figure 5.6.: Sample from Dusong Xian pluton.....	292
--	-----

Figure 5.7.: Sample 126 from Markam pluton.....	294
---	-----

Figure 5.8.: Sample 124C from Markam pluton.....	295
--	-----

Figure 5.9.: Sample SG 07 69 from the Rilong pluton.....	296
--	-----

Figure 5.10.: Sample SG 07 26 from the Rilong pluton.....	297
---	-----

Figure 5.11.: Sample from Xue Sheng pluton.....	298
---	-----

Figure 5.12.: Sample from Sheng Meng pluton.....	299
--	-----

Table 5.1.: Petrographic characteristics of the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane, described from N to S.....	300
--	-----

Table 5.2: CIPW mineral norm. of the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane.....	305
Table 5.3 : chemical characteristics of the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane.....	307
Figure 5.13: Aluminous index of the granitoids of the Songpan Ganze terrane.....	308
Figure 5.14: K ₂ O vs SiO ₂ diagram for the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane.....	309
Table 5.4: Major and trace composition of the granitoids from the plutons exposed in the Songpan Ganze Terrane (new data).....	310
Table 5.5 : Average Ni, Cr content and Nb/Ta, Nb/Th ratios of the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane.....	314
Figure 5.15 : Rare earth elements diagrams of the granitoids from the plutons exposed in the Songpan Ganze terrane.....	315
Figure 5.16 : Multi-elements diagrams of the granitoids of the Songpan Ganze terrane.....	317
Figure 5.17A: Isotopic composition of the potential sources recalculated at 200 Ma.....	319
Figure 5.17B: Isotopic composition of the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane recalculated at 200Ma.....	320
Table 5.6 : Isotopic compositions of the Songpan Ganze granite and Songpan Ganze sediments.....	323
Figure 5.18 : Geological map showing the age and spatial repartition of the different types of granitoids in the Songpan Ganze terrane.....	325
Table 5.7: Ages of the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane.....	326

Figure 5.19 : Compilation of the ages of the various granitoids types forming the plutons of the Songpan Ganze terrane, from North to south.....	327
Figure 5.20: Geodynamic reconstitution of the Songpan Ganze basin closure and granites emplacement.....	332
Table 5.8.: Major and trace composition of the Songpan Ganze sediments and Pengguan Granodiorite.....	338
Chapitre 6 :	
Figure 6.1 : Schéma structural général de la bordure Est du plateau Tibétain. Modifiée d'après la carte géologique de l'Asie du Sud-est.....	347
Figure 6.2 : Coupe synthétique (données géologiques et sismologiques) au niveau de la bordure Est du plateau Tibétain.....	348
Figure 6.3 : Schémas de l'évolution de la marge active de la bordure Ouest du craton du Yangtze durant le Néoprotérozoïque, considérant la genèse des magmas de San Dao Qiao au Néoprotérozoïque.....	351
Figure 6.4 : Schémas de l'évolution de la Paléotéthys durant le Paléozoïque.....	352
Figure 6.5 : Schéma de l'évolution de la lithosphère de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze durant le Paléozoïque supérieur et le Trias.....	356
Figure 6.6 : Schéma de l'évolution de la lithosphère de l'Est de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze du Trias supérieur à l'actuel.....	357
Figure 6.7 : Coupe lithosphérique du plateau Tibétain. Extrait de Owens et Zand, (1997).....	358
Annexe :	
Figure a.1 : les interactions électrons matière.....	374

Figure a.2. : fonctionnement du MEB.....375

Figure a.3 : exemple théorique de géothermomètre et de géobaromètre.....377

Figure a.4 : exemple d'estimation de la P, T par la méthode des multiéquilibres sur un couple chlorite – muscovite (système KMASH), calculé à partir du logiciel TWEEQ (Berman 1991, 1988, 1990).....378

Figure a.5 : Exemple de pseudosection obtenue avec le logiciel Perple_X.....380

Figure a.6 : Courbe d'amplification de l'erreur sur la mesure d'une concentration par dilution isotopique.....383

Figure a.7 : Schéma de principe de l'Isoprobe384

Figure a.8: exemple de diagramme concordia discordia.....385

Figure a.9: Schéma de principe de la formation d'ions secondaires lors du bombardement par un faisceau d'ions primaire.....387

Figure a.10: Schéma de la sonde ionique Cameca IMS 1270.....387

Chapitre 1 :

Introduction générale : contexte scientifique, état de l'art, objectifs et outils. Evolution tectonique de la croûte orogénique polycyclique dans les zones de convergence de plaques.

1.1. Contexte scientifique : Evolution tectonique de la croûte orogénique dans les zones de convergence de plaques

L'observation à la surface de la Terre, et en particulier au fond des océans, de reliefs linéaires, associés à une activité sismique et magmatique localisée a conduit à la notion de plaques lithosphériques, dont seules les bordures se déforment, et localisent la majeure partie de l'activité géologique. L'étude de la cinématique agissant aux limites de plaques montre des limites en convergence et d'autre en divergence. Ces observations ont conduit à l'élaboration de la théorie de la tectonique des plaques (Morgan 1968, 1971, 1972a, 1972b, Le Pichon 1968). Cette théorie fixe un schéma valide pour comprendre certains objets géologiques, affectant principalement la croûte océanique : dorsales océaniques, zone de subduction, arcs volcaniques, rifts.

La théorie de la tectonique des plaques a été appliquée aux zones de collision continentale par Dewey et Bird (1970). Cependant, l'idée d'une déformation extrêmement localisée aux limites de plaques ne concorde pas totalement avec l'observation des chaînes de collision continentale, qui si elles résultent bien de la rencontre de deux plaques lithosphériques continentales, peuvent être très larges et les effets tectoniques, structuraux et rhéologiques d'une collision continentale peuvent s'étendre au-delà des bordures strictes des plaques mises en jeu.

Wilson (1966) propose une évolution cyclique des processus affectant les plaques lithosphériques : ouverture d'un rift continental, ouverture d'un océan, subduction de l'océan après environ 200 Ma, collision continentale, puis début d'un nouveau cycle avec ouverture d'un rift continental. Chacun de ces stades est associé à de la déformation, du métamorphisme et du magmatisme qui amène à la création, à la remobilisation et au recyclage de la croûte océanique et continentale :

- La croûte peut ainsi être créée par accrétion tectonique lors des collisions, ou par accrétion magmatique, par extraction de magmas mantelliques au niveau des dorsales ou des zones de subductions
- La croûte peut être remobilisée par transformation lors du métamorphisme et de la déformation qui l'affectent en association avec les mouvements des plaques lithosphériques. Elle est aussi remobilisée : (i) via l'érosion, le transport, la

sédimentation et la diagénèse, qui transforment une roche crustale initiale en une nouvelle roche sédimentaire, (ii) par anatexie principalement dans les chaînes de collision continentale où l'épaississement crustal conduit à une augmentation de température qui provoque la fusion partielle des roches.

- Enfin, une partie de la croûte est recyclée et retourne au manteau au niveau des zones de subduction.

Malgré le fait que les zones de collisions continentales présentent des aspects qui les mettent légèrement en marge de la théorie de la tectonique des plaques, la géodynamique actuelle s'appuie sur cette théorie et sur le cycle de Wilson pour expliquer les observations géologiques. Cependant, le schéma se complique quand plusieurs cycles orogéniques se superposent au niveau d'une même limite de plaque, et il s'agit alors d'identifier les reliques structurales, métamorphiques et magmatiques hérités de chacun des cycles orogéniques, de déterminer l'effet de cet héritage sur les cycles suivants, et éventuellement d'évaluer la contribution des différents cycles à la formation de croûte. Dans de telles situations, ce que l'on nomme « cycle orogénique » peut s'éloigner du schéma de Wilson et ne présenter que certaines des étapes théoriques précédemment décrites.

C'est dans ce cadre que s'inscrit cette thèse, qui s'intéresse à la bordure Est du plateau tibétain, l'une des bordures exhumées du plateau, qui constitue un lieu idéal pour étudier le comportement de la lithosphère continentale soumise à la déformation et au métamorphisme au cours d'une évolution géodynamique englobant au moins trois cycles orogéniques au sens large (Néoprotérozoïque, Indosinien et Himalayen). Néanmoins, la bordure Est du plateau Tibétain et les orogénèses qui l'ont affectée au cours des temps constitue un exemple atypique, sortant du cadre de la tectonique des plaques et des cycles de Wilson du fait (i) qu'aucune subduction associée à l'orogénèse Indosinienne et Himalayenne et parallèle à cette bordure n'ait été identifiée, (ii) que la déformation au cours de l'orogénèse Himalayenne soit une déformation intraplaque.

Le plateau du Tibet est l'un des objets géologiques les plus importants à la surface de la Terre. Sa surrection résulte du poinçonnement de l'Inde dans le continent Eurasiatique. Le plateau du Tibet est un haut plateau continental de plus de 4 millions de km², d'une

altitude moyenne de 4000 m et avec une épaisseur de croûte d'environ 80 km. Certaines de ses bordures représentent les plus hautes chaînes du monde : l'Himalaya, le Tien Shan, le Kunlun et les Longmen Shan.

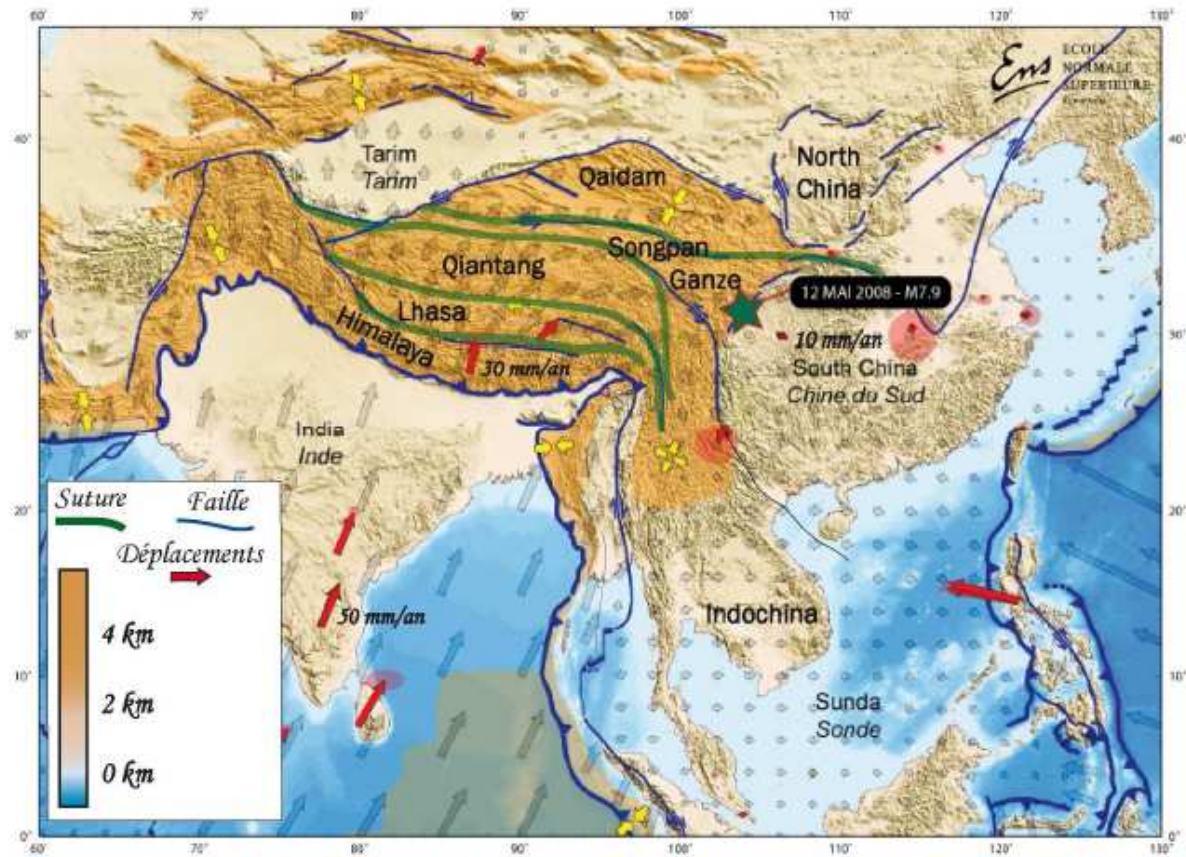


Figure 1.1: Contexte géodynamique actuel du plateau Tibétain. Les parties de hautes altitudes sont représentées en marron. Plusieurs sutures océaniques délimitent les anciens terrains qui se sont accrétés à l'Asie au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque (Yin et Harrison 2000). Il y a environ 50 Ma, le craton Indien est venu poinçonner l'Asie, ce qui a provoqué la surrection du plateau (Yin et Harrison 2000, Molnar et Tapponier 1975). Les vitesses de déplacements mesurées actuellement sont de plus en plus faibles vers le Nord-est (Chen et al. 2000). En mai 2009 s'est produit dans la chaîne bordière Est du plateau du Tibet (la chaîne des Longmen Shan) un séisme de magnitude 7.9 dont l'épicentre est marqué par une étoile verte.

Le plateau du Tibet est constitué de terrains continentaux séparés par des sutures océaniques (figure 1.1) qui se sont accrétés les uns aux autres du Nord vers le Sud depuis le Paléozoïque (collision Kunlun/Tarim). Ce puzzle de terrains accrétés s'est déformé et a été soulevé au Cénozoïque pour donner un plateau (Yin et Harrison, 2000), ce qui

explique les hétérogénéités d'épaisseur de croûte (de 60 à 80 km) et de propriétés physiques observées à travers le plateau (Figure 1.2, Owen et Zandt, 1997).

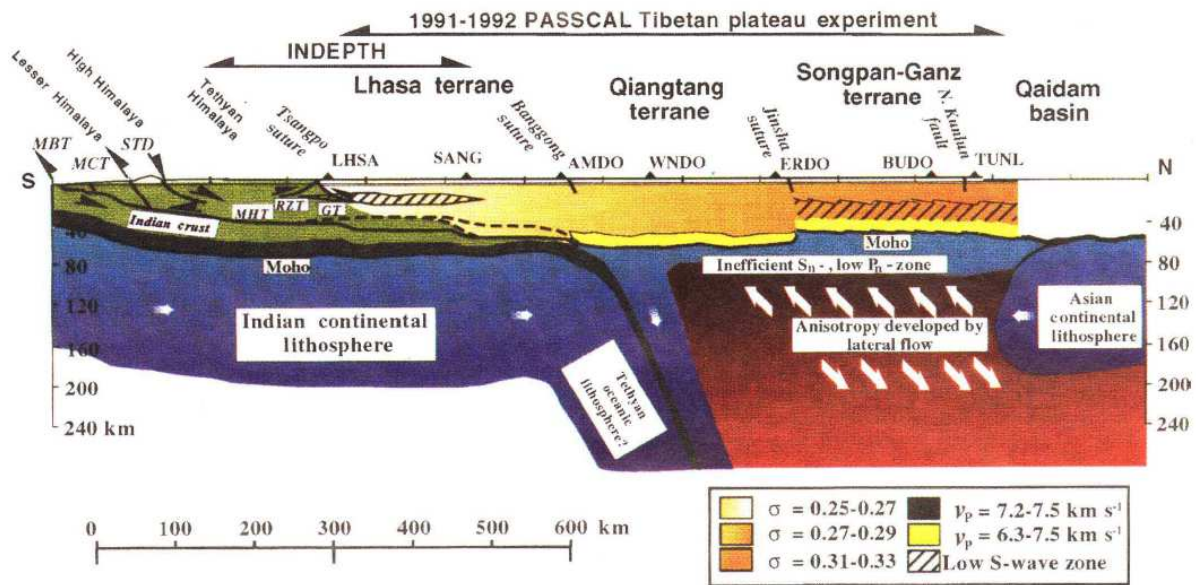


Figure 1.2 : Coupe à l'échelle lithosphérique du plateau Tibétain. Extrait d'Owens et Zandt, 1997. La croûte d'affinité Indienne est représentée en vert. Les diverses teintes de orange représentent les variations du rapport de Poisson (σ) dans la croûte tibétaine. Les parties colorées en noir en base de croûte correspondent à des zones où les vitesses d'ondes P sont très élevées. Les parties colorées en jaune en base de croûte correspondent à des zones où les vitesses d'ondes P sont comprises entre 6.3 et 7.5 km/s. Les parties hachurées représentent des zones de faible vitesse d'ondes S. Sous le Moho, les parties bleues représentent la lithosphère et les parties rouges représentent des zones où les données suggèrent que le manteau présente des vitesses d'ondes sismiques plus faibles qu'au Sud du plateau.

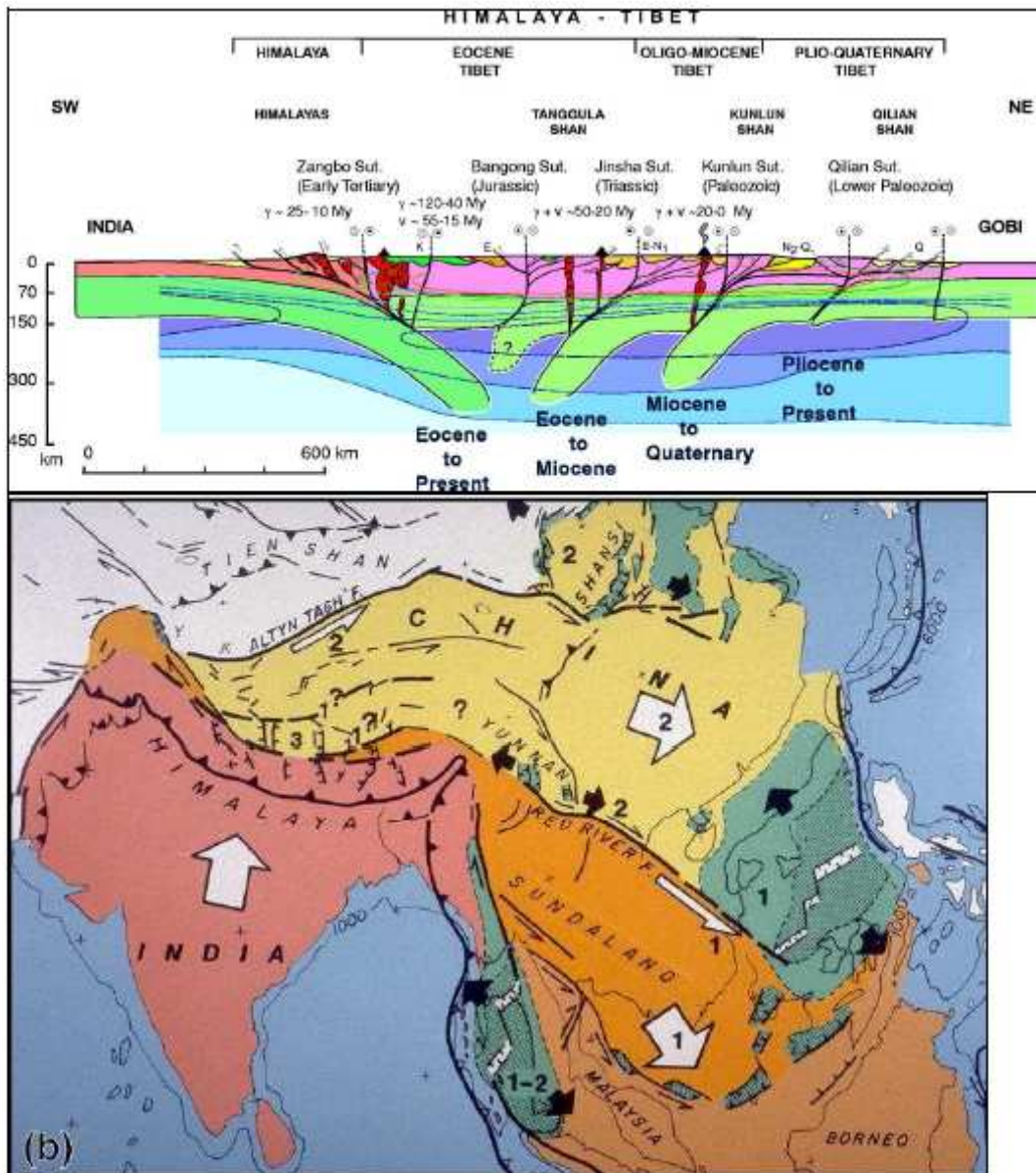
Différents types de modèles sont proposés pour le mode de surrection du plateau du Tibet et l'accommodation de la collision Inde-Asie (Molnar et Tapponier, 1975, Zhao et Morgan, 1985, Yin et Harrison 2000). Depuis une dizaine d'années, le débat porte sur le comportement de la croûte avec deux propositions extrêmes :

- 1) Certains modèles proposent un épaissement par déformation localisée à la limite de blocs rigides. La formation du plateau et l'épaissement de la croûte seraient dans ces cas liés à un empilement de prismes d'accrétion associés à des

subductions fossiles sous-jacentes. De manière contemporaine, des blocs crustaux sont extrudés latéralement vers l'Est. Ces blocs crustaux sont délimités par de grandes zones de cisaillement lithosphériques qui réactivent les zones de sutures et découpent le plateau du Tibet (Molnar et Tapponier 1975, Tapponier et Molnar 1976, Tapponier et al. 1982, 1990, 2001, Decelles et al. 2002) (figure 1.3). La localisation de la sismicité sur les failles en bordure de blocs ainsi que l'écaillage crustal observé dans les chaînes bordières du plateau sont des arguments en faveur de ce modèle. Dans ces modèles, la lithosphère sous-jacente est froide et l'ensemble de la croûte reste rigide (figure 1.3).

- 2) D'autres modèles proposent un épaissement par déformation homogène (ou distribuée) au sein d'un ensemble plus mou. Ici, la formation du plateau est liée au fluage latéral de la croûte. Dans une variante de ce modèle, la croûte moyenne et inférieure thermiquement mûre et de faible viscosité flue en réponse au gradient d'énergie potentielle gravitaire accumulée lors de la convergence Inde-Asie (Figure 1.4) (Vanderhaeghe et Teyssier, 2001 ; Royden et Burchfiel, 1987, 1997, Nelson et al. 1996). L'exhumation de migmatites au niveau de l'Himalaya est en faveur de ce modèle. L'interprétation des données géophysiques notamment sismologiques est un sujet controversé. Ainsi, Nelson et al. (1996) interprètent la présence de points réfléchissants comme des poches de matériel crustal partiellement fondu, alors que Hetenyi et al. (2007) et Nabelec et al. (2009) proposent que ces points réfléchissants soient des indices de fluides aqueux dans la croûte. Malgré ces divergences d'interprétation des données géophysiques, la base du raisonnement dans ce type de modèles est que l'on considère que l'épaississement crustal résulte d'une différence de rhéologie de la croûte tibétaine par rapport à la croûte Asiatique (Royden et Burchfiel, 1987, 1997, Robert et al. 2010, figure 1.4).

Ces modèles sont extrêmes et dans la réalité la déformation n'est probablement pas totalement localisée ni totalement distribuée.



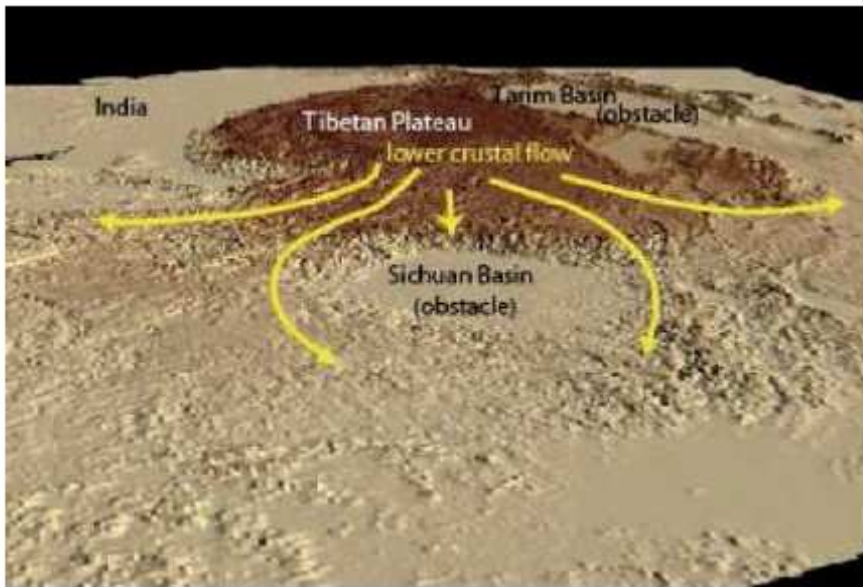
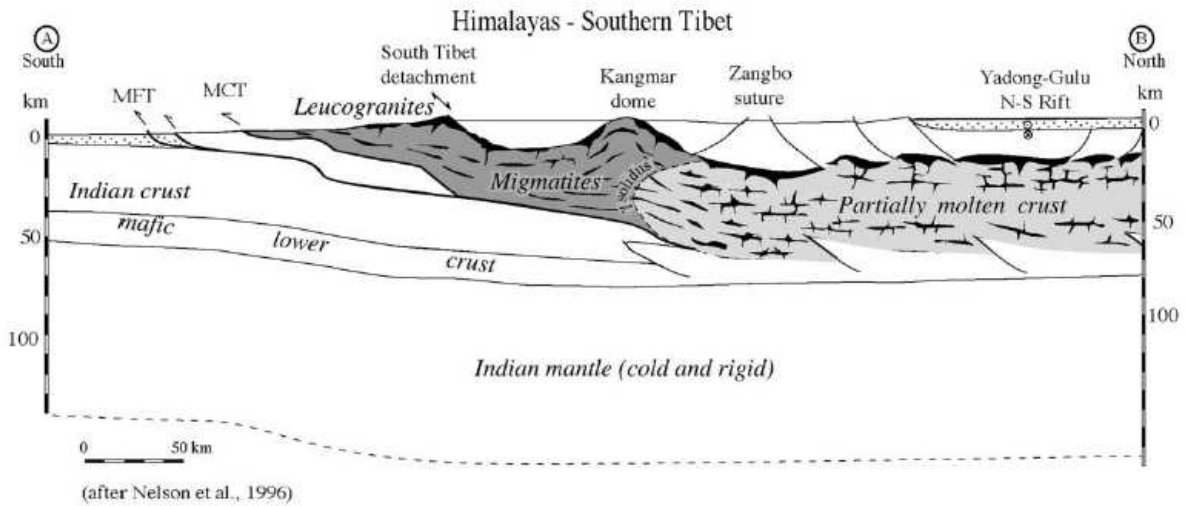


Figure 1.4 : Modèle de fluage pour la formation du plateau Tibétain. Suite à l'épaississement crustal, la croûte inférieure chaude devient ductile et peut fluer des zones de plus grande énergie potentielle vers les zones de plus faibles énergie potentielle. Le flux de croûte ductile vient buter contre les zones rigides et froides que constituent les cratons. La croûte inférieure s'épaissit alors et les bordures se soulèvent (effet camembert) (Vanderhaeghe et Teyssier, 2001, Nelson et al. 1996, Royden et al. Royden et Burchfiel, 1997)

La bordure Est du plateau, au niveau de la chaîne des Longmen Shan, est une région clé pour comprendre la différence de rhéologie observée entre le plateau du Tibet et le craton du Yangtze. En effet, la chaîne des Longmen Shan (figure 1.5), orientée Nord-est Sud-ouest, est située entre le Songpan Ganze à l'Ouest, qui est une unité lithotectonique qui représente à peu près un quart de la surface du plateau tibétain, et le bassin du

Sichuan à l'Est, qui repose sur le craton du Yangtze. La chaîne des Longmen Shan est légèrement oblique par rapport à l'état de contrainte actuel déduit de la contrainte horizontale maximale ENE-WSW mesurée lors des forages dans le bassin du Sichuan (Heidbach et al. 2005). La chaîne des Longmen Shan représente la marche topographique la plus abrupte bordant le plateau Tibétain, avec un gradient d'altitude de 9% depuis le plateau à 5000 m au bassin du Sichuan à quelques centaines de mètres sur une distance d'environ 50km. Au niveau de cette chaîne, les données géodésiques indiquent des vitesses de convergence entre les Longmen Shan et le bassin du Sichuan faibles (environ 1,5 mm/an, Chen et al. 2000). Néanmoins cette chaîne culmine à plus de 7000m d'altitude. Cette topographie est maintenue par l'activité des chevauchements frontaux qui ont rompu le 12 mai 2008 générant un séisme de magnitude 7.9 (USGS). Les données paléosismologiques (Densmore et al. 2007) sous-estiment probablement l'activité sismique de cette région, notamment car certains chevauchements sont aveugles, comme observé lors du dernier séisme (de Michele et al. 2010), mais également parce que la déformation est fortement partitionnée. La récurrence des séismes est de l'ordre de 3000 ans (Godard et al. 2009, Shen et al. 2009). Depuis la fin du Trias, cette chaîne est associée à un bassin flexural qui a été endoréique jusqu'au Crétacé, époque à laquelle le fleuve Yangtze a pu traverser la vallée des Trois Gorges, entraînant l'érosion du bassin de cette époque jusqu'à maintenant (Richardson et al. 2008). Ainsi, les produits d'érosion de la chaîne sont drainés hors du bassin du Sichuan, expliquant le petit bassin d'avant chaîne actuel (Richardson et al. 2008). Aucune véritable suture océanique n'a été observée dans les Longmen Shan, et les études sismologiques ne montrent pas d'indices de subduction, ni au Trias ni au Cénozoïque. En revanche, un saut de Moho abrupt est localisé à l'aplomb de la zone interne de la chaîne des Longmen Shan, comme le montrent les données de sismologie passive (Robert et al. 2009).

Comment expliquer le maintien d'une croûte continentale épaisse et d'une activité tectonique sans subduction et avec un faible déplacement horizontal de la croûte supérieure? Alors que l'empilement d'écaillés crustales est claire dans les Longmen Shan, qui constituent l'avant du système (Xu et al. 2008, Robert et al. 2010), la déformation, l'épaississement et les propriétés géophysiques de l'unité de Songpan Ganze sont plus difficiles à expliquer. Royden et al. (1997), Vanderhaeghe et Teyssier, (2001), Clark et al., (2005) proposent que l'épaississement de cette unité en particulier soit lié à

l'accumulation d'un matériel partiellement fondu contre la bordure Ouest du craton. Nous proposons que l'épaississement de la croûte du Songpan Ganze et la localisation du front de déformation et de topographie au niveau des Longmen Shan soient dû à une différence de rhéologie entre l'unité lithotectonique du Songpan Ganze, très déformable et le craton du Yangtze, très rigide. La différence de rhéologie que nous invoquons serait liée aux héritages chimiques et thermiques développés au sein de la (ou des) lithosphère(s) lors des processus tectoniques, métamorphiques et magmatiques qui se sont déroulés au cours de l'histoire polycyclique de la zone qui met en jeu au moins trois orogénèses, au Néoprotérozoïque, au Mésozoïque et au Cénozoïque. La recherche des causes de cette différence de rhéologie est l'objet de cette thèse.

1.2. Etat de l'art : géologie de la bordure Est du plateau du Tibet

L'analyse de la carte géologique de la bordure Est du plateau tibétain permet d'identifier les témoins des divers cycles orogéniques qui ont affecté cette région (figure 1.5).

1.2.1 Le socle Néoprotérozoïque de la bordure Ouest du craton du Yangtze

La marge Ouest du craton archéen du Yangtze est parsemée de corps magmatiques, volcaniques ou plutoniques, basiques à acides, dont les âges s'échelonnent entre 900 et 750 Ma (Xiao et al. 2007, Li et al. 2003a, b et c, 2006, 2007, Yan et al. 2004, 2008, Zhou et al. 2002, 2006a et b, Roger et Calassou 1997). Le long de la bordure Est du plateau tibétain, ces roches affleurent au cœur de la chaîne montagneuse du Longmen Shan et dans ses prolongements Nord et Sud, dans les massifs cristallins d'âge Néoprotérozoïque (Pengguan, Xuelongbao, Kangding, Gezong). Les magmas les plus anciens (ca 900 Ma) sont des basaltes, parfois en coussins (Li et al. 2007, Xiao et al. 2007) et des gabbros dont les rapports Th/Yb et Ta/Nb révèlent une signature intermédiaire entre des magmas de type « Oceanic Island Basalts » (OIB) et « Mid-Oceanic Ridge Basalts » (MORB) enrichis d'après les diagrammes de Pearce (2008). Les magmas plus récents (entre ca 850 et 750 Ma) sont intermédiaires à granitiques, et présentent à la fois des anomalies négatives en HFSE et des rapports Ti/V plus grand que 20 (Zhou et al. 2002, 2006a et b, Yan et al. 2004,

Li et al. 2006). Plusieurs modèles sont proposés pour expliquer ce magmatisme Néoprotérozoïque qui s'étale sur 150 Ma.

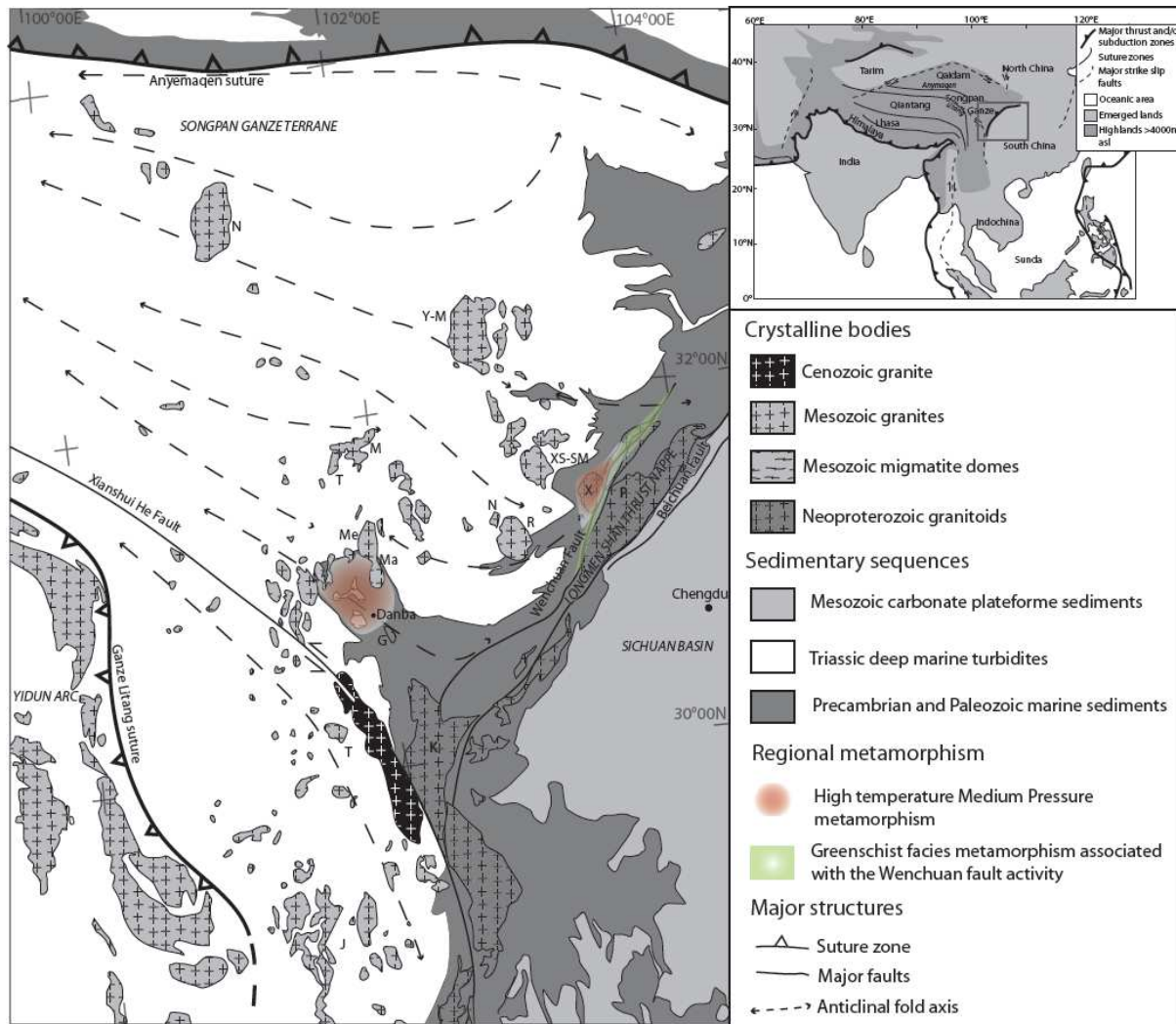


Figure 1. 5 : Schéma structural général de la bordure Est du plateau Tibétain, permettant d'identifier les points clés de l'évolution géodynamique de la bordure Est du Songpan Ganze. Modifiée d'après la carte géologique de l'Asie du Sud-est. J=granite de Juilong, T=granite de Tagong, Ma=granite de Manai, Me= granite de Menggu, M=granite de Markam, T=granite de Taiyanghe, R=granite de Rilong, N= granite de Niuxingou, XS-SM=granites de Xue Sheng et Sheng Meng, Y-M=granites de yaggon et Maoergai, N=granite de Nyanbaoyeche, X=granite de Xuelongbao, P=granodiorite de Pengguan, K=granodiorite de Kangding.

- 1) un modèle propose que la marge Ouest du craton du Yangtze était une marge active durant le Néoprotérozoïque, avec des bassins marginaux plus ou moins ouverts le long de la marge (Zhou et al. 2002, 2006, 2007, Yan et al. 2008, and Sun et al. 2008)

- 2) un modèle concurrent propose que les corps magmatiques affleurant le long de la marge du craton du Yangtze témoignent de l'activité d'un panache mantellique qui aura abouti au démantèlement du supercontinent Rodinia. (Li X-H et al., (2002, 2003a, 2003b, 2006), Li Z-X et al., (1999, 2003), Li Y-F (2007))
- 3) enfin, récemment, un modèle alternatif propose que le magmatisme soit associé à un rifting passif qui mènera aussi au démantèlement du supercontinent Rodinia, mais sans faire intervenir de panache mantellique, mais plutôt une extension lithosphérique post orogénique (Zheng et al. 2007, 2008)

1.2.2 L'unité lithotectonique du Songpan Ganze : nature du socle et provenance des sédiments.

La marge du craton archéen du Yangtze est soulignée par une différence de nature des sédiments de la fin du Néoprotérozoïque au Paléozoïque qui caractérisent d'une part le bassin du Sichuan, situé directement à l'Est au pied de la chaîne du Longmen Shan, et d'autre part le paléo-bassin du Songpan Ganze. La série sédimentaire fin Néoprotérozoïque-Paléozoïque qui repose sur le craton du Yangtze dans le bassin du Sichuan est peu métamorphique et est constituée de sédiments de plateforme carbonatée, tandis que les sédiments du Songpan Ganze sont de nature marine profonde et turbiditique (Mattauer et al. 1992, Dirks et al. 1994, Chen et Wilson, 1996, Yong et al. 2006). La différence de nature des dépôts entre les deux bassins indique la présence d'une marge passive (Dirks et al. 1994, Chen et Wilson, 1996) d'orientation Nord-est/Sud-ouest pendant le dépôt, c'est-à-dire de la fin du Néoprotérozoïque jusqu'au Trias. L'extension vers l'Ouest de la croûte continentale de cette marge est inconnue pour le moment, et la nature du socle sous-jacent aux sédiments du Songpan Ganze est un sujet de discussion (Roger et al. 2008, Zhang et al. 2006, Yin et Harrison 2000).

Sur la bordure Est de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze, l'intensité de la déformation et du métamorphisme ne permettent pas d'identifier les contacts sédimentaires discordants initiaux entre les sédiments et leur socle. Cependant, structurellement sous les métasédiments, des dômes cristallins gneissiques interprétés comme des écailles de socle de la marge du Yangtze affleurent dans le complexe métamorphique de Danba (Huang et al. 2003a, Roger et Calassou, 1997, Zhou et al. 2002).

Néanmoins, le volume important de sédiments et leur étalement latéral sur plusieurs centaines de kilomètres n'est pas en faveur d'un dépôt continental et suggère qu'au moins une partie des sédiments du paléobassin du Songpan Ganze se sont déposés sur un socle océanique. De plus, la nature turbiditique des dépôts qui dominent l'unité lithotectonique du Songpan Ganze est typique d'environnements de dépôts profonds en milieu océanique. Cet océan pourrait correspondre à la relique de l'océan Paléotéthys qui s'est fermée à la fin du Trias pendant l'orogénèse Indosinienne (Roger et al. 2008).

Si la nature du socle sous la série sédimentaire du paléobassin du Songpan Ganze est inconnue, la provenance des sédiments est bien contrainte par l'étude des âges et de la composition Lu-Hf des zircons détritiques. Les turbidites de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze seraient principalement les produits d'érosion de la chaîne de Qinlin-Dabie qui est située au Nord du Songpan Ganze, entre les blocs Chine du Sud et Chine du Nord, avec une petite proportion des dépôts provenant de la chaîne de Kunlun (Enkelman et al. 2007, Weislogel et al. 2006, Weislogel, 2008).

1.2.3. Déformation et métamorphisme durant l'orogénèse Indosinienne (Trias supérieur-Jurassique inférieur)

L'orogénèse Indosinienne résulte de la collision entre les blocs Chine du Nord, Chine du Sud et Qiang Tang, suite à la fermeture de la Paléotéthys. Avant la collision, le paléobassin du Songpan Ganze était positionné entre deux zones de subduction de la Paléotéthys à vergence opposée dont les reliques s'observent au niveau des sutures d'Anyemaqen au Nord et de Ganze Litang au Sud (Roger et al. 2008, Chen et Wilson, 1996). Roger et al. (2008) interprètent l'unité lithotectonique du Songpan Ganze comme un prisme d'accrétion géant pincé entre les deux zones de subduction (figure 1.6). Dans cette hypothèse, la collision entre l'unité lithotectonique du Qiangtang et le craton Chine du Nord n'aurait jamais été atteinte.

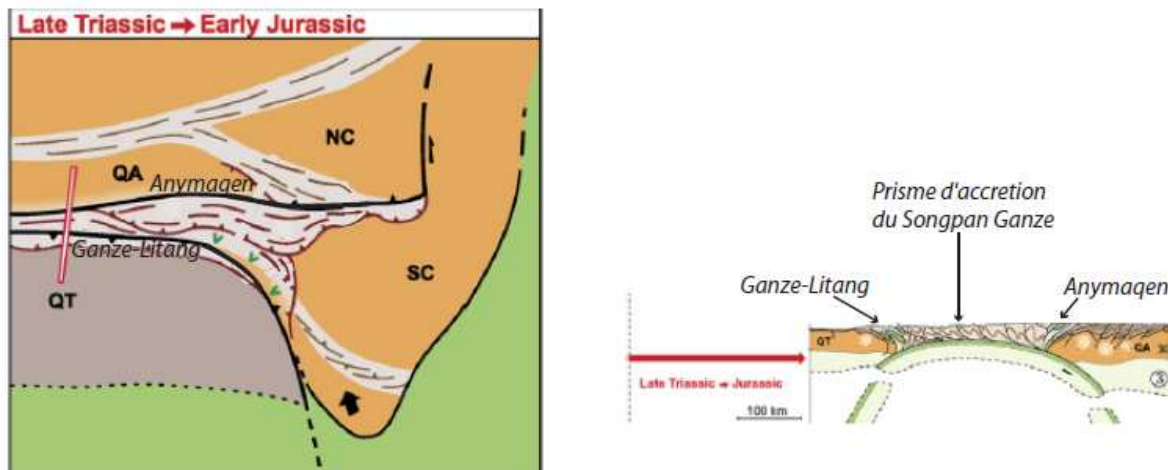


Figure 1.6 : Schéma structural et coupe de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze à la fin du Trias (Modifié d'après Roger et al. 2008)

La série métasédimentaire triasique qui affleure majoritairement au niveau de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze, consiste en une grande épaisseur de turbidites (10-15 km environ d'après Yong et al. 2006) déformées par des plis isoclinaux aux flancs très redressés et associés à une schistosité de plan axial soulignée par des micas blanc et des chlorites, assemblage minéralogique typique du faciès métamorphique des schistes verts. Les plis isoclinaux ont des axes orientés Est-Ouest dans tout le Songpan Ganze, sauf à sa bordure Est, où ils sont de direction NE-SW, transposés en relation avec le fonctionnement en décrochement sénestre de la faille de Wenchuan (Harrowfield et Wilson 2005, Dirks et al. 1994, figure 1.5). L'unité lithotectonique du Songpan Ganze est limité à l'Est par la chaîne des Longmen Shan, structurée par deux failles majeures qui ont accommodé un régime transpressif depuis le Trias : la faille de Beichuan à l'avant de la chaîne (à l'Est d'un point de vue géographique (figure 1.5)) principalement chevauchante, et la faille de Wenchuan en arrière de la chaîne (à l'Ouest géographiquement (figure 1.5)), qui a d'abord fonctionné en cisaillement senestre à l'Indosinien (Dirks et al., 1994, Chen et Wilson 1996, Harrowfield et Wilson 2005), après avoir été activée en faille normale au Paléozoïque.

Au Sud du granite de Xuelongbao dans les Longmen Shan (figure 1.5) et au niveau du complexe métamorphique de Danba (figure 1.5), les niveaux profonds de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze, constitués par les séries Néoprotérozoïque et Paléozoïque, affleurent. Un métamorphisme de MP/MT, avec apparition de staurotide et

de disthène est rapporté autour du granite de Xuelongbao (Dirks et al. 1994, Worley et Wilson, 1995, Harrowfield et Wilson, 2005). Un métamorphisme de MP/HT pouvant aller jusqu'au stade de la fusion partielle est décrit dans le complexe métamorphique de Danba (Huang et al. 2003a, Suhua et al. 2009). Les structures et les assemblages minéralogiques sont interprétés comme le résultat d'une déformation dans un contexte cinématique en transpression, avec une composante chevauchante vers le sud marquée au niveau de Danba, comme l'indiquent les linéations et les plis (Mattauer et al. 1992, Huang et al. 2003a), et une composante senestre enregistrée au niveau de la zone de cisaillement ductile de Wenchuan (Dirks et al. 1994, Worley et Wilson 1995). Dirks et al. (1994) interprètent l'ensemble de la déformation de l'Est du Songpan Ganze comme résultant d'une différence de réponse aux contraintes entre le Songpan Ganze qui se déforme beaucoup et le craton du Yangtze qui se déforme peu. Le partitionnement de la déformation entre les Longmen Shan et la région de Danba serait lié à la forme découpée de la bordure du craton du Yangtze, qui présente une avancée vers l'Ouest. Cette avancée aurait empêché la propagation du cisaillement vers le Sud, provoquant finalement le chevauchement des turbidites sur le craton au niveau de la région de Danba (Dirks et al. 1994) L'âge de cette évolution tectonométamorphique est débattu. La plupart des âges obtenus sur les roches métamorphiques ou le magmatisme associé suggèrent que le métamorphisme et les déformations observées à Danba datent de l'orogénèse Indosinienne (Chen et Wilson 1996, Roger et al. 2004, 2008, Mattauer et al. 1992, Huang et al. 2003a, 2003b) avec une très faible influence des déformations himalayennes. Cependant, Wallis et al. (2003) et Itaya et al. (2009), s'appuyant sur des âges U/Pb sur monazite contenant des inclusions de sillimanite et des âges Ar/Ar sur micas, proposent que le métamorphisme de facies amphibolite et la migmatisation, ainsi que la déformation associée ont pu se produire il y a 65 Ma, sans toutefois proposer de modèle tectonique.

1.2.4. Magmatisme tardi-Indosinien

De nombreux plutons de granites sont intrusifs dans l'unité lithotectonique du Songpan Ganze. Plusieurs études éparées montrent qu'ils sont datés du Trias et sont syn- à post-

orogéniques (Roger et al. 2004, Zhang et al. 2006, 2007, Xiao et al. 2007, Yuan et al. 2010). Ils peuvent être groupés en deux familles.

- 1) La plupart présentent les caractéristiques chimiques et minéralogiques de magmas calco-alkalins riches en K, désignés dans la littérature comme « adakitiques ». Il s'agit des plutons de Yanggon et Maoergai au Nord de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze, de Menggu, Taiyanghe et Niuxingou dans sa partie centrale et ceux de Tagong et Juilong au Sud de l'unité du Songpan Ganze (Zhang et al., 2006, Xiao et al., 2007, Yuan et al., 2010)(figure 1.5).
- 2) Le granite formant le pluton de Nyanbaoyeche est quant à lui considéré comme un granite de type A (Zhang et al. 2007) (figure 1.5)

L'étude isotopique de ces granites révèle la contribution du socle du Yangtze et de sédiments du Songpan Ganze dans leur source (Roger et al. 2004, Zhang et al. 2006, 2007, Xiao et al. 2007) associée à une éventuelle contribution mantellique (Yuan et al. 2010).

L'importance du manteau dans la source de ces magmas est discutée (Yuan et al. 2010), cependant, les modèles de mise en place de ces plutons aux signatures variées font intervenir un amincissement du manteau lithosphérique, soit par délamination (Zhang et al. 2007), soit par flexure (Yuan et al. 2010).

1.2.5. Evolution Cénozoïque de la bordure Est du plateau tibétain

Les données structurales et satellites concernant les Longmen Shan révèlent que la faille de Wenchuan a accommodé une déformation dextre au cours du Cénozoïque, alors que la faille de Beichuan a fonctionné en chevauchement transpressif dextre (de Michele et al. 2010). D'autre part, les données de thermochronologie actuellement disponibles (Roger et al., 2004, Huang et al., 2003b, Wallis et al., 2003, Arne et al., 1997, Kirby et al., 2002) indiquent qu'après l'orogénèse Indosinienne et l'effondrement partiel de la chaîne (Yan et al., 2008b), l'Est de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze a subi un refroidissement lent, avec cependant des enregistrements locaux de hautes températures au début du Cénozoïque (Wallis et al., 2003). Le refroidissement dans la région de Danba s'accélère à partir de 30 Ma. A l'avant des Longmen Shan, la thermochronologie basse température indique un soulèvement à partir de 11 Ma (Arne et al. 1997, Godard et al. 2009). Le soulèvement de la partie Est du plateau du Tibet semble

se propager de l'Ouest vers l'Est, affecter en masse l'ensemble de la croûte (Huang et al. 2003b).

D'autre part, l'unité lithotectonique du Songpan Ganze est découpée par la faille senestre de Xian Shui He dans laquelle s'est mis en place un granite syncinématique au Cénozoïque (Roger, 1995. Elle appartient à la famille de failles qui selon Molnar et Tapponnier (1975) et Tapponnier et al. (1982) permettent l'extrusion vers l'Est du bloc de la Sonde.

1.3. Démarche et objectifs :

L'objectif majeur de cette thèse est de contribuer à la reconstitution de l'histoire géologique de la bordure Est du plateau du Tibet depuis la formation au Néoprotérozoïque de la marge Ouest du craton du Yangtze jusqu'à l'orogénèse Indosinienne au Mésozoïque, et ainsi d'évaluer l'impact de cet héritage sur le développement de l'orogénèse himalayenne dans cette région. Cependant, si la question de l'héritage chimique, thermique et structural constitue le fil conducteur de ce travail, d'autres questions fondamentales ont été soulevées.

D'abord, des questions concernant la géologie régionale ont été traitées :

- Quel était le contexte géodynamique durant le Néoprotérozoïque ? Nous présentons de nouvelles données sur les corps magmatiques Néoprotérozoïques des Longmen Shan et du Sud-est du Songpan Ganze, qui nous permettent de discuter la pertinence des différents modèles proposés jusque là.
- Quelle est la signification de l'ophiolite de San Dao Qiao découverte au Nord de Danba ? Nous présentons les premières données structurales, pétrographiques et géochimiques sur cet objet découvert dans le complexe métamorphique de Danba, et qui n'avait jamais été décrit.
- Quelle est la nature du socle de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze ? Nous discutons de ce problème à la lumière des informations apportées par l'ophiolite de San Dao Qiao et de nouvelles données géochimiques sur les granites Indosiniens intrusifs dans l'unité lithotectonique du Songpan Ganze.

- Comment et quand s'est structuré le complexe métamorphique de Danba ? Nous apportons de nouvelles données structurales, métamorphiques et géochronologiques sur la région de Danba.
- Comment expliquer la mise en place contemporaine de granitoïdes présentant des signatures pétro-géochimiques variées dans le contexte de la fin de l'orogénèse Indosinienne ? Nous montrons que les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des granitoïdes intrusifs dans l'unité lithotectonique du Songpan Ganze peuvent être expliquées dans le cadre d'un modèle tectonique élaboré à l'aide d'arguments géologiques.

D'autre part, à travers cette étude régionale sont abordées des questions générales. Elle permet par exemple de discuter les processus de croissance crustale. Nous verrons que dans sur la marge Ouest du craton du Yangtze, la croûte continentale se construit alternativement par accréation magmatique, comme au Néoprotérozoïque, et par accréation tectonique, comme au Mésozoïque.

L'exemple de la chaîne des Longmen Shan permet également de mettre en évidence les relations entre géodynamique, déformation, métamorphisme et magmatisme à l'échelle régionale, et l'importance de traiter ces problèmes de manière intégrée, en regardant les relations entre structures, minéraux, et magmatisme de l'échelle du terrain à celle de la lame mince, pour acquérir une compréhension globale de l'évolution géologique.

Au terme de ce travail, nous présentons une synthèse de l'évolution géodynamique de la bordure Est du plateau Tibétain. Cette synthèse nous permet d'évaluer l'effet des évènements Néoprotérozoïques et Indosiniens sur la rhéologie de la lithosphère de la bordure du craton du Yangtze.

1.4. Outils mis en œuvre

Pour mener à bien ce travail, nous avons utilisé un panel d'outils classiques de la géologie. Tout d'abord, le travail de terrain à tenu une place importante pour comprendre les relations entre les objets. Deux missions de terrain d'environ 1 mois se sont déroulées en

octobre-novembre 2007, et en mai-juin 2009. Nous avons choisi d'utiliser les roches métamorphiques et magmatiques comme témoins de l'évolution géodynamique de la région. Ainsi, une quantité importante d'échantillons de ce type (environ 400 échantillons) a été ramenée du terrain. Tous les échantillons ramenés n'ont malheureusement pas été étudiés dans le détail. Le travail de pétrographie (environ 200 lames minces) nous a permis d'observer les relations structurales à l'échelle du minéral, et de cibler les échantillons clés, dans lesquels une succession d'évènements de l'histoire géologique de la région a pu être enregistrée. Pour ces derniers (20 échantillons), une étude minutieuse des textures, structures et paragenèses a été effectuée. Nous avons ensuite utilisé les techniques de géochimie élémentaire et isotopique pour tirer des informations sur l'origine des roches étudiées et les processus en jeu dans leur formation. Plus de 90 analyses géochimiques et 40 analyses isotopiques ont été effectuées et sont discutées dans ce mémoire. De plus, nous avons aussi calé certains évènements dans le temps grâce aux techniques de datation radiométrique que sont la datation U/Pb sur zircon (environ 170 données) et Ar/Ar sur micas et amphiboles (9 données). Toutes les méthodes utilisées sont décrites dans les annexes.

1.5 Références

Arne D., Worley B., Wilson C., Chen S.F., Foster D., Zhi L.L., Shu G.L., Dirks P., 1997. Differential exhumation in response to episodic thrusting along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonophysics* 280, 239-256.

Chen F. S and Wilson C. J. L, 1996 . Emplacement of the Longmen Shan Thrust-Nappe Belt along the eastern margin of Tibetan Plateau. *Journal of structural geology*, 18, 4, 413-430

Chen Z., Burchfiel B.C, Liu Y., King R.W., Royden L.H, Tang. W., Wang F., Zhao J., Zhang X., 2000. Global positioning system measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *Journal of Geophysic Research*, 105 (B7), 215-227.

Clark, M. K., Bush J.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.

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: 12-20

De Michele, M., Raucoules, D. de Sigoyer, J., Pubellier M. Chamot-Rooke N., 2010. Three-dimensional surface displacement of the 12 May 2008 Sichuan earthquake (China) derived from Synthetic Aperture Radar: evidence for rupture on a blind thrust. *Geophysical Journal International* no. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04807.x

Densmore A. L., Ellis M. A., Li Y., Zhou R., Hancock G. S. and Richardson N., 2007. Active tectonics of the Beichuan and Pengguan faults at the eastern margin of Tibetan plateau. *Tectonics*, vol 26. doi:10.1029/2006TC001987

Dewey, J. F. and J. M. Bird, 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, **75**, 2625-2647.

Dirks P.H.G.M., Wilson C.J.L., Chen S.F., Luo Z.L., Liu S.G., 1994. Tectonic evolution of the NE margin of Qinghai-Tibet Plateau : evidences from the central Longmen Mountains, Sichuan province, China. *Journal of eastern Earth sciences*, 9, 181-192.

Enkelmann E., Weislogel A, Ratschbacher L., Eide E., Renno A. and Wooden J., 2007. How was the Triassic Songpan-Ganzi basin filled? A provenance study, *Tectonics* 26 p. TC4007.

Godard, V., Pik, R. , Lavé, J. , Cattin, R. , Tibari, B. , De Sigoyer, J. , Pubellier, M. , Zhu, J. 2009. Late Cenozoic evolution of the central Longmen Shan, eastern Tibet: Insight from (U-Th)/He thermochronometry. *Tectonics*, 28, 5, TC5009 .

Harrowfield M. J. and Wilson C. J. L., 2005. Indosinian deformation of the Songpan garze Fold Belt, northeast Tibetan Plateau. *Journal of Structural Geology*, 27, 101-117.

Heidbach, O., Fuchs, K., Müller, B., Renecker, J., Sperner, B., Tingay, M., and Wenzel, F., 2005, World stress map, 1/50.000.000, in World, C.o.t.G.M.o.t., ed.

Hetényi, G., Cattin, R., Brunet, F., Bollinger, L., Vergne, J., Nábělek, J.L., Diament, M., 2007. Density distribution of the India plate beneath the Tibetan plateau: Geophysical and petrological constraints on the kinetics of lower-crustal eclogitization. *Earth and Planetary Science Letters*, 264, 1-2, 226-244

Huang M.H., Buick I.S., Hou L.W, 2003a. Tectonometamorphic evolution of the Eastern Tibet plateau : evidence from the Central Songpan-Garze orogenic belt, Western China. *Journal of Petrology*, 44, 2, 255-278.

Huang M., Maas R., Buick I.S., Williams I.S., 2003b. Crustal response to continental collisions between the Tibet, Indian, South China and North China blocks : geochronological constraints from the Songpan-Garze orogenic Belt, western China. *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 223-240

Kirby E., Reiners P.W., Krol M.A., Whipple K.X., Hodges K.V., Farley K.A., Tang W., Chen Z., 2002. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau : Inferences from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics*, 21, 1, doi : 10.1029/2000TC001246.

Le Pichon, X. 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research* **73**: 3661-3697.

Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J., 1999. The breakup of Rodinia : did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth and Planetary Science Letters* 173, 171-181.

Li X-H, Li Z-X, Zhou H., Liu Y., Kinny P.D., 2002. U-Pb zircon geochronology and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China : implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Research*, 113, 135-154.

Li X., Li Z., Zhou H., Liu Y., Liang X., Li W., 2003a. SHRIMP U-Pb zircon age, geochemistry and Nd isotope of the Guandaoshan pluton in SW Sichuan : Petrogenesis and tectonic significance. *Science in China (serie D)*, 46 supp, 73-83.

Li X-H, Li Z-X, Ge W., Zhou H., Li W., Liu Y., Wingate M.T.D., 2003b. Neoproterozoic granitoids in South China : crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? *Precambrian Research*, 122, 45-83.

Li Z-X, Li X-H, Kinny P.D., Wang J., Zhang S., Zhou H., 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze craton, South China and correlations with other continents : evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Research*, 122, 85-109.

Li X. H., Li Z-X, Sinclair J. A., Li W-X, Carter G. 2006. Revisiting the “Yanbian Terrane” : Implications for Neoproterozoic tectonic evolution of the western Yangtze Block, South China. *Precambrian Research*, 151, 14-30.

Li Y.F., Lai S.C., Qin J.F., Liu X., Wang J., 2007. Geochemical characteristics of Bikou volcanic group and Sr-Nd-Pb isotopic composition : evidence for breakup event in the north margin of Yangtze plate, Jining area. *Science in China Series D : Earth Sciences*, 50, supp II, 339-350.

Mattauer M., Malavieille J., Calassou S., Lancelot J., Roger F., Ziwen H., Zhiqin X., Liwei H., 1992. La chaîne Triasique de Songpan-Garze (Ouest Sichuan et Est Tibet) : une chaîne de plissement-décollement sur marge passive. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 314, serie II, 619-626.

Molnar, P. and P. Tapponnier 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science* **189**: 419-426.

Morgan, W. J. 1968. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research* **73**: 1959-1982.

Morgan, W. J. 1971. Convective plumes in the lower mantle. *Nature* **230**: 42.

Morgan, W. J. 1972a. Plate motions and deep mantle convection. *Geological Society of America Memories* **132**: 7-22.

Nábělek, J., Hetényi, G., Vergne, J. , Sapkota, S. , Kafle, B., Jiang, M. , Su, H. , Chen, J., Huang, B.-S , Mitchell, L. , Sherstad, D. , Arsenault, M , Baur, J. , Carpenter, S. , Donahue, M. , Myers, D. , Tseng, T.-L , Bardell, T , Vanhoudnos, N., Pandey, M. , Chitrakar, G. , Rajaure, S. , Xue, G. , Wang, Y. , Zhou, S. , Liang, X , Ye, G. , Liu, C.-C. , Lin, J., Wu, C.-L , Barstow, N., 2009. Underplating in the himalaya-tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment. *Science*, 325, 5946 : 1371-1374

Nelson, K. D., Zhao W., Brown L.D., Kuo J., Che K, Liu X, Klempner S. L., Makovsky Y., Meissner R., Mechie J., Kind R., Wenzel F., Ni , Nabelek J., Leshou, Tan H, Wei W., Jones A. G., Booker J., Unsworth M., Kidd W. S. F., Hauck, M., Alsdorf, D., Ross A., Cogan M., Wu, C., Sandvol E. ,Edwards M. 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of project INDEPTH results. *Science* **274**: 1684-1688.

Owens, T.J., Zandt, G. , 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution. *Nature*, 387, 6628, 37-43

Pearce J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, Volume 100, Issues 1-4, January 2008, Pages 14-48

Richardson N J, Densmore A L, Seward D, et al. Extraordinary denudation in the Sichuan Basin: Insights from low temperature thermochronology adjacent to the eastern margin of the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2008, 113: B04409 doi:10.1029/2006JB004739

Robert A., Zhu J., Vergne J., Cattin R., Chan L.S, Wittlinger G., Herquel G., Sigoyer J, Pubellier M., Zhu L.D., 2009. Crustal structures in the area of the 2008 Sichuan earthquake from seismologic and gravimetric data. Doi:10.1016/j.tecto.2009.11.010.

Robert, A., Pubellier, M., de Sigoyer, J., Vergne, J., Lahfid, A., Cattin, R., Findling, N., Zhu, J., 2010. Structural and thermal characters of the Longmen Shan (Sichuan, China). *Tectonophysics*, 491, 1-4: 165-173

Roger F., Calassou S., Lancelot J., Malavieille J., Mattauer M., Xu Zhiqin, Hao Ziwen and Hou Liwei., 1995. Miocene emplacement and deformation of the Konga Shan granite (Xianshui He fault zone, west Sichuan, China): Geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letter*, vol 130, 1-4, 201-216.

Roger F. and Calassou S., 1997. Géochronologie U-Pb sur zircons et géochimie (Pb, Sr et Nd) du socle de la chaîne de Songpan-Garze (Chine). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 324, série Ila, 819-826.

Roger F., Malavieille J., Leloup Ph. H., Calassou S., Xu Z., 2004. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Garze Fold Belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 22: 465-481

Roger F., Jolivet M., Malavieille J., 2008. Tectonic evolution of the Triassic fold belts of Tibet. *C.R. Geosciences*, 340, 180-189.

Royden, L. H. and B. C. Burchfiel (1987). Thin-skinned N-S extension within the convergent Himalayan region: gravitational collapse of a Miocene topographic front. *Continental extensional tectonics*: 611-619.

Royden, L. H., B. C. Burchfiel, King R.W., Wang E., Chen Z., Shen F., Liu Y. (1997). Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science* **276**: 788-790.

Shen Z-K, Sun J., Zhang P., Wan Y., Wang M., Bürgmann R., Zeng Y., Gan W., Liao H., Wang Q., 2009. Slip maxima at fault junctions and rupturing of barriers during the 2008 Wenchuan earthquake. *Nature Geoscience*, 2: 718-724.

Suhua C., Xingyun L., Zhendong Y., 2009. P-T paths derived from garnet growth zoning in Danba Domal Metamorphic Terrain, Sichuan Province, West China. *Journal of Earth Science*, 20-2, 219-240.

Sun W-H., Zhou M-F, Yan D-P, Li J-W, Ma Y-X., 2008. Provenance and tectonic setting of the Neoproterozoic Yanbian group, western Yangtze Block (SW China). *Precambrian Research* 167, 213-236.

Tapponnier, P. and P. Molnar 1976. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature* **264**, 5584, 319-324.

Tapponnier, P., G. Peltzer, Le Dain A.Y., Armijo R., Cobbold P., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology* 10, 12, 611-616.

Tapponnier, P., R. Lacassin, Leloup P.H., Schärer U., Dalai Z., Haiwei W., Xiaohan L, Shaocheng J, Lianshang Z., Jiayou Z. 1990. The Ailo Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature* **343**, 6257, 431-437.

Tapponnier, P., X. Zhiqin, Roger F., Meyer B;, Arnaud N., Wittlinger G., Jingsui Y., 2001. Oblique stepwise rise and growth of the tibet plateau. *Science* **294**, 5547, 1671-1677.

Vanderhaeghe, O. and C. Teyssier 2001. Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics* **342**, 451-472.

Wallis S., Tsujimori T., Aoya M, Kawakami T., Terada K., Suzuki K., Hyodo H., 2003. Cenozoic and Mesozoic metamorphism in the Longmen Shan orogen : implications for geodynamic models of eastern Tibet. *Geology*, 31-9, 745-748.

Wilson, J.T. 1966. Did the atlantic close and then re-open? *Nature*, Volume 211, Issue 5050, 1966, Pages 676-681

Weislogel, A.L., Graham S.A., Chang E.Z., Wooden J.L, Gehrels G.E., Yang H., 2006. Detrital zircon provenance of the Late Triassic Songpan-Ganzi complex: Sedimentary record of collision of the North and South China blocks. *Geology*. 34, 2: 97-100. doi: 10.1130/G21929.1

Weislogel A.L., 2008. Tectonostratigraphic and geochronologic constraints on evolution of the northeast Paleotethys from the Songpan Ginza complex, central China. *Tectonophysics* 451, 1-4, 331-345

Worley B. A. and Wilson C. J. L., 1996. Deformation partitioning and foliation reactivation during transpressional orogenesis, an example from central Longmen Shan, China. *Journal of Structural Geology*, 18, 4, 395-411

Xiao L., Zhang H-F., Ni P-Z, Xiang H., Liu X-M., 2007. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of early Neoproterozoic mafic-intermediate intrusions from NW margin of the Yangtze Block, South China: Implication for tectonic evolution. *Precambrian Research*, 154, 221-235.

Xu X., Wen X., Chen G., Yu G., 2008. Discovery of the Longriba fault zone in eastern Bayan Hat block (China) and its Tectonic Implication. *Science in China Series D: Earth Sciences*. 51 (9), 1-15.

Yan Q-R., Hanson A. D., Wang Z.Q., Yan Z., Druschke P.A., Wang T., Liu D.Y., Song B., Jiang C.F., 2004. Geochemistry and tectonic setting of the Bikou volcanic terrane on the northern margin of the Yangtze plate. *Acta Petrologica et mineralogical*, 23 (in Chinese with English abstract).

Yan D.P., Zhou M.F., Wei G.Q, Gao J.F., Liu S.F., Xu P., Shi X.Y., 2008. The Pengguan tectonic dome of Longmen Mountains, Sichuan Province : Mesozoic denudation of a Neoproterozoic magmatic arc-basin system. *Science in China Series D : Earth Sciences*, 5(11), 1545-1559.

Yan D.P., Zhou M.F., Wei G., Liu H., Dong T., Zhang W., Jin Z., 2008b. Collapse of Songpan Garze Orogenic Belt Resulted from Mesozoic Middle-crustal Ductile Channel Flow: Evidences from Deformation and metamorphism within Sinian-Paleozoic Strata an Hinterland of Longmen Shan Foreland Thrust Belt. *Earth Science Frontiers*, 15, 3? 186-198.

Yin A., Harrison T.M., 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annual review of Earth and Planetary Science*. 28:211-280

Yong L., Rongjun Z., Densmore A. L., Wilson C. J. L., Ellis M. A. 2006. The geology of the Eastern Margin of the Qinghai-Tibet Plateau. Beijing : Geological Publishing House.

Yuan, C., Zhou, M.-F. , Sun, M. , Zhao, Y. , Wilde, S. , Long, X. , Yan, D., 2010. Triassic granitoids in the eastern Songpan Ganzi Fold Belt, SW China: Magmatic response to geodynamics of the deep lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 290, 3-4, 20, 481-492

Zhang H. F., Zhang L., Harris N., Jin L. L., Yuan H., 2006. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement. *Contribution mineral petrology*, 152, 75-88

Zhang H. F., Parrish R., Zhang L., Xu W. C., Yuan H. L., Gao S, Crowley Q. G., 2007. A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau : Implication for lithospheric delamination. *Lithos* 97, pp 323-335.

Zhao, W. L. and W. J. Morgan 1985. Uplift of Tibetan plateau. *Tectonics* 4, 359-369.

Zheng J., Griffin W.L., O'Reilly S. Y., Zhang M., Pearson N., Pan Y., 2006. Widespread Archean basement beneath the Yangtze craton. *Geology*, 34, 6: 417-420.

Zheng Y-F., Wu R-X., Wu Y-B., Zhang S-B., Yuan H., Wu F-Y., 2008. Rift melting of juvenile arc-derived crust : Geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan Orogen, South China. *Precambrian Research*, 163, 351-383.

Zhou M-F, Yan D-P, Kennedy A.K., Li Y., Ding J., 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 51-67.

Zhou M-F, Ma Y, Yan D-P, Xia X., Zhao J-H., Sun M., 2006a. The Yanbian Terrane (Southern Sichuan Province, SW China) : A Neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze Block. *Precambrian Research*, 144, 19-38.

Zhou M. F., Yan D. P., Wang C. L., Qi L., Kennedy A., 2006b. Subduction related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China) : Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China. *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 271-285

Chapitre 2 :

L'histoire Néoprotérozoïque de la marge ouest du craton du Yangtze

The western margin of the Yangtze craton during Neoproterozoic times: Petrologic, geochemical and geochronological data on the Longmen Shan crystalline basement.

Audrey BILLEROT, Stéphanie DUCHENE, Julia de SIGOYER, Olivier VANDERHAEGHE

En préparation pour *Precambrian Research*

Abstract : The Neoproterozoic western margin of the Archean Yangtze craton marks the eastern boundary of the Tibetan plateau. It has been reworked since Neoproterozoic times by the successive Indosinian and Himalayan orogenies and is now exhumed in particular in the Longmen Shan range. The Neoproterozoic evolution of this deformed margin is documented through new petrographic, geochemical and geochronological data on mafic and felsic plutonic rocks from the crystalline basement of the Longmen Shan. The geochemical characteristics of the Gengda gabbro and of the Pengguan and Gezong granitoids indicate a calc-alkaline affinity. We interpret REE fractionation and Nb-Ta-Ti negative anomalies as indicative of partial melting of fluid enriched mantle wedge which suggests an emplacement above a subducting plate. High Ti/V ratio is indicative of a deep mantle source consistent with asthenospheric mantle upwelling. The U/Pb zircons age of the Gengda gabbro and Pengguan granitoid are 816 ± 17 Ma and 827 ± 34 Ma respectively. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($t=820$ Ma) composition of the samples is between 0.70374 and 0.70832 and is correlated with the deformation gradient. In contrast, the ϵNd ($t=820$ Ma) are not correlated with deformation and range from -2.13 and 2.12, thereby indicating continental contamination. In order to reconcile these data indicating coeval emplacement of mafic and felsic plutonic rocks along a continental margin combining the influence of a subducting slab and asthenospheric upwelling, we propose that the Western margin of the Yangtze craton was active during the Neoproterozoic and marked by slab retreat.

Keywords: Yangtze craton, Eastern Tibet, Longmen Shan, Neoproterozoic, subduction, inherited lithospheric structure.

2.1 Introduction:

The Western margin of the Yangtze craton (north-western part of the South China block) is currently localized at the eastern margin of the Tibetan plateau and was reworked during the successive Indosinian (Mesozoic) (Dirks et al., 1994, Chen and Wilson, 1996, Yan et al., 2008) and Himalayan (Cenozoic) (Densmore et al., 2007, Burchfiel et al. 2008) orogenies. It is marked by an alignment of late Neoproterozoic (750-830 Ma) magmatic rocks with calc-alkaline petrologic and geochemical signatures (Table 2.1., Figure 2.1).

Table 2. 1: Synthesis of the main petrologic, geochemical and geochronological data published on the magmatic rocks exposed along the Western margin of the Yangtze craton.

	Rock nature	U/Pb zircon age	References
Pingtoushan, Guankouya, Liujiaping (Bikou terrane)	Mafic to intermediate plutonics	884-840 Ma	Xiao et al. (2007), Li Y.F et al. (2006)
Bikou	Basalts	Proterozoic	Yan et al. (2004), Li Y.F et al. (2006)
Pengguan (Longmen Shan)	Intermediate to felsic plutonics	844-809 Ma	Yan et al. (2008)
Xuelongbao (Longmen Shan)	Granite pluton	750 Ma	Zhou et al. (2006a)
Gezong (Longmen Shan)	Granite pluton	864 Ma	Zhou et al.(2002), Roger et Calassou (1997)
Kangding (South Longmen Shan)	Intermediate to felsic plutonics	797 Ma	Zhou et al.(2002)
Yanbian	Basalts	920-900 Ma	Li X-H et al. (2007)
Guandaoshan (Yanbian)	Granite pluton	857 Ma	Li X et al. (2003a)
Gaojiacun, Lengshuiqing (Yanbian)	Intermediate plutonics	812-804 Ma	Zhou et al. (2006b)

Three different models have been proposed regarding the tectonic context of emplacement of these rocks.

- Studies by Zhou et al. (2002, 2006a, 2006b) and Yan et al. (2008) on various magmatic rocks exposed along the Western margin of the Yangtze craton (Yanbian, Kangding, Gezong, Pengguan, Xuelongbao) indicate a calc-alkaline geochemistry, associated with Nb and Ta negative anomalies and LILEs enrichment. Sedimentary study of Sun et al. (2008) indicates that the deposits in the Yanbian area are typical of marginal basin. These authors suggest that the Western margin of the Yangtze craton was an active margin marked by magmatic arcs and back-arcs during the whole Neoproterozoic. This model implies that Neoproterozoic juvenile continental crust is accreted along this margin.
- By contrast, Li X-H et al. (2002, 2003a, 2003b, 2006), Li Z-X et al. (1999, 2003), Li Y-F (2007) and Zhu et al. (2008) proposed that the 750-830 Ma magmatism is associated with a rifting context related to a mantle plume, which replaced an active margin characterized by arcs and back-arcs. This interpretation is based on the observation of low Al/Ti ratio in pyroxenes of mafic dykes and mafic intrusion from the Yanbian area, and on the OIB-like geochemical signature of mafic volcanics from the Yanbian and Bikou area. This mantle plume magmatism is thought to trace the break-up of Rodinia at the end of the Neoproterozoic times. During this Neoproterozoic magmatic event, juvenile crust formation occurred. It is to note that until now, evidences favouring a mantle plume are reported in the Yanbian and Bikou terrane, but not in the Longmen Shan area.
- A third model, proposed by Zheng et al. (2008) and considering the Hf isotopic composition of zircons, infers that there was no juvenile crust formation around 800 Ma in contrast to what is implied by the subduction and plume models. It instead considers that the Neoproterozoic magmatic rocks of the Yangtze craton are generated by partial melting of juvenile crust accreted at ca 1 Ga, during subduction and subsequent collision between the Yangtze and the Cathaysia cratons. Partial melting is supposed to be triggered by orogenic collapse and asthenospheric upwelling after slab break-off.

In this paper, we provide new petrologic, geochemical and geochronological data on granitoids of the Longmen Shan crystalline rocks (Pengguan and Gezong granitoids) and on a mafic body, hereafter designated as the Gengda gabbro, exposed near the

Wenchuan fault in the Longmen Shan range (figure 2.1). Those samples record various degree of deformation. Data allow discussing the geodynamic context of emplacement of the Longmen Shan mafic to felsic magmatic rocks. The three alternative models proposed for the Neoproterozoic paleotectonic setting at the scale of the western margin of the Yangtze craton will be discussed on the basis of these new data.

2.2 Regional geology

2.2.1 : The Yangtze craton basement.

The Yangtze craton belongs, together with the Cathaysian craton, to the South China block (Pubellier et al. 2008). The crystalline basement of this craton is composed of granites, gneisses, micaschists, amphibolites, marbles and quartzites dated from the Precambrian to the early Paleozoic according to Rb-Sr and Sm-Nd isochrons, and U-Pb zircon ages (Yan et al. 2008).

Detrital zircons from the metasediments of the Kongling group of the Eastern Yangtze (deposition age is 1.82-2.97 Ga as revealed by Rb-Sr isochron, Sm-Nd isochron and U-Pb on zircon, see references in Qiu et al. 2000) yield Archaean ages ranging from 3.3 to 2.9 Ga (Qiu et al. 2000). Zircon xenocrysts from Paleozoic lamproite diatremes from various localities of the Yangtze craton yield ages ranging from 2.9 to 2.5 Ga (Zheng et al., 2006). This suggests an Archaean basement for the Yangtze craton, although Sr and Nd isotopic compositions indicate a predominance of Proterozoic model ages between 1.0 and 2.5 Ga with limited older domains not older than 3.3 Ga (Chen and Jahn, 1998). The age distribution indicates that the crust composing the craton is younger toward the west (Zheng et al., 2006). This Precambrian-early Paleozoic basement is overlain by a thick Devonian to Neogene sedimentary cover deposited in the so-called Sichuan basin (Figure 2.1.) (Yong et al., 2006). It comprises thick undeformed and unmetamorphosed Devonian to Trias carbonates (Yong et al., 2006). This basal carbonate sequence is unconformably overlain by Upper Trias to Neogene terrestrial sediments composed of mudstones, sandstones, and thick conglomerate (Chen and Wilson 1996, Burchfiel et al. 1995).

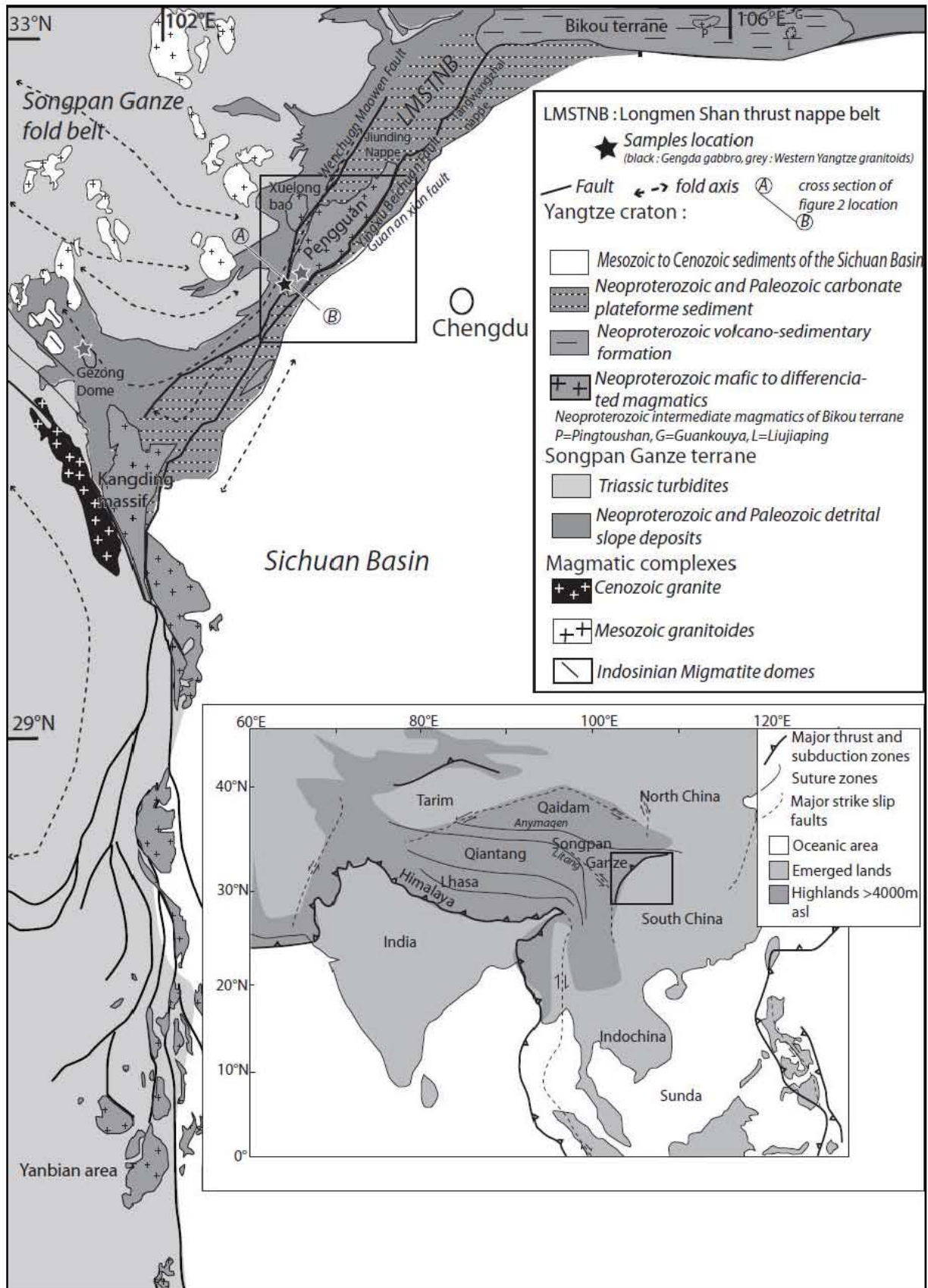


Figure 2.1: Schematic geological map of the western margin of the Yangtze craton. The inset shows the location of the Longmen Shan belt in the context of the India-Asia collision zone.

2.2.2 : Meso- and Neoproterozoic magmatism in the western margin of the Yangtze craton.

The western margin of the Yangtze craton comprises a *ca.* 1000km long north-south trending Neoproterozoic igneous and metamorphic belt cropping out from the Bikou to the Yanbian areas (Table 2.1., figure 2.1., Sun et al. 2008). Igneous plutons intrude the late Archean to Paleoproterozoic crystalline basement of the craton.

To the North, the Bikou Terrane is characterized by good exposures of Precambrian metamorphic volcanic and sedimentary rocks, composed mainly of basalts, basaltic andesite, andesite and minor dacite and rhyolite (Xiao et al. 2007). Volcaniclastic sediments are interbedded. In particular, the Bikou volcanic group is composed of MORB, alkaline OIB and tholeiitic OIB in tectonic contact (Li Y-F et al. 2007). These authors consider that the Bikou volcanic group is an ophiolitic *mélange* suggesting the existence of a perished oceanic basin in this area during Proterozoic times. Three mafic plutons (Guankouya diorite, Pingtoushan diorite and Liujiaping gabbro figure 2.1) with a NE trending long axis coincident with the regional structural pattern (Xiao et al. 2007) outcrop in the Bikou terrane. These intrusions are dated using U-Pb on zircon at 884 ± 14 Ma, 884 ± 5.5 Ma and 877 ± 13 Ma respectively (table 2.1.). Their Nb-Ta negative anomaly and high Th/Yb are interpreted by Xiao et al. (2007) to reflect a genesis and emplacement in an active margin geodynamic context.

To the South, the Yanbian terrane, unconformably overlain by Neoproterozoic strata, is also a Proterozoic metamorphosed volcanic-sedimentary complex intruded by mafic to granitic plutons (Li X-H et al. 2003a, 2006, Sun et al. 2008, Zhou et al. 2006b). A basaltic suite formed around 920-900 Ma present geochemical and Nd isotopic signatures suggesting that it has been formed in a continental back-arc basin (Li X-H et al. 2006). This basaltic suite has been considered previously as an ophiolite (Zhou et al. 2006b). The Gaojiacun and Lengshuiqing mafic intrusions (figure 2.1.) are dated by U-Pb on zircon at 812 ± 3 Ma and 806 ± 4 Ma respectively. They have pronounced Nb, Ta, Hf and Zr anomalies, and positive $\epsilon\text{Nd}(t)$ yielding Zhou et al. (2006b) to consider them as formed in a volcanic arc. The Guandaoshan granite (figure 2.1.) is an I-type granite emplaced at 857 ± 13 Ma (U-Pb on zircon age, Li X-H et al. 2003a). It has a calc-alkaline signature, and trace elements pattern similar to island arc magmas (Li X-H et al., 2003a). Li X-H et al. (2003a) consider

that it has been formed by partial melting of pre-existing low-K tholeiitic protolith in an intraplate anorogenic setting.

In between the Bikou and Yanbian terranes, the western Yangtze margin coincides with the Longmen Shan range. Currently, no metamorphic volcanoclastic basement is described, suggesting that the 900 Ma extensional basins were not developed in this region. The Longmen Shan range is located at the eastern margin of the Tibetan plateau. In between the North-West dipping faults structuring the range, the Pengguan, Xuelongbao, Gezong and Kangding granitoids (figure 2.1.) are exposed. These granitoids are calc-alkaline and are dated at 844-809 Ma, *ca* 750 Ma, *ca* 864 Ma and *ca* 797 Ma respectively (Table 2.1., Yan et al. 2008, Zhou et al. 2002, and Zhou et al. 2006a). They comprise mafic dyke swarms or outcrop-scale features suggesting mingling with a mafic magma (this study, Zhu et al. 2008).

2.3 Petrography and microstructures of the plutonic rocks from the Longmen Shan

2.3.1 : The Gengda gabbro :

A gabbroic body hereafter called “Gengda gabbro” is exposed near the town of Gengda along the road from Dujanyian to Wolong (31°04’35”; 103°18’50”). It forms a tectonic slice in the Wenchuan shear zone (figures 2.1. and 2.2.) pinched between the Pengguan massif and the Palaeozoic sedimentary sequence, and associated with the Neoproterozoic sediments.

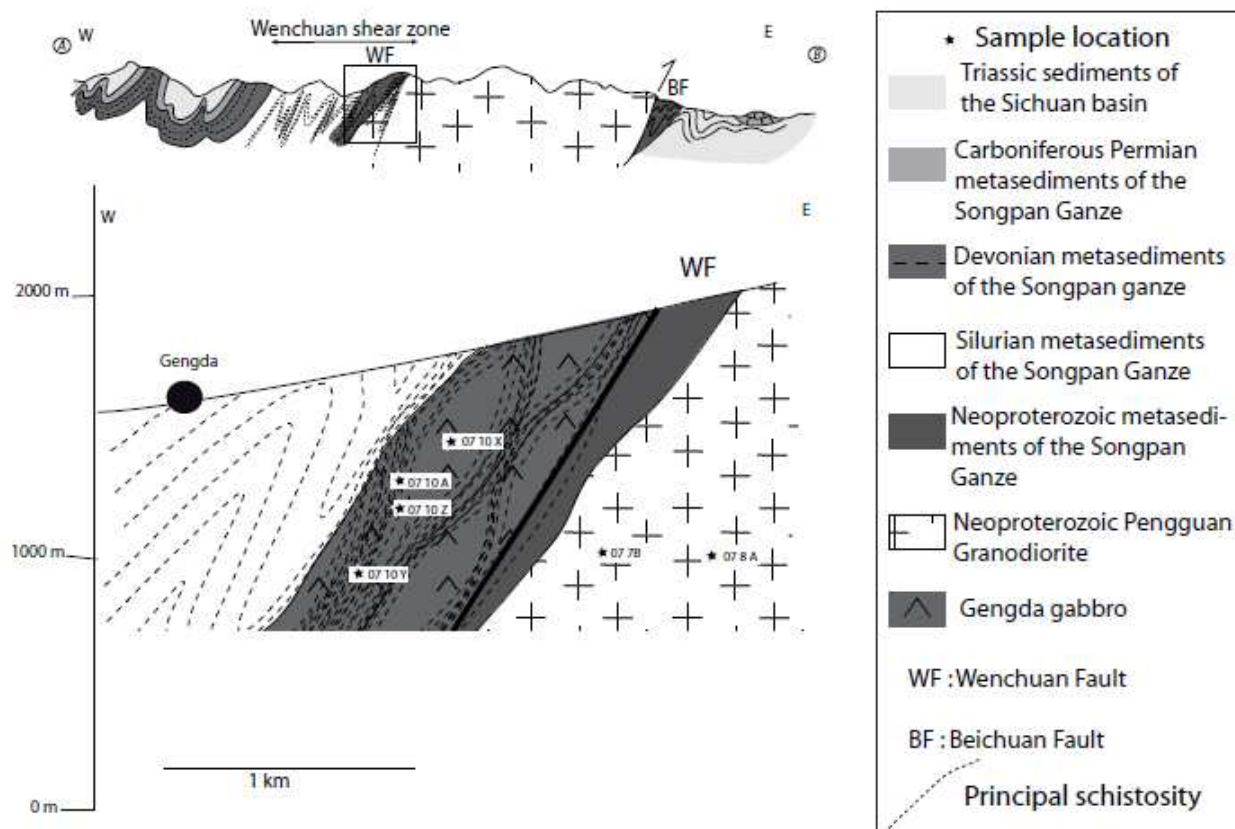


Figure 2.2: Cross section of the study area (see location on figure 2.1). This area is characterized by the superposition of ductile shear bands (Chen et Wilson, 1996, Worley et Wilson 1995, Dirks et al. 1994) and the brittle Wenchuan fault (WF) which was active during Quaternary (Densmore et al., 2007). The mafic tectonic slice is structurally below the base of the Paleozoic sedimentary suite overlying the Pengguan Neoproterozoic granodiorite. The location of the studied samples has been indicated on this cross section (stars)

The Gengda gabbro appears as lenses of relatively undeformed gabbro sliced by mylonitic shear zones (figure 2.2.). The mylonitic fabric is steeply-dipping toward the west and carries a down-dip stretching and mineral lineation marked by micas. The degree of symmetry of the lenses is consistent with a dominant coaxial strain regime at outcrop scale. Samples have been taken across the strain gradient from the core of gabbro lenses to mylonitic zones (from least to most deformed samples: 07-10 X; 07-10 A; 07-10 Z; 07-10 Y, figure 2.2.).

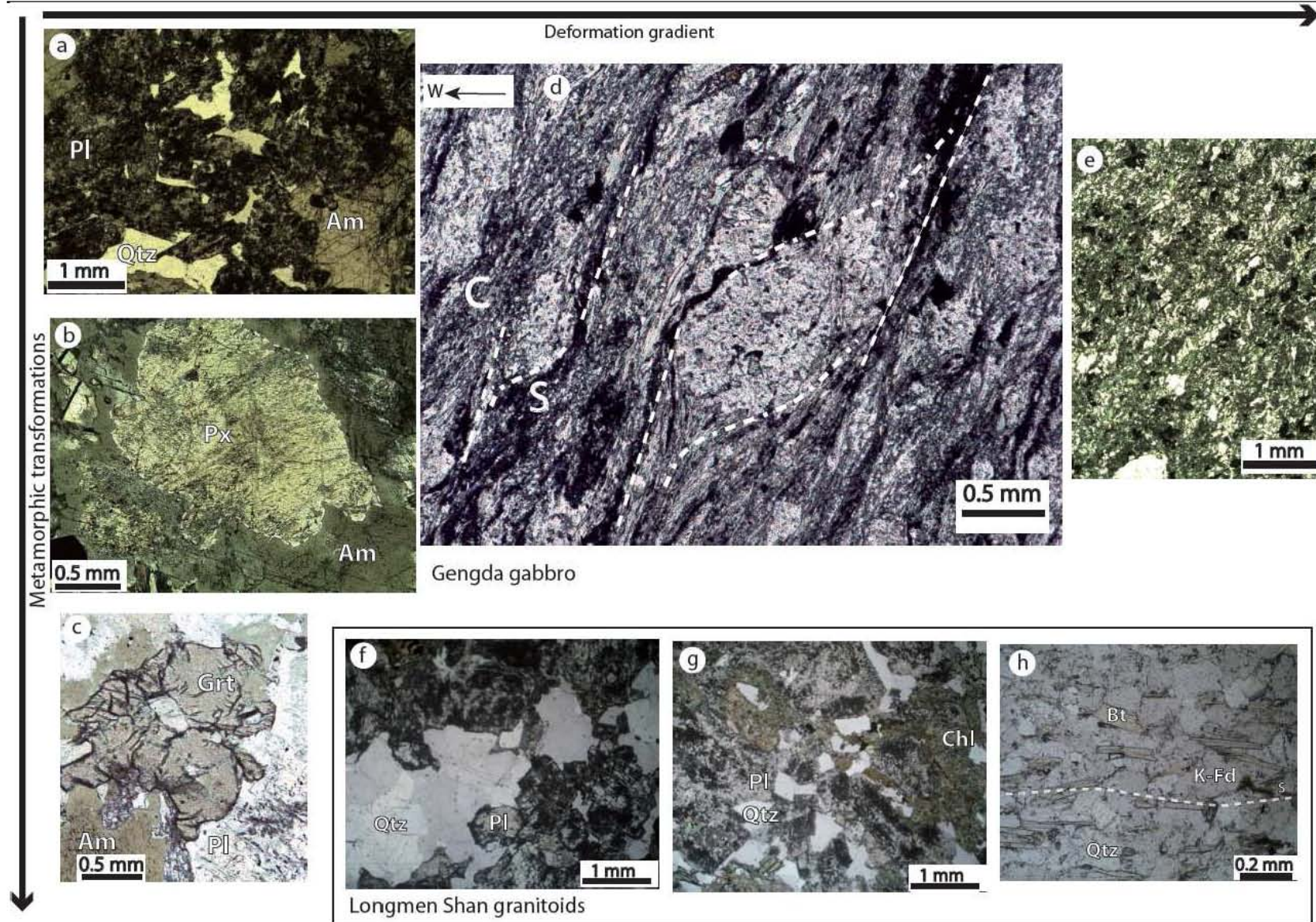


Figure 2.3.

Figure 2.3: Microphotographs of the studied samples: a) Undeformed Gengda gabbro (07-10X): Euhedral amphibole and plagioclase pseudomorphosed into mica and epidote, with interstitial quartz. Uncrossed polarizers. b) Undeformed Gengda gabbro (07-10 X): clinopyroxene relicts surrounded by amphibole rim. Uncrossed polarizers. c) Undeformed Gengda gabbro (07-10 X): Garnet retrogressed into chlorite according to microprobe analyses. Uncrossed polarizers d) Deformed Gengda gabbro (07-10 Z): Feldspar porphyroclasts warped into mica and epidote delineating shear (C) and schistosity (S) planes. Uncrossed polarizers. e) Mylonitic Gengda gabbro (07-10 Y): Feldspar porphyroclasts into an epidote-chlorite matrix with a polygonal texture. Uncrossed polarizers. f) Pengguan granodiorite (07-7B): Amoeboid quartz and plagioclase transformed into epidote and white mica. Uncrossed polarizers. g) Pengguan diorite (07-8A): Plagioclases transformed into epidotes, white micas and chlorites, and quartz. Uncrossed polarizers. h) Gezong granodiorite (SG 07 31 A): Euhedral mica delineating a schistosity and rounded plagioclase and quartz. Uncrossed polarizers. Mineral abbreviations: Pl=plagioclase, Am=amphibole, Px=pyroxene, Grt=garnet, Qtz=quartz, Chl=chlorite, Bt=biotite, Kfd=K feldspars.

Table 2.2: Successive mineral assemblages of the Gengda gabbro, and the Pengguan and Gezong granitoids.

Sample	Gengda gabbro				Pengguan granite		Gezong granite	
	07 10 X	07 10 Z	07 10 A	07 10 Y	07 7B	07 8A	SG 07 31 A	SG 07 31 C
Plagioclase	Magmatic	Magmatic	Magmatic		Magmatic	Magmatic	Magmatic	Magmatic
Alkali Feldspar	Magmatic	Magmatic	Magmatic		Magmatic	Magmatic	Magmatic	Magmatic
Pyroxene	Magmatic							
Amphibole	M1							
Garnet	M1							
Epidote	M1/M2	M1/M2	M1/M2	M1/M2	Alteration	Alteration	Alteration	Alteration
White mica	M1/M2	M2	M2	M2	Alteration	Alteration	Alteration	Alteration
Chlorite	M1/M2	M2	M2	M2	Alteration	Alteration	Alteration	Alteration
Quartz	Fluid	Fluid	Fluid	Fluid	Magmatic	Magmatic	Magmatic	Magmatic

M1 = Metamorphic amphibolite facies paragenesis;

M2 = Metamorphic greenschist facies paragenesis;

Fluid = fluid circulation; Alteration = transformation of mineral due to water at low temperature.

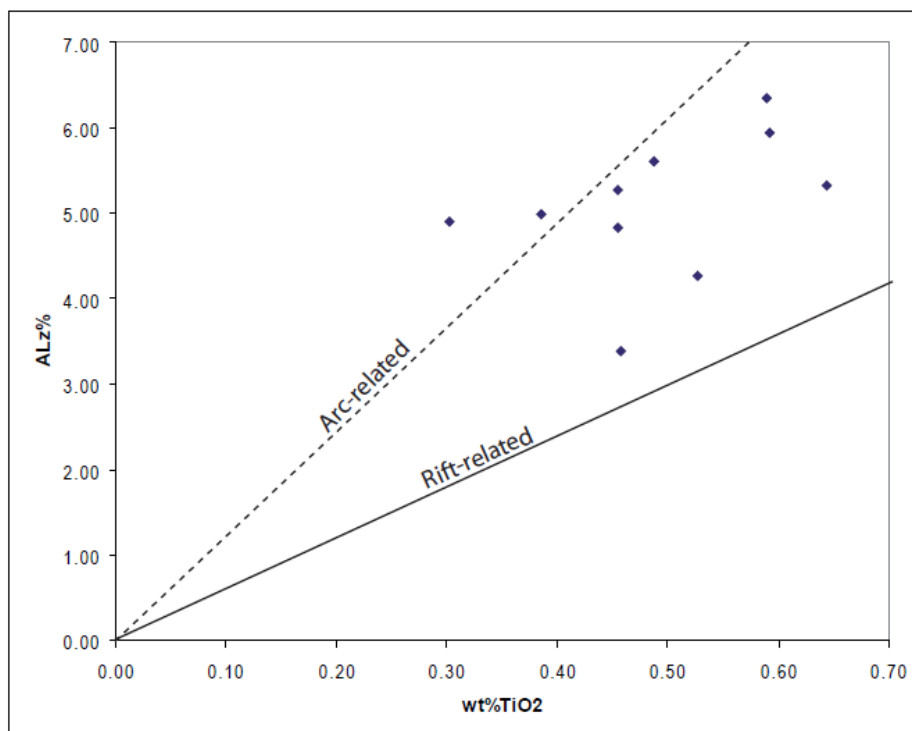


Figure 2.4 : Al_2 versus TiO_2 in clinopyroxenes (Loucks 1990, Zhu et al. 2008) for the undeformed Gengda gabbro (07 10 X)

2.3.1.1 : Non deformed Gengda gabbro (sample 07-10 X): The cores of the gabbro lenses preserve a magmatic texture with pyroxene and plagioclase relicts. The magmatic mineral assemblage is not deformed, but transformed to various degrees during metamorphism (figure 2.3a, table 2.2). Pyroxene relicts are rimmed by amphiboles (figure 2.3b). Feldspar crystals are pseudomorphosed into white mica and epidote (figure 2.3a). Some interstitial quartz is present in between magmatic minerals (figure 2.3a). Ghosts of garnets crystals, probably of metamorphic origin, are nearly fully replaced by chlorite (figure 2.3c). Chlorite also appears at the amphibole-feldspar contacts. Texturally, chlorite and amphibole are not in thermodynamic equilibrium. Accessory minerals are apatite, zircon, and pyrite.

Since chlorite, mica and amphibole are hydrous minerals, the transformation of the magmatic mineral assemblage to the present assemblage implies the influx of an aqueous fluid. The destabilization of feldspars in both mica and epidote implies Fe, Mg and Ca influx potentially issued from pyroxene breakdown into the feldspar. The presence of late interstitial quartz suggests the influx of a Si bearing fluid or a felsic liquid mixed with the mafic magma.

All together these petrographic observations suggest an evolution from a magmatic stage characterized by a clinopyroxene-plagioclase association toward an amphibolite facies metamorphism characterized by a plagioclase, hornblende, garnet, mica, epidote association and a later greenschist facies overprint indicated by the replacement of garnet by chlorite (table 2.2.). This metamorphic transformation does not appear to be associated with solid-state deformation.

It is noticeable that clinopyroxene relicts have low Al in tetrahedral sites, low TiO₂ content (figure 2.4), and that the ratio between those two components range between values typical of arc-related magmatic pyroxenes and rift-related magmatic pyroxenes (Loucks 1990, Zhu et al. 2008, figure 2.4.).

2.3.1.2 : Deformed Gengda gabbro 07-10 Z (equivalent to 07-10 A): This sample is a deformed gabbro characterized by a foliation underlined by an alternation of dark layers of chlorite, epidote, white mica, and oxide, and light-coloured layers of quartz, feldspar, epidote and calcite (figure 2.3.d). Kinematic criteria such as C/S structures (C for “cisaillement” and S for “schistosité” (Berthé et al., 1979) and sigmoidal porphyroclasts indicate a top-to-the-west sense of shear associated with the pervasive fabric. This fabric is locally affected by more discrete shear bands defining sigmoidal-shape lenses consistent with top-to-the-east sense of shear. At the outcrop scale, the gabbro lenses display sigmoidal-shapes indicative of opposite vergence kinematic criteria. Schistosity and shear planes are both marked by chlorite and white mica (figure 2.3.d). Feldspar porphyroclasts form eyes, wrapped by the schistosity and are partly replaced by white micas (figure 2.3.d). The chlorite, white mica and albite association is typical of the greenschist facies.

2.3.1.3 Mylonitic Gengda gabbro 07-10 Y : This sample presents a reduced grain size compared to the other samples owing to dynamic recrystallization associated with grain boundaries migration (figure 2.3.e). Optically identifiable minerals are chlorite, white micas, epidote, plagioclases and quartz. Small calcite and epidote veins discordant on the foliation attest for circulation of Ca and carbonate rich fluid.

In summary, petrographic and structural characteristics of the studied samples across the shear zone indicate that progressive deformation is accompanied by i) disappearance of

the magmatic texture, ii) grain size reduction, iii) amphibolite facies-greenschist facies transition and iv) Ca and Si bearing fluid influx.

2.3.2 Pengguan and Gezong granitoids :

Two granitoids have been sampled along the western margin of the Pengguan massif on the road between the cities of Dujanyian and Gengda (07-7B, 07-8A, 31°03'54"; 103°29'03" and 31°04'24"; 103°30'07" respectively, figures 2.1 and 2.2.) and two samples have been taken from the Gezong granite, south of the city of Danba, in the Songpan Ganze terrane (SG 07-31 A and SG 07-31 C, 30°47'39"; 101°57'21", figure 2.1).

The Pengguan massif is located East to the Wenchuan fault, in the Longmen Shan fold belt. The 07-7B Pengguan sample is an undeformed granitoid presenting a magmatic assemblage of quartz, plagioclases and a few alkali feldspar minerals (figure 2.3.f). Accessory mineral phases are epidote and zircon. Plagioclase and K-feldspar crystals are widely altered in white micas.

The 07-8A Pengguan sample has been collected in an outcrop displaying features suggestive of mingling and mixing between acid and basic magma. This granitoid sample is not deformed and the magmatic assemblage is composed of plagioclase, quartz, K-feldspar and a few mafic minerals (figure 2.3.g). Plagioclase and K-feldspar minerals are altered to white mica (figure 2.3.g), and the presence of a few amphibole crystals, chlorite and white mica suggests a low amphibolite upper-greenschists facies metamorphism affecting the magmatic diorite assemblage (table 2.2.). Interstitial quartz and calcite crystals are interpreted as resulting from precipitation of a Si and CaCO₃ bearing fluid. Alternatively, interstitial quartz could represent the crystals of the last silicate liquid of a fractional crystallization suite.

The Gezong dome is situated in the South-Eastern part of the Songpan Ganze terrane, West to the Wenchuan fault. The SG 07-31 A and SG 07-31 C Gezong samples have been collected in the Gezong dome along the road from Danba to Kangding. This crystalline body is intruded by several mafic dykes. The samples preserve their magmatic assemblage of quartz, plagioclase and K feldspar, and are slightly deformed (quartz

crystals with undulatory extinction). They present a mineral lineation underlined by biotite and white mica crystals. Those samples are unaltered (figure 2.3.h).

2.4 U-Pb geochronology on zircon

One sample from the Gengda gabbro (07-10 X) and one from the Pengguan granitoid (07-8A) have been selected for U-Pb SIMS dating. Zircon grains have been separated using heavy liquids and magnetic separation and mounted on an epoxy resin. They have been characterized by cathodoluminescence imaging (SCMEM, Nancy Université). *In situ* analyses have been carried out in the CRPG (Nancy) with the Ion microprobe CAMECA IMS 1270 following the procedure described by Deloule et al. (2002).

Zircon grains from the Gengda gabbro are 150µm large rounded or angular crystals. They are abundantly fractured and present dissolution features in places. The internal texture of zircon grains is characterized by oscillatory zoning typical of magmatic growth (figure 2.5b). Only a few zircon grains show possible metamorphic rims, which are too thin (ca. 1 µm) to be analysed considering the ion probe beam diameter (ca. 15 µm). Upon the 30 analyses on zircon grains from the Gengda gabbro, 7 correspond to slightly discordant points. The analyses do not define a discordia line and no lower intercept could be defined. The concordant age obtained using Isoplot software (Ludwig, 2003) on the 23 concordant points is 816 ± 17 Ma at the 1 sigma confidence level (MSWD = 0.47) (figure 2.5b, table 2.3.).

Zircon grains from the Pengguan granitoid are 50 to 150 µm large rounded to elongated crystals presenting dissolution features in places (figure 2.5.a). They show magmatic oscillatory zoning, and, for some, a small metamorphic rim of few micrometers which is too thin to be analyzed using the ion probe beam. Upon the 31 analyses performed in the magmatic cores, 23 correspond to concordant points which allow the calculation of an age of 827 ± 34 Ma at the 1 sigma confidence level (MSWD = 0.37) (Isoplot 6.0 Ludwig , 2003) (figure 2.5.a, table 2.3). This age is consistent with the previously published U-Pb on zircon age of 809 ± 3 Ma for the Pengguan granodiorite (Yan et al. 2008).

Table 2.3 : U/Pb zircon âges

Sample						Ages					
	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	Pbcom*/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±
<i>07 10 X (Gengda gabbro)</i>											
Zr02-b	196.44	196.09	22.80	1.00	0.0018	816.97	5.24	824.41	8.72	844.53	28.71
Zr04-c	135.31	220.25	14.87	1.63	0.0044	775.73	5.74	787.79	11.03	822.09	38.47
Zr05-b	79.37	79.45	8.99	1.00	0.0054	798.20	8.82	824.50	19.81	896.11	67.50
Zr05-c	157.67	285.44	17.69	1.81	0.0026	791.38	6.04	808.02	9.41	854.15	30.66
Zr06-c	218.06	287.02	24.62	1.32	0.0022	796.01	5.16	808.23	8.66	842.04	28.88
Zr07-b	391.51	868.92	42.64	2.22	0.0026	769.33	6.66	778.35	8.65	804.30	27.14
Zr11-b	121.77	216.93	13.20	1.78	0.0113	765.87	9.04	769.17	29.32	778.75	109.03
Zr11-c	92.97	98.39	10.31	1.06	0.0152	782.32	9.41	807.78	15.51	878.61	50.83
Zr13-c	253.86	506.29	29.06	1.99	0.0039	806.40	4.92	798.37	8.66	776.04	29.87
Zr15-c	218.74	292.91	24.66	1.34	0.0128	794.90	6.38	785.09	19.60	757.32	72.51
Zr16-c	222.47	158.35	25.65	0.71	0.0034	811.69	5.72	811.33	9.46	810.35	31.60
Zr19-c	39.66	37.50	4.71	0.95	0.0105	834.37	10.92	803.19	21.85	717.67	77.20
Zr20-b	51.14	63.18	5.84	1.24	0.0150	805.03	8.98	823.58	30.99	874.00	108.97
Zr23-b	246.65	376.61	28.91	1.53	0.0044	824.30	9.19	828.74	12.89	840.64	40.23
Zr23-c	425.94	647.88	45.53	1.52	0.0086	755.93	8.93	766.80	21.34	798.61	77.80
Zr24-c	241.80	515.98	27.89	2.13	0.0053	812.17	5.55	814.75	8.24	821.80	26.61
Zr26-c	411.94	778.01	45.75	1.89	0.0085	783.68	10.16	785.92	14.72	792.27	48.22
Zr27-b	469.57	626.38	50.46	1.33	0.0069	759.65	8.48	768.48	13.27	794.24	44.99
Zr27-c	415.03	703.72	44.95	1.70	0.0131	765.26	8.69	781.87	16.22	829.56	56.26
Zr30-b	328.56	670.28	36.94	2.04	0.0140	792.83	9.09	798.43	12.97	814.10	41.70
Zr31-c	239.77	225.36	28.12	0.94	0.0033	824.89	5.48	819.78	7.37	805.94	23.03
Zr33-b	277.22	300.07	32.06	1.08	0.0023	814.10	5.24	816.76	7.72	824.01	24.82
Zr33-c	292.65	449.24	35.03	1.54	0.0018	840.87	7.42	833.84	7.52	815.16	19.41
<i>07 8 A (Pengguan granitoid)</i>											
Zr02-c	145.56	107.17	15.80	0.74	0.0226	766.78	17.97	790.73	40.73	858.88	141.65
Zr03-c	401.25	330.39	45.78	0.82	0.0083	803.74	9.31	793.46	12.59	764.70	40.39
Zr05-c	209.86	147.15	23.24	0.70	0.0323	781.60	10.33	755.90	39.35	680.60	150.56
Zr07-c	69.34	28.76	7.67	0.41	0.0245	780.78	19.73	822.88	62.44	938.40	212.35
Zr09-c	139.40	107.94	15.49	0.77	0.0226	783.93	11.60	783.42	25.85	781.94	92.45
Zr11-b	728.59	1429.14	86.71	1.96	0.0021	836.24	10.08	832.84	8.67	823.79	17.29
Zr11-c	713.31	1479.74	83.37	2.07	0.0040	822.18	7.76	827.05	8.33	840.16	22.37
Zr15-c	94.55	72.84	11.20	0.77	0.0164	832.37	13.79	814.15	42.54	764.65	151.62
Zr16-c	202.71	63.25	24.01	0.31	0.0162	832.66	8.92	849.60	27.95	894.09	95.83
Zr17-b	215.84	113.47	25.01	0.53	0.0067	815.62	13.09	824.40	16.91	848.15	50.92
Zr18-b	220.66	203.90	25.45	0.92	0.0143	812.06	12.36	813.37	18.15	816.96	58.29
Zr18-b	206.11	139.61	23.39	0.68	0.0192	799.71	9.76	808.46	19.55	832.63	67.21
Zr20-b	100.98	65.05	12.38	0.64	0.0237	859.99	18.51	874.13	52.07	910.14	171.76
Zr20-c	213.97	53.70	24.31	0.25	0.0080	800.53	12.23	803.74	21.22	812.64	71.57
Zr21-c	353.50	131.30	42.56	0.37	0.0048	845.45	9.22	837.40	11.51	816.10	34.37
Zr22-b	640.38	836.67	75.38	1.31	0.0025	827.72	11.88	828.87	10.78	831.95	23.62
Zr22-c	633.14	794.55	74.67	1.25	0.0015	829.16	10.46	833.68	8.92	845.72	17.00
Zr23-b	451.01	387.43	52.90	0.86	0.0056	824.91	5.46	817.73	9.42	798.27	31.76
Zr23-c	710.85	822.38	84.94	1.16	0.0014	839.44	9.42	838.39	7.18	835.58	8.29
Zr28-b	590.82	1004.02	67.76	1.70	0.0111	807.70	6.33	809.92	16.91	816.02	60.27

 Pbcom= Common ²⁰⁶Pb

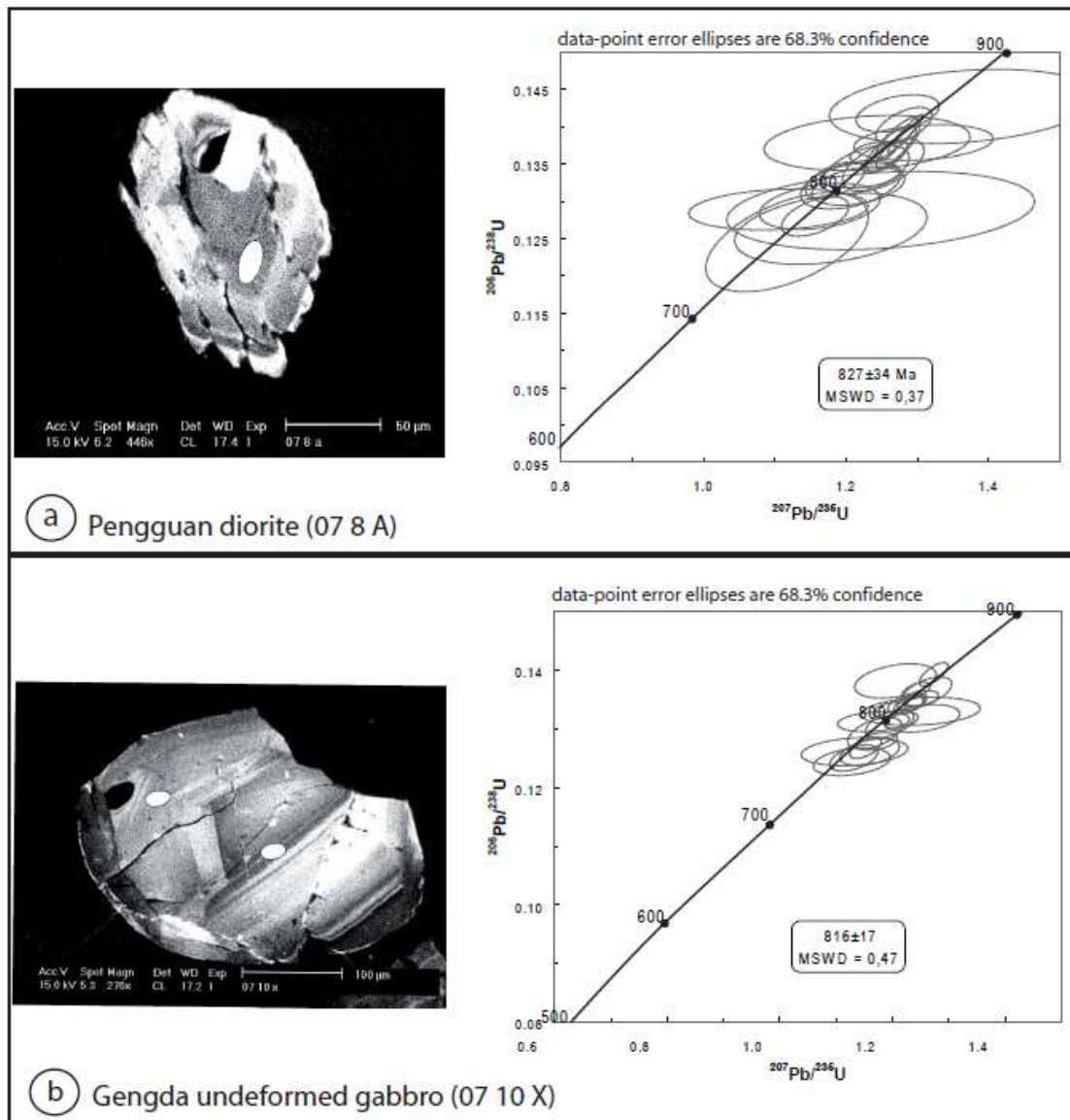


Figure 2.5: a) Cathodoluminescence image of a zircon grain and Concordia diagram with the data from zircon grains of the Pengguan granitoid (07-8A). b) Cathodoluminescence image of a zircon grain and concordia diagram with the data from zircon grains of the Gengda gabbro (07-10 X)

2.5 Major and trace elements geochemistry

Elemental composition analyses have been realized at the Service d'Analyse des Roches et Minéraux (Centre de Recherche Pétrographiques et Géochimiques (CRPG), Nancy) on four samples of Gengda gabbro, two samples of the Pengguan granitoid and two samples of the Gezong granite. Our data are compared with those of the other magmatic bodies of the Western margin of the Yangtze craton (Li Z-H et al. 2003, Li X-H et al. 2006, Li Y-F et al. 2007, Xiao et al. 2007, Yan et al. 2004, 2008, Zhou et al. 2002, 2006).

Table 2.4a : Major elements composition

Sample	Gengda gabbro				Pengguan granitoid		Gezong granitoid	
	07 10 A	07 10 X	07 10 Y	07 10 Z	07 7B	07 8 A	SG 07 31 A	SG 07 31 C
GPS coordinates	31°04'35 103°18'50	31°04'36 103°18'51	31°04'37 103°18'52	31°04'38 103°18'53	31°03'54 103°29'03	31°04'24 103°30'07	31°47'39 101°57'21	31°47'40 101°57'22
<i>Major elements</i>								
SiO ₂	59.32	50.38	51.19	53.68	64.94	55.33	69.48	70.96
Al ₂ O ₃	15.29	15.9	14.39	18.46	13.96	17.64	16.64	16.16
Fe ₂ O ₃	6.26	10.24	12.03	7.57	3.35	7.88	2.12	1.61
MnO	0.13	0.16	0.2	0.11	0.10	0.13	0.05	0.03
MgO	2.23	7.25	3.81	3.83	1.20	3.21	0.83	0.98
CaO	6.93	9.33	6.77	4.59	10.63	6.77	2.36	1.42
Na ₂ O	4.07	2.13	3.23	5.19	1.01	3.52	4.95	5.35
K ₂ O	0.67	1.16	0.59	1.11	0.94	1.56	1.88	1.82
TiO ₂	0.58	0.78	2.06	0.81	0.28	0.88	0.24	0.17
P ₂ O ₅	0.16	0.19	0.32	0.22	0.09	0.26	0.13	0.06
LOI	3.23	2.56	4.44	3.57	2.44	2.12	1.01	0.79
Total	98.87	100.06	99.02	99.13	98.92	99.29	99.68	99.34

The composition in major elements (table 2.4a) shows that the samples from the Gengda gabbro have a gabbroic to dioritic composition (using the total alkalis versus silica diagram of Cox et al (1979) adapted by Wilson (1989) for plutonic rocks, figure 2.6). Samples from the Pengguan granitoids range from dioritic to quartz dioritic composition (figure 2.6). Sample 07 8A from the Pengguan massif presents a dioritic composition close to the mylonitic Gengda gabbro (07 10 Y) one. The Gezong granitoids have granitic composition (figure 2.6).

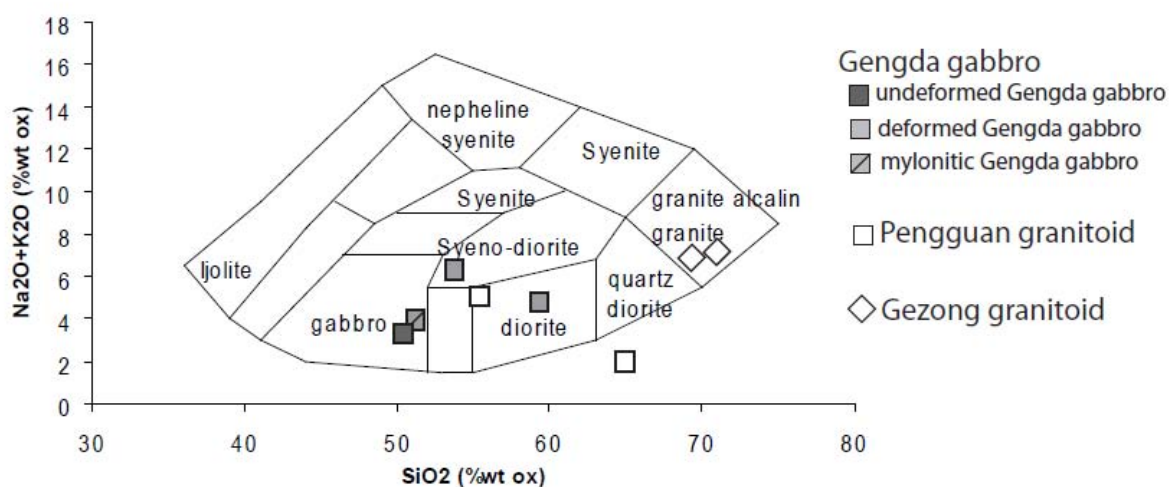


Figure 2.6 : Total alkalis versus silica diagram of Cox et al (1979) adapted by Wilson (1989) for plutonic rocks

Their SiO₂ content ranges from 50.3 to 59.32% , alkali content from 3.3 to 6.30% , Fe₂O₃ content from 6.26 to 12.03% and MgO content from 2.23 to 7.25% (table 2.4a). Gengda gabbros plot in the calc-alkaline suite field (figure 2.7). The Si and K contents are not correlated with the intensity of deformation (figure 2.7). Mg # of the undeformed Gengda gabbro is 56, Mg # of the deformed Gengda gabbro ranges from 39 and 48 and Mg # of the mylonitic Gengda gabbro is 36.

Pengguan and Gezong granitoids also plot in the calc-alkaline suite field as the other magmatic rocks from the Western Margin of the Yangtze craton (Li Z-H et al. 2003, Li X-H et al. 2006, Li Y-F et al. 2007, Xiao et al. 2007, Yan et al. 2004, 2008, Zhou et al. 2002, 2006) (figure 2.7). The 07-8 A Pengguan sample is more dioritic, and its composition is close to the one of the mylonitic Gengda gabbro (07-10Y). Owing to these chemical similarities, the Gengda gabbro could represent a mafic component of the Pengguan magmatic complex.

Table 2.4b : Trace elements composition

Sample	Gengda gabbro				Pengguan granitoid		Gezong granitoid	
	07 10 A	07 10 X	07 10 Y	07 10 Z	07 7B	07 8 A	SG 07 31 A	SG 07 31 C
<i>Trace elements</i>								
As	< L.D.	< L.D.	1.854	1.502	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ba	251.8	277	201.9	344.2	182.7	449.4	1158	1030
Be	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	5.087	< L.D.	< L.D.	0.846
Bi	0.199	< L.D.	0.134	0.103	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Cd	0.197	0.134	0.209	0.157	< L.D.	0.18	< L.D.	< L.D.
Ce	33.09	21.22	41.68	34.34	38.84	42.42	37.01	6.831
Co	13.34	38.79	29.51	22.6	5.67	16.76	1.477	2.206
Cr	34.24	157	9.163	18.45	22.85	19.61	< L.D.	< L.D.
Cs	0.368	0.484	0.445	0.666	< L.D.	1.475	0.549	0.406
Cu	20.39	34.84	11.23	19.44	< L.D.	32.67	< L.D.	< L.D.
Dy	3.213	2.558	6.083	2.781	2.366	4.006	1.947	0.45
Er	1.867	1.487	3.551	1.609	1.395	2.18	1.099	0.239
Eu	0.938	0.889	1.851	1.086	0.568	1.353	0.954	0.401
Ga	20	15.5	20.93	18.48	25.61	19.96	17.39	17.6
Gd	3.261	2.603	6.181	3.091	2.546	4.251	2.406	0.605
Ge	1.663	1.28	1.646	1.153	2.835	1.218	1.128	0.696
Hf	3.066	1.787	4.683	2.5	2.571	4.553	3.238	2.187
Ho	0.636	0.52	1.259	0.553	0.474	0.784	0.372	0.086
In	< L.D.	< L.D.	0.105	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
La	16.63	9.601	17.68	16.88	18.31	21.91	17.44	2.85
Lu	0.296	0.238	0.531	0.239	0.226	0.332	0.214	0.048
Mo	< L.D.	< L.D.	0.526	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Nb	3.76	2.231	6.489	3.556	4.799	4.563	2.947	0.827
Nd	16.19	11.65	24.27	16.22	16.67	20.23	17.83	3.995
Ni	16.42	66.62	8.35	38.19	13.59	10.46	3.619	< L.D.
Pb	31.0021	3.9727	10.6897	16.2484	23.0391	8.1336	8.5853	3.8587
Pr	3.982	2.708	5.468	4.086	4.548	4.983	4.565	0.918
Rb	17.26	33.98	18.19	31.67	15.94	53.2	32.35	26.5
Sb	0.512	< L.D.	0.353	0.541	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Sm	3.561	2.662	6.095	3.37	3.274	4.548	3.239	0.789
Sn	1.223	0.351	1.591	0.509	1.458	0.923	0.691	0.341
Sr	477.3	306.2	533.4	518.3	960.9	481.9	541	340.5
Ta	0.297	0.183	0.552	0.305	0.465	0.372	0.222	0.097
Tb	0.531	0.419	1.018	0.467	0.401	0.657	0.346	0.081
Th	3.15	2.641	3.79	3.754	10.05	6.612	3.479	0.647
Tm	0.285	0.228	0.533	0.238	0.214	0.312	0.168	0.037
U	1.073	0.68	4.011	1.706	2.956	1.674	1.376	0.291
V	114.1	192.8	278.6	168.6	52.54	119.9	2.889	24.8
W	< L.D.	< L.D.	0.809	0.46	0.357	0.35	< L.D.	< L.D.
Y	18.76	14.67	35.49	15.92	14.67	21.88	11.36	2.628
Yb	1.894	1.478	3.413	1.541	1.424	2.084	1.229	0.27
Zn	60.34	82.18	142.3	83.58	38.88	83.81	23.01	25.63
Zr	117.5	62.91	192.3	91.21	90.86	199.3	126.1	72.8
REE total	82.392	55.553	114.145	82.415	86.708	105.067	84.254	16.682

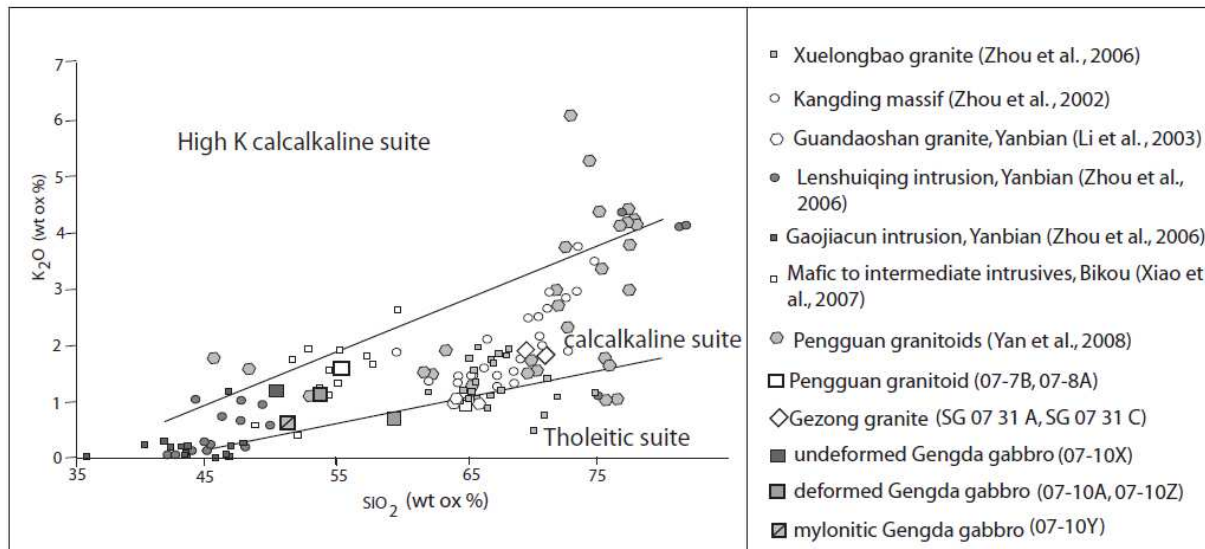


Figure 2.7: K_2O versus SiO_2 diagram. All the Gengda gabbros, Pengguan granitoids and Gezong granitoids belong to the calc-alkaline suite. Data on the other magmatic bodies of the Western margin of the Yangtze craton from the literature have been added (See table 1 and references in it).

The concentrations of incompatible HFS elements of the gabbros and Pengguan granitoids are broadly linearly correlated as expected if these samples were related by a fractionated crystallisation process (figure 2.8.). Indeed, the Rayleigh equation $C_I = C_0 F^{(D-1)}$ can be approximate to $C_I = C_0 / F$ for incompatible elements with D insignificant compared to 1. The similarity of mafic and felsic rocks of the Pengguan massif ages favours the fractionated crystallisation.

There is as well a striking regular increase in the incompatible element content with the intensity of deformation in the gabbroic samples. Samples are enriched in REE compared to chondrite ($C/C_{\text{chondrite}} = 10$ to 50) (figure 8a, c). The lowest REE content is encountered in the Gezong granodiorite SG 07-31 C and the highest in the mylonitic gabbro 07-10Y.

The Ti/V ratios of the Longmen Shan crystalline are between 24 and 44.

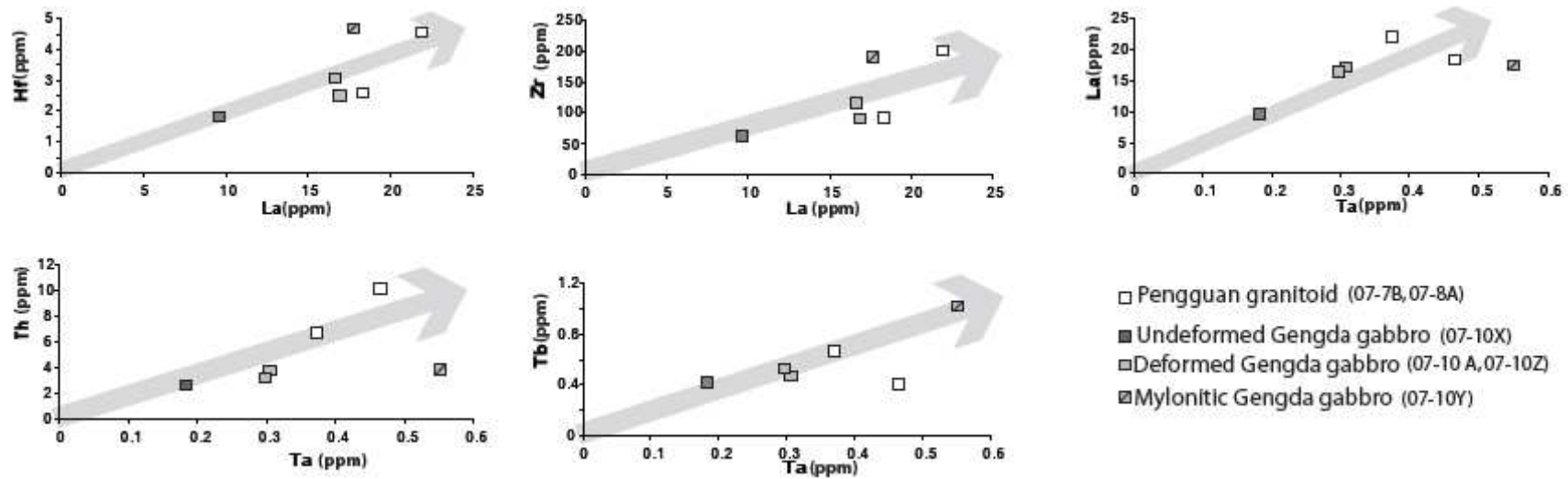


Figure 2.8: Incompatible versus incompatible diagrams. Note the correlation between incompatible elements of the Gengda gabbro and the Pengguan granitoids indicating a differentiation process by fractionated crystallisation (trends indicated by the arrows).

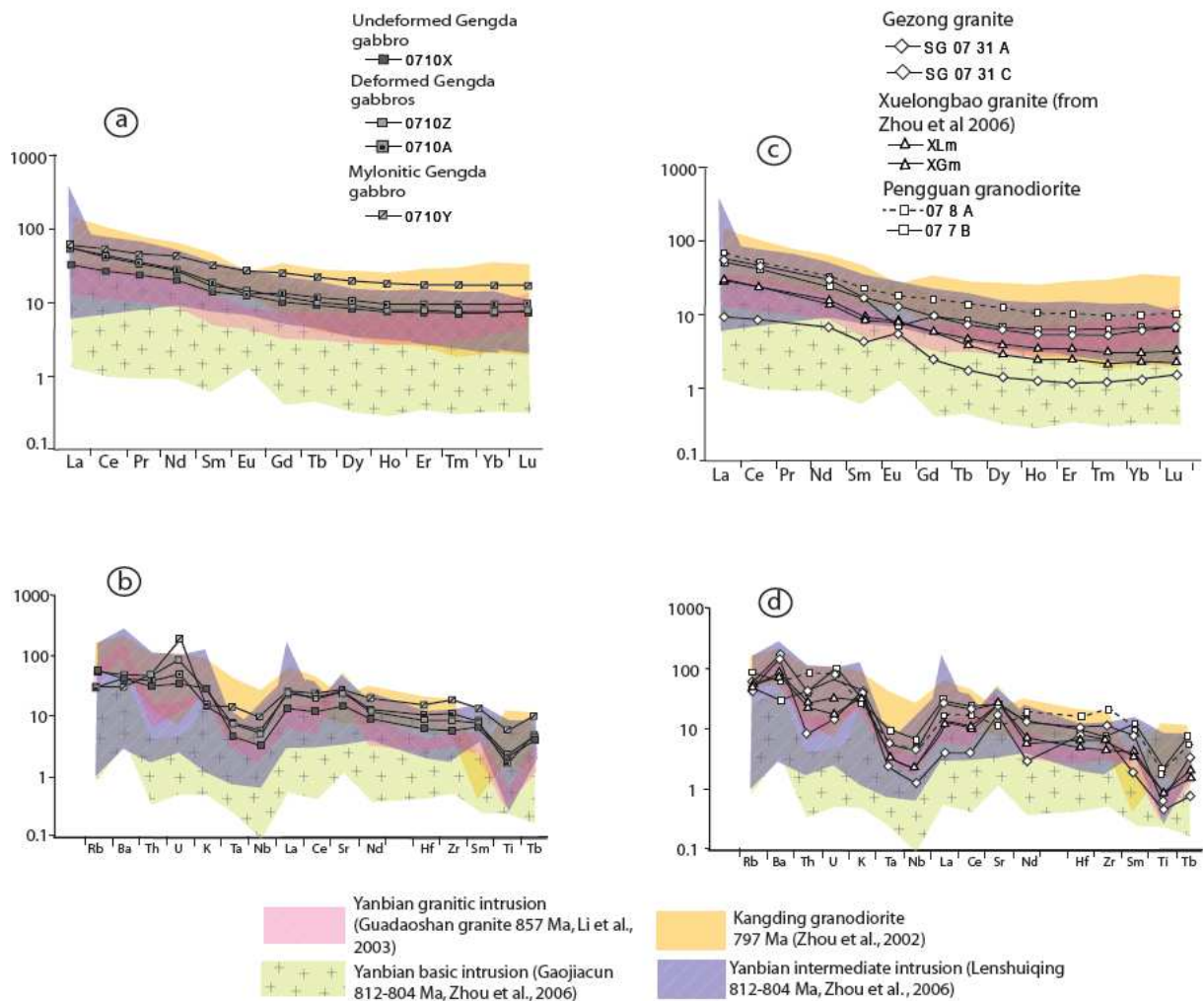


Figure 2.9: REE (normalized to chondrite) and multi-elements (normalized to primitive mantle) diagram for the Gengda gabbros and the Neoproterozoic granitoids from the Longmen Shan. a) REE diagram of the Gengda gabbro; b) Multi-elements diagram of the Gengda gabbro; c) REE diagram of the Longmen Shan granitoids (Gezong, Xuelongbao and Pengguan); d) Multi-elements diagram of the Longmen Shan granitoids (Gezong, Xuelongbao and Pengguan). Profiles show similar characteristics: LREE enrichment compared to HREE, negative anomalies in Nb Ta and Ti, indicating a magmatic arc affinity. REE and incompatible element from other magmatic rocks from the Western Yangtze craton have been added in light colours.

All the studied samples, including Gengda gabbro present enrichment in LREE compared to HREE, with $(La/Lu)_N$ between 3.45 and 7.33 (figure 2.9.a, c). Pengguan and Gezong granitoids present a higher fractionation between LREE and HREE ($(La/Lu)_N$ between 6.16

and 13.9) due to lower HREE content. REE profiles show small Eu anomalies in Gezong, Pengguan and 07-10 A deformed gabbro sample (figure 2.9.c).

The Gengda undeformed and deformed gabbros display broadly parallel profiles in the multi-elements diagram normalized to primitive mantle (primitive mantle values from McDonough and Sun 1995, figure 2.9.b). Notable exceptions concern the Large Ion Lithophile Elements (LILE). U presents a positive anomaly which increases with intensity of the deformation. By contrast, the positive Rb and K anomalies are observed only in the less deformed gabbro. There is a significant negative anomaly in Nb and Ta compared to La. (Nb/Ta ranges from 10.5 to 12.6, and Nb/La from 0.21 to 0.36). Studied samples present also a negative anomaly in Ti. The Pengguan, Gezong (our data) and Xuelongbao (Zhou et al., 2006a) granitoids share similar characteristics as illustrated in the multi-elements diagram (figure 2.9.b, d). The main difference is that granitoids are more enriched in the incompatible elements than the Gengda gabbros (figure 2.9.b, d) and present a positive Sr anomaly.

This way, magmatic massifs located to the West and to the East of the Wenchuan fault present similar geochemical signature, and are interpreted as formed in the same geodynamic context.

2.6 Rb/Sr and Sm/Nd Isotopic signatures

The isotopic composition of the Gengda gabbros (07-10 A, 07-10 X, 07-10 Y, 07-10 Z) and of the Pengguan granodiorite (07-7B, 07-8 A) have been obtained at the CRPG, CNRS, Nancy. The goal is to document the potential source of these magmatic rocks. Sm, Nd, Rb and Sr have been separated by column chromatography following the method described in Luais et al. (1997). Sm and Nd isotopic compositions have been measured with the MC-ICP-MS Isoprobe Micromass at the CRPG (Nancy), Rb isotopic composition has been measured with ICP-MS Perkin Elmer Elan 6000 at the Service d'Analyse des Roches et Minéraux (CRPG, Nancy), and the Sr isotopic composition have been measured with the TIMS Finnigan at the CRPG (Nancy). During the analytical session, standard NBS987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition was 0.710253 ± 0.000093 , JMC standard $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ composition was 0.512231 ± 0.000070 . External reproducibility of the Isoprobe is ± 0.000030 on the measured ratio.

Table 2.5 : Rb-Sr and Sm-Nd isotopic compositions

	Sample	Nd (ppm)	Rb (ppm)	Sm (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 sigma	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 sigma	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	T DM (Ga)	
	<i>Pengguan granitoid</i>															
	07 7B	14.96	13.52	2.86	852.2	0.70880	0.000019	0.04592	0.70827	0.512090	0.000051	0.1151	0.511471	-2.135	1.63	
	07 8A	17.87	42.49	3.81	409.8	0.70834	0.000019	0.30003	0.70491	0.512208	0.000082	0.1286	0.511517	-1.2453	1.68	
	<i>Gengda gabbro</i>															
non	07 10X	11.70	32.50	2.64	306.7	0.70724	0.000038	0.30664	0.70374	0.512348	0.000065	0.1357	0.511618	0.7307	1.57	
deformed	07 10A	16.75	16.76	3.60	494.8	0.70778	0.000030	0.09803	0.70666	0.512211	0.000050	0.1295	0.511515	-1.2836	1.70	
	07 10Z	17.40	31.13	3.53	532.9	0.70874	0.000007	0.16908	0.70680	0.512152	0.000069	0.1222	0.511495	-1.6631	1.66	
mylonitic	07 10Y	26.45	18.53	6.41	573.3	0.70939	0.000072	0.09353	0.70832	0.512475	0.000057	0.1462	0.511689	2.12806	1.52	

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ and $\epsilon\text{Nd}(t)$ have been calculated for 820 Ma. Decay constant of ^{87}Rb and ^{147}Sm are $1.42 \cdot 10^{-11}$ and $6.54 \cdot 10^{-12}$ respectively.

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of depleted mantle is 0.51315 and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ of depleted mantle is 0.2137.

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios of the Gengda gabbros increase from 0.70724 for the non deformed sample (07-10 X) to 0.70939 for the mylonitic one (07-10 Y)(table 2.5). The $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratios range from ca 0.31 down to ca 0.09 (table 2.5) without any correlation with the deformation state. By contrast, the Sm/Nd characteristics do not correlate to the deformation state. The $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ranges from 0.1222 to 0.1462, and the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ from 0.512152 to 0.512475 (table 2.5).

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the two Pengguan granodiorites are similar to those of the Gengda mafic rocks (0.708798 in sample 07-7B and 0.708339 in sample 07-8 A). The 07-7B $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratio is 0.046 and the 07-8A $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratio is 0.300 (table 2.5). The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios range from 0.512090 to 0.512208, for $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ from 0.1151 to 0.1286 respectively (table 2.5).

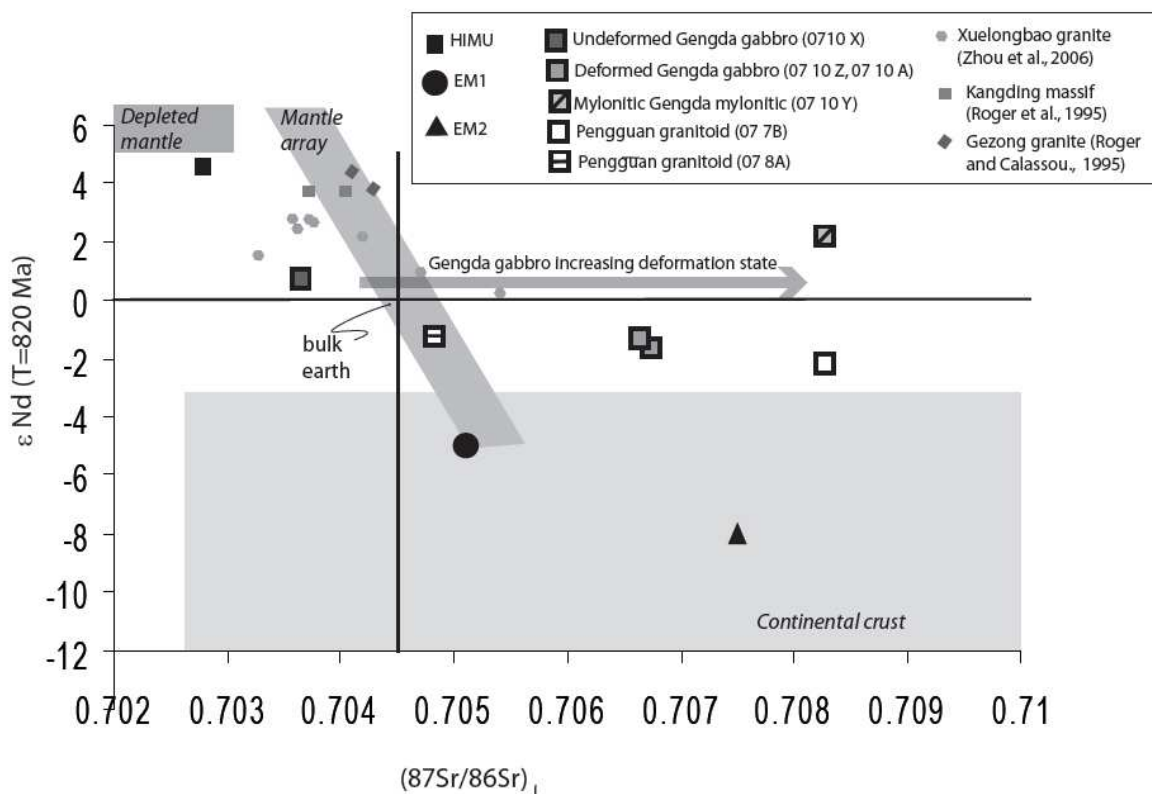


Figure 2.10: Isotopic composition of plutonic rocks from the Longmen Shan belt in the $\epsilon\text{Nd}(t)$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ diagram. Samples compositions are recalculated at 820 Ma. Enriched mantle composition (HIMU, EM1, EM2) are present day compositions. The current bulk earth composition is indicated at the intersection between the two black lines.

The isotopic ratios have been recalculated at 820 Ma and ϵNd have been calculated with reference to the chondritic values of Hamilton et al (1983). The results are reported in figure 2.10. Two of the gabbroic samples have a positive ϵNd ($t=820$ Ma) value (0.73 for the non deformed gabbro and 2.12 for the mylonitic one). The four other samples have negative ϵNd ($t=820$ Ma) (from -2.13 to -1.24). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($t=820$ Ma) varies from near chondritic values to high radiogenic values of ca 0.709. This ratio increases with the intensity of deformation in Gengda gabbros or apparent degree of alteration in Pengguan granodiorite.

Model ages have been calculated with depleted mantle values of De Paolo (1981). Depleted mantle model ages are in the range 1.52-1.70 Ga (figure 2.11). Isotopic Nd compositions at 820 Ma are close to the isotopic Nd CHUR composition at 820 Ma (figure 2.11)

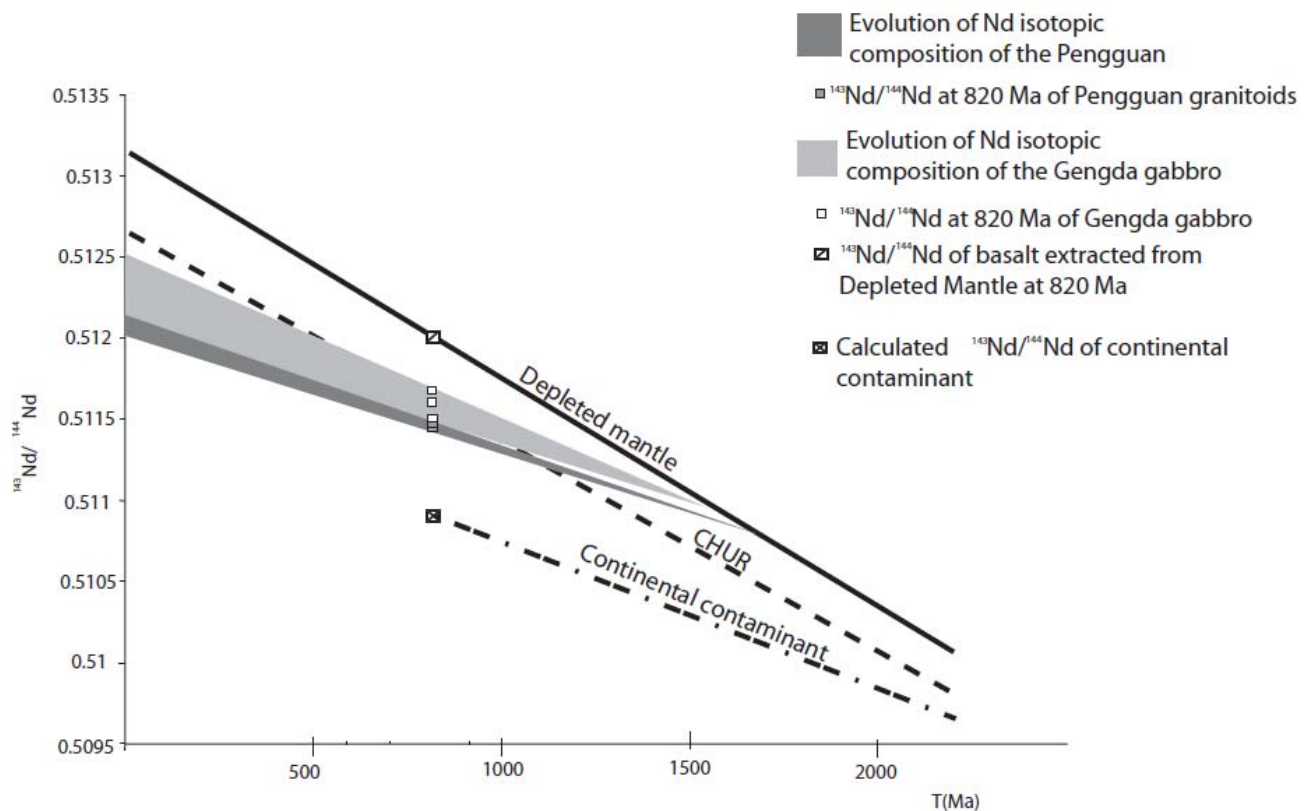


Figure 2.11: Nd isotopic composition versus time diagram showing the evolution of the Longmen Shan magmatic rocks compared to the composition of a depleted mantle extracted at 820 Ma and to the calculated composition of the continental contaminant with the composition of the one considered in our geochemical contamination model

2.7 Discussion

2.7.1. Fractional crystallisation, deformation and metamorphism effects on whole-rock chemistry

The correlations between incompatible high field strength elements (Zr and Hf) and La content in our set of samples (figure 2.8) can be interpreted as indicative of a fractional crystallisation process in a single magmatic suite. However, these relations can reflect as well mixing processes. The undeformed Gengda gabbro has the lowest incompatible HFSE content, the lowest La content and the highest Mg# number (56) and is therefore considered as the most primitive sample, or the less mixed sample.

Although some mineralogical transformations of the Gengda gabbro occurred without any deformation (Gengda non deformed gabbro 07-10 X), the concentration in some trace elements such as LILE and the isotopic ratios of the Gengda gabbros are correlated with their microstructure and thus the intensity of solid-state deformation. In particular, U positive anomaly increases with the intensity of deformation, and the positive Rb and K anomalies are observed only in the less deformed gabbro. In addition, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (at present day as well as at $t=820$ Ma) is positively correlated to the intensity of the fabric, i.e. deformation. In contrast, the variation in the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotopic ratio is not a function of the deformation state. The enrichment in LILE in the more deformed gabbro sample is interpreted as the result of an influx of those elements associated with the circulation of a fluid interacting with the rock during shearing. We suggest that the increase in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio results from such an interaction as well. Indeed, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio increases with the deformation state, as well as the Sr content, but there is no relation between the $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. Accordingly, it is not the Rb/Sr fractionation which influences the Sr isotopic ratio, but the influx of radiogenic Sr during deformation (figure 2.10). Such behaviour has been reported by Luais et al. (2009), who showed that Rb-Sr isotopic systems in granitic rocks from the French Massif Central are highly disturbed in strongly deformed rocks affected by ductile deformation, while the Sm-Nd system is much less affected. The proposed fluid-rock interactions imply an opening of the system during deformation and associated metamorphism.

Accordingly, in order to retrieve the primary magmatic signatures, only the less mobile elements, the most chemically primitive and the less deformed sample (07-10 X) is taken into consideration, keeping in mind that the chemical composition has been transformed by H₂O and SiO₂ bearing fluid influx and that the low Mg# suggests some contamination of fractioned crystallisation.

2.7.2 Magma sources

All the samples present an enrichment of LREE compared to HREE, which can be attributed to contamination of the magma by the continental crust (Taylor and MacLennan, 1981). The ϵNd ($t=820$ Ma) for all samples is between 2.13 and -2.14. The negative ϵNd ($t=820$ Ma) of most samples including deformed gabbros suggests either

- (i) a mix between a melt issued from a depleted mantle and a continental component, or
- (ii) an enriched mantle source.

We propose to test first the mixing hypothesis using a classical mixing model (Allègre and Minster, 1978).

The crustal contamination can be due to crustal assimilation during magma ascent through the overlying continental crust or partial melting of the pre-existing continental crust and subsequent magma mixing, as suggest by the outcrop features (figure 2.12). In this context, the continental contaminant is supposed to have the composition of the Proterozoic Yangtze craton.

We examine the proportion of a continental component that should be added to a mantle-derived mafic magma to obtain the major elements composition of the Gengda non-deformed gabbro (07-10 X), considered as the most primitive sample.

In order to perform the geochemical model, we assume that the continental contaminant has the average composition of the sedimentary sequence of the Yanbian terrane (Sun et al., 2008), considering that this sedimentary basin has been filled by the erosion product of the Proterozoic Yangtze craton. The use of this composition equals crustal assimilation, or complete melting of the crust before mixing. The magmatic mafic pole of the mixture is supposed to have the chemical composition of recent basalts of different

tectonic settings (arc magmas and MORB). Examination of major elements compositions of various recent basalts (Romick et al., 1990, Kepezhinskis et al., 1997, Raos and Crawford, 2004, Hofman, 1988) shows a range of variation that lead to a proportion of 78 to 91% of basalt and 9 to 22% of sediments to obtain a major element composition similar to the one of the Gengda non deformed gabbro (figure 2.13.). In each case, the calculated mixture has a gabbroic composition very similar to the major elements composition of the undeformed Gengda gabbro (07-10X) (figure 2.13A). Concerning trace elements, the mixtures (Aleutian basalt-Yanbian sediments) and (Vanuatu basalt-Yanbian sediments) show patterns in REE and multi-elements diagrams very similar to the one of the undeformed Gengda gabbro (07-10X) (figure 2.13 B, C). This allows us to consider that the mafic pole of our mix should have an element composition of the same type than Aleutian and Vanuatu basalts, but we still have no information about the isotopic composition.



Figure 2.12 : Mixing features in the Pengguan granitoids.

Still considering the hypothesis of a mix between a depleted mantle and radiogenic continental crust, we calculated the Nd isotopic composition of the continental crust needed to obtain the Gengda gabbro composition. This calculation allows us to evaluate

the oldness of the continental crust invoked in the model and so to evaluate if a depleted mantle source is possible.

	83% aleutian 17% sédiments	89% kamchatka 11% sédiments	78% vanuatu22% sédiments	91% MORB- 9% sédiments	07 10X Gengda gabbro
SiO ₂	51.81	51.44	51.97	52.24	50.38
Al ₂ O ₃	17.47	15.97	17.56	15.10	15.9
Fe ₂ O ₃	10.57	10.22	11.05	9.92	10.24
MnO	0.16	0.17	0.18	0.17	0.16
MgO	5.55	7.36	5.13	6.91	7.25
CaO	9.34	9.09	9.25	10.37	9.33
Na ₂ O	2.73	2.59	2.56	2.87	2.13
K ₂ O	0.95	1.18	1.08	0.43	1.16
TiO ₂	1.20	1.15	0.88	1.65	0.78
P ₂ O ₅	0.10	0.28	0.31	0.33	0.19
Total	99.88	99.47	99.98	99.99	100.06

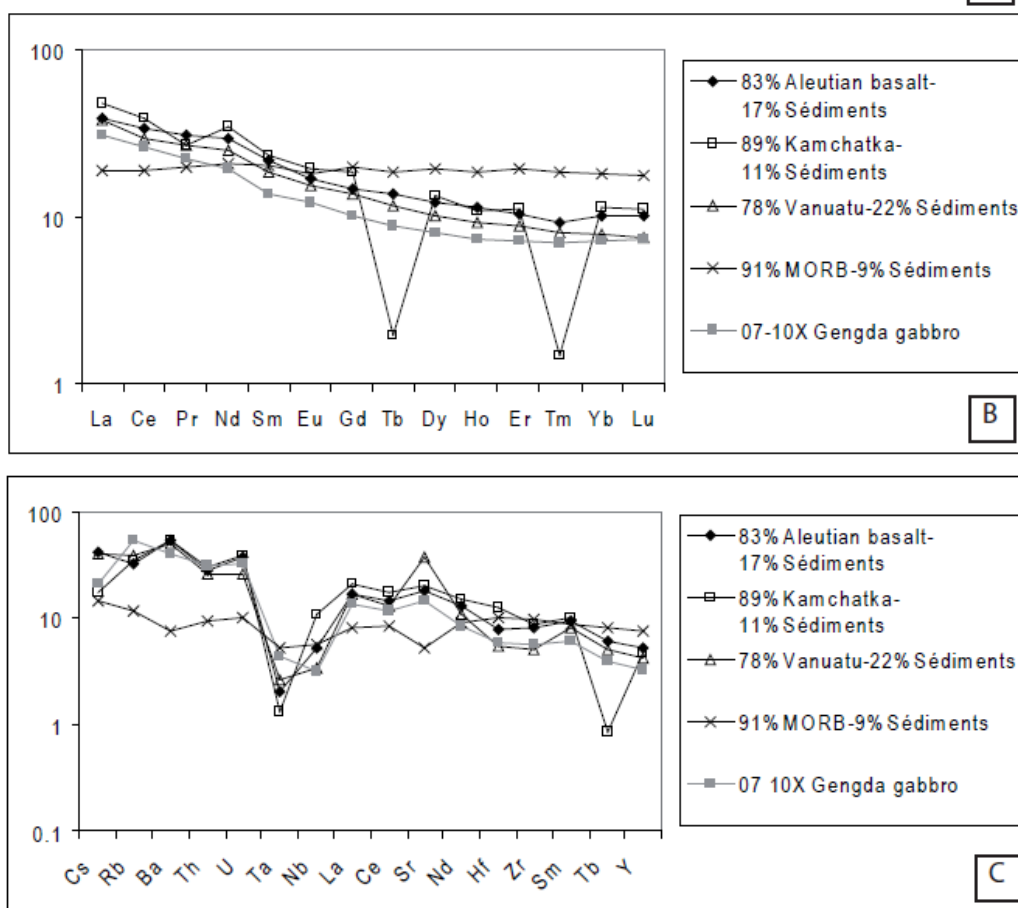


Figure 2.13.: Result of the mixing model calculation. A) Comparison of the major elements composition of the undeformed Gengda gabbro (07 10X) with the major elements composition of the calculated mixtures. B) Comparison of rare earth elements composition of the undeformed Gengda gabbro (07 10X) and of the calculated mixtures. C) Comparison of incompatible elements composition of the undeformed Gengda gabbro (07-10X) and the calculated mixtures.

We are looking for the theoretical Nd isotopic composition of the continental crust at 820 Ma which contaminate a mafic magma issued from a depleted mantle at this time, assuming proportions ranging from 17 to 22% (proportions obtained using average Vanuatu and Aleutians basalts). It is to note that in this calculation we take the chemical composition the Yanbian sediments as the continental component composition. This composition is suitable if we consider a crustal assimilation during magma ascent, or a complete partial melting of the crust before mixing. Since the Nd is an incompatible element enriched in the partial melting product, this composition is the minimum one for this element and so is the isotopic composition calculated here. We use the Nd isotopic composition the Gengda gabbro (sample 07 10 X) at 820 Ma as the final composition and the Nd isotopic composition of the depleted mantle at 820 Ma as the basaltic pole composition. In this calculation, the Nd content of the basaltic pole varies from 1ppm (depleted mantle composition) to 12ppm (average Vanuatu magma composition, Raos et al. 2004).

For a Nd content of the basaltic end-member of 12 ppm, the resulting $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ is unrealistically low (table 2.6). For a Nd content of 1 ppm, the calculated $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotopic composition of the sedimentary component is low (0.511556 to 0.511128), which implies a highly recycled continental crust. These Nd isotopic compositions are consistent with the mean Nd isotopic composition of the eastern Yangtze craton compiled by Chen and Jahn (1998), and yield T_{DM} from 2.95 to 2.99 Ga considering the Sm/Nd composition of the sediment at 820 Ma (table 2.6.). However, to our knowledge, no isotopic data on the western Yangtze craton sediments are available to be compared to the value obtained from our geochemical modelling.

Since the age of detrital zircon grains in the Yanbian sediments is generally in the range of 0.9-1.2 Ga with no zircon older than 2.4 Ga, the 2,97-3,76 model ages, and consequently the modelled isotopic compositions, are not thought to be realistic. Accordingly, the hypothesis tested here, that is a mix between mafic magmas from depleted mantle and old radiogenic continental crust is refuted.

For the second hypothesis, an enriched or non depleted mantle source is considered for the Gengda gabbro. This hypothesis cannot be modelled precisely because the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and the Sm and Nd content of the possible mantle sources are highly variable, but it is

supported by (i) the age of the detrital zircon grains in the Yanbian sediments, (ii) the CHUR model age of the 07 10 X gabbro sample of *ca* 750 Ma, which is close to its U/Pb zircon age (816 ± 17 Ma), and (iii) the Nd isotopic composition of our samples which are close to the Nd isotopic composition of the present day enriched mantle (EM1 and EM2) composition (Figure 2.10).

So we consider in this paper that our samples are issued from a non depleted or enriched mantle source.

Table 2.6 : Calculated Nd isotopic composition of the continental contaminant in a mantle-crust mixing model.

See text for explanation

	0.83 Aleutian basalts-0.17 sediment			0.78 Vanuatu basalts-0.22 sediment		
Nd concentration in the extracted basalt	calculated $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (t)	ϵ (t)	Nd TDM	calculated $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (t)	ϵ (t)	Nd TDM
1 ppm (depleted mantle)	0.511543	-0.73	2.99	0.511563	-0.33	2.95
12 ppm (average Vanuatu, ref)	0.510731	-16	4.48	0.510973	-11.85	4.04

2.7.3 A model for the geodynamic context of the Western margin of the Yangtze craton during the Neoproterozoic

The Gengda gabbro and the granitoids from the Pengguan and Gezong massifs belong to the 1000km long, NS trending, Neoproterozoic igneous and metamorphic belt outcropping from the Bikou to the Yanbian terranes, at the western margin of the Yangtze craton. The studied samples range from gabbro to granodiorite and all belong to the calc-alkaline suite. The U/Pb ages of 816 ± 17 Ma and 827 ± 34 Ma obtained on zircon grains of the Gengda gabbro and Pengguan granodiorite respectively (figure 2.5), which are interpreted as the crystallisation age of these magmas, suggest that both mafic and acid magmas were generated and emplaced during the same magmatic event. Moreover, the similarity in

major element composition between the Gengda mylonitic gabbro (07-10 Y) and the Pengguan 07-8 A sample (diorite) favour this hypothesis. The gabbro samples described in this paper all present Nb and Ta negative anomalies which are characteristics of magma extracted from a mantle wedge metasomatized by fluids from the subducting plate enriched in LILEs and depleted in HFSEs, in active margin context (Pearce, 1982). However, the Ti and Al content of the clinopyroxenes from the undeformed Gengda gabbro are low and their composition plot between arc-related and rift-related trend (Loucks 1990, Zhu 2008, figure 2.3.). In addition, the Ti/V ratios of the Gengda gabbros are greater than 20, which is higher than those of typical arc basaltic suite (Shervais, 1982). A simple plume context can not explain all of these chemical characteristics but these data can be reconciled invoking a deep mantle contribution subsequent to a slab retreat or slab break-off in a subduction zone.

The petrologic and geochemical characteristics of the Gengda gabbro and granitoids from the Pengguan and Gezong massifs described in this paper are similar to the ones previously described for other plutonic rocks exposed along the western margin of the Yangtze craton. As indicated in introduction, several types of models invoking the influence of a mantle plume, the fingerprint of a subducting slab, and gravitational collapse of the previously thickened reworked margin of the craton have been proposed in order to account for the variability of these petrologic and geochemical characteristics.

We propose a geodynamic evolution taking into account the variable and apparently contradictory petrologic and geochemical signatures of the plutonic rocks of the Yangtze margin reconciling the evidences that have been used to argue for a plume or an active margin geodynamic context.

During the Mesoproterozoic times (around 920-900 Ma, figure 2.14)), the geological and geochemical data on mafic volcanic rocks of the Bikou and Yanbian terranes, North and South of the studied area (figure 2.1) indicate that they represent oceanic marginal basins of an active margin (Li Y-F et al. 2007, Li X-H. et al. 2006). During the Neoproterozoic, these terranes, and the entire western Yangtze metamorphic and igneous belt have been intruded by magmatic bodies and dykes.

Between 884 and 840 Ma (figure 2.14), mafic to intermediate plutonic intrusions, with calc-alkaline signature and Nb and Ta negative anomalies emplaced in the Bikou terrane (Xiao et al. 2007) in the northern part of the western Yangtze craton margin. At the same time, the Gezong granodiorite, enriched in LILs, and depleted in HFSEs emplaced in the median part of the margin (this study). In the southern part of the margin, the Guandaoshan pluton, with calc-alkaline major element signature and trace element pattern similar to arc-related magmas intruded the Yanbian terrane (Li X et al. 2003a). Between 884 and 840 Ma, plutonic magmas with subduction zone characteristics therefore dominated the western margin of the Yangtze craton.

Between 844 and 800 Ma (figure 2.15), mafic to acid plutonic intrusions emplaced along the western margin of the Yangtze craton. At this time, the Pengguan granodiorite, with calc-alkaline signature, LILEs enrichment and Nb and Ta negative anomalies (Yan et al. 2008, this study) emplaced in the median part of the margin. At the same time and the same place, the Gengda gabbros crystallised. They present the same chemical characteristics than the Pengguan granodiorite (this study), but a $Ti/V > 20$, and Al and Ti pyroxene composition between arc-related and rift-related trends (figure 2.3., Loucks 1990). In the southern part of the margin, intermediate plutons which present similar chemical characteristics to the ones of the Gengda gabbros (Li X-H et al. 2006) intruded the Yanbian terrane. Therefore, during this time interval, deep mantle influence starts to appear in the geochemical signature of the magmas.

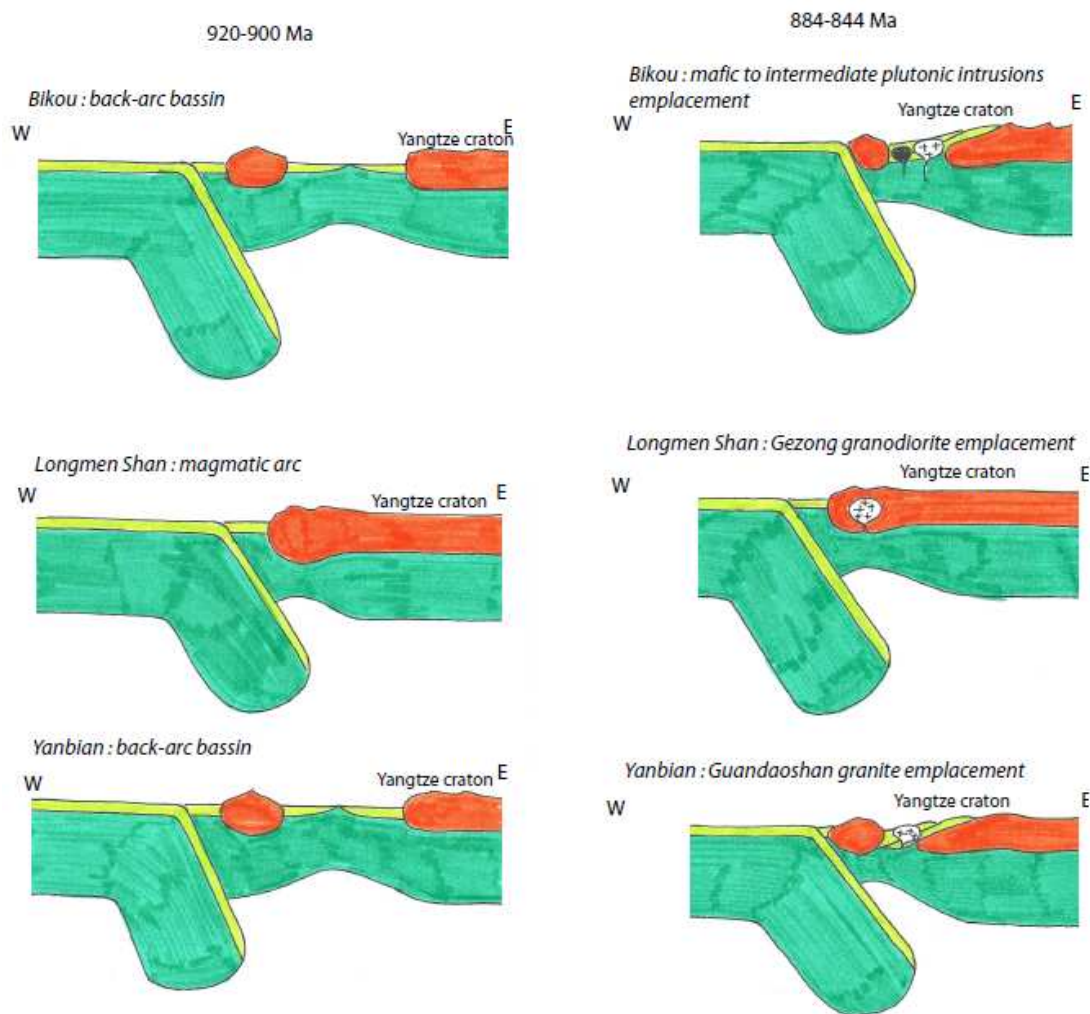


Figure 2.14 : Sketch lithospheric cross-sections showing the subduction evolution along the western Yangtze margin at different places during the Mesoproterozoic and early Neoproterozoic times.

Between 800 and 750 Ma (figure 2.15), the Kangding granodiorite, with calc-alkaline signature, LILEs enrichment and Nb and Ta negative anomalies (Zhou et al. 2002) emplaced in the central part of the western Yangtze craton margin. At the same time and place, the Xuelongbao adakitic pluton was emplaced (Zhou et al. 2006a). In the southern part of the margin, mafic dykes with chemical signature between OIB and N-MORB, with slight continental contamination intruded the Yanbian terrane (Zhu et al. 2008). Therefore, high temperature and deep mantle influence are evidenced by the geochemical characteristics of the magmas.

Accordingly, the magmatic activity lasted longer in the median and southern part of the western margin of the Yangtze craton than in the northern part. In the other hand, the

chemical signature of the magmas emplaced along the margin become increasingly marked by a deep mantle contribution from 884 to 750 Ma. To account for these discrepancies, we propose that from 900 Ma to 840 Ma, the western margin of the Yangtze craton was an active margin, with variation in space and time of its activity. Around 840 Ma, a possible slab retreat in a mantle-crust decoupling configuration (Vanderhaeghe and Duchêne 2010) occurred. In this context, the slab retreat or eventually the slab break-off induces an asthenospheric mantle upwelling or a deep mantle destabilization, which leads to asthenospheric upwelling. This process conducts to a composite geochemical signature with high Ti/V, LILEs enrichment, and HFSE depletion. We conclude that during the Neoproterozoic times, the western margin of the Yangtze craton was a subduction zone affected by a slab retreat during its evolution.

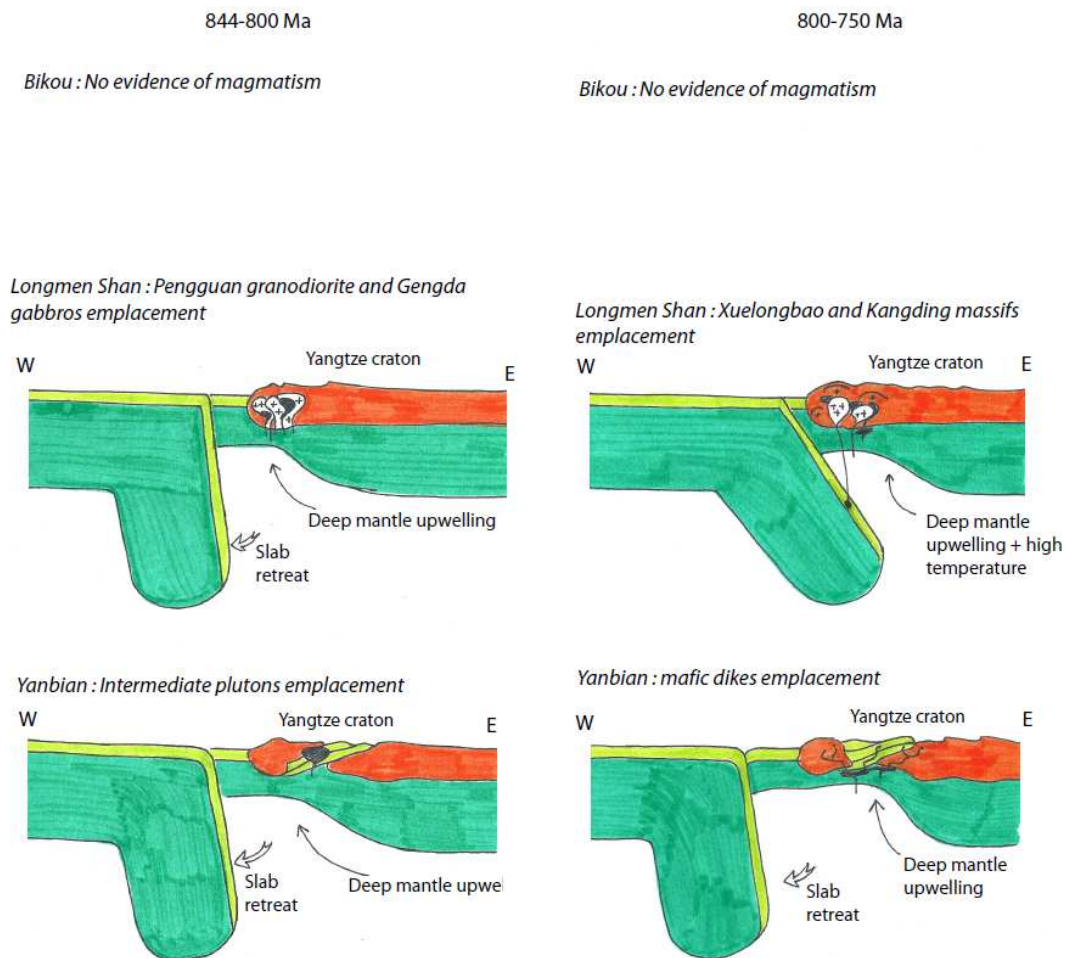


Figure 2.15 : sketch lithospheric cross-sections showing the subduction evolution along the western Yangtze margin at different places during the Neoproterozoic times.

2.8 Conclusion

The calc-alkaline signature of the Gengda gabbro and of the Pengguan granitoids and their chemical signature indicating a genetic link suggest a genesis and emplacement along an active margin marked by subduction beneath the Yangtze craton. Nevertheless, the low Al and low Ti clinopyroxene composition and the high Ti/V ratio of the Longmen Shan crystalline rocks suggest a deep mantle influence. U/Pb geochronology on zircon grains yield ages of 816 ± 17 Ma for the Gengda gabbro and of 827 ± 35 Ma for the granitoids of the Pengguan massif. These ages are similar to other plutonic rocks exposed along the western margin of the Yangtze craton. These features indicate that the western Yangtze margin was an active margin affected by slab retreat which induces deep mantle upwelling during Neoproterozoic times.

2.9 Acknowledgments

This work has been financially supported by ANR project. Rodolphe Cattin is thanked for leading and animating this project. The input from Delphine Yeghicheyan, Laurie Reisberg, Catherine Zimmerman and Christiane Parmentier was appreciated during the chemistry and analyses. Thanks to Beatrice Luais for helpful discussion about isotopic compositions. Thank to A. Reid and an anonymous reviewer for their constructive comments to enhance the quality of the manuscript.

2.10 Appendix : Additional data

Table 2.7 : Average composition of the Yanbian terrane sediments (from Sun et al., 2008)

	Yumen formation		Xiaping formation		Zagu formation		Average Yanbian sediments composition
	average sandstone s	average mudstone s	average sandstone s	average mudstone s	average sandstone s	average mudstone s	
SiO ₂	71.10	66.00	63.80	61.60	65.10	62.50	65.02
TiO ₂	0.73	0.88	1.00	0.90	0.90	0.70	0.85
Al ₂ O ₃	13.20	15.10	15.11	16.60	14.30	17.00	15.22
Fe ₂ O ₃	4.94	5.58	6.66	6.70	6.80	7.00	6.28
MnO	0.05	0.03	0.10	0.10	0.00	0.10	0.06
MgO	1.25	1.75	2.04	2.00	2.80	2.40	2.04
CaO	0.39	0.25	1.12	0.50	0.40	0.20	0.48
Na ₂ O	3.82	2.18	3.96	1.50	3.10	1.50	2.68
K ₂ O	1.37	1.48	1.97	3.00	2.40	2.80	2.17
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.15	0.10	0.20	0.10	0.12
LOI	2.54	5.10	3.39	6.20	3.20	5.10	4.26
Total	99.90	99.50	99.30	99.10	99.20	99.40	99.40
Ba	226.00	386.00	423.00	539.00	527.00	635.00	456.00
Ce	35.83	59.50	42.00	52.90	40.30	64.50	49.17
Co	6.01	5.61	11.40	9.80	9.70	12.90	9.24
Cr	93.00	171.00	65.00	91.00	47.00	62.00	88.17
Cs	2.10	5.44	2.08	5.01	1.86	5.09	3.60
Dy	3.68	4.65	5.18	5.34	5.01	6.33	5.03
Er	2.14	2.72	2.88	3.19	2.85	3.63	2.90
Eu	0.87	1.39	1.08	1.33	1.16	1.56	1.23
Gd	3.62	5.66	4.70	5.53	4.51	7.21	5.21
Hf	4.32	4.25	4.11	4.87	4.01	5.14	4.45
Ho	0.77	0.99	1.05	1.12	1.05	1.27	1.04
La	17.89	27.80	21.60	28.30	20.30	37.70	25.60
Lu	0.31	0.39	0.40	0.49	0.40	0.55	0.42
Nb	7.29	9.06	6.98	10.15	7.71	11.37	8.76
Nd	18.82	28.10	22.80	27.90	19.50	35.30	25.40
Ni	23.00	45.70	27.00	28.90	21.30	10.60	26.08
Pb	6.10	17.30	10.10	11.00	7.72	7.09	9.89
Pr	4.46	6.73	5.26	6.80	4.65	8.92	6.14
Rb	40.80	98.00	39.30	94.30	53.60	95.70	70.28
Sm	4.19	5.80	4.93	5.92	4.47	8.02	5.47
Sr	137.00	66.00	149.00	67.00	74.00	47.00	90.00
Ta	0.41	0.56	0.28	0.59	0.33	0.80	0.50
Tb	0.63	0.80	0.81	0.86	0.80	1.15	0.84
Th	5.06	8.10	4.31	8.27	6.33	9.21	6.88
Tm	0.31	0.41	0.42	0.49	0.41	0.56	0.43
U	1.22	2.32	1.10	2.00	1.32	1.82	1.63
V	69.00	159.00	103.00	142.00	105.00	119.00	116.17
Y	17.80	25.10	24.40	27.60	25.30	32.60	25.47
Yb	2.01	2.56	2.60	3.18	2.57	3.79	2.79
Zr	150.00	138.00	130.00	159.00	128.00	184.00	148.17

Table 2.8 : Average composition of the actual Aleutian basalts (Romick et al. 1990), Kamchatka basalts (Kepezhinskas et al., 1997), Kermadec basalts (Smith et al., 2009) and Vanuatu basalts (Raos and Crawford, 2004)

Aleutian basalts Average composition		Kamchatka basalts Average composition		Kermadec basalts Average composition		Vanuatu basalts Average composition	
SiO ₂	48.39	SiO ₂	49.33	SiO ₂	48.81	SiO ₂	47.32
Al ₂ O ₃	17.76	Al ₂ O ₃	15.96	Al ₂ O ₃	18.31	Al ₂ O ₃	17.99
FeO	11.38	Fe ₂ O ₃	10.67	Fe ₂ O ₃	1.66	Fe ₂ O ₃	12.30
MnO	0.18	MnO	0.19	FeO	8.27	MnO	0.21
MgO	6.25	MgO	8.01	MnO	0.19	MgO	5.97
CaO	11.15	CaO	10.16	MgO	6.54	CaO	11.71
Na ₂ O	2.72	Na ₂ O	2.56	CaO	12.83	Na ₂ O	2.50
K ₂ O	0.67	K ₂ O	1.05	Na ₂ O	1.33	K ₂ O	0.74
TiO ₂	1.26	TiO ₂	1.18	K ₂ O	0.17	TiO ₂	0.88
P ₂ O ₅	0.09	P ₂ O ₅	0.29	TiO ₂	0.67	P ₂ O ₅	0.37
total	99.85	LOI	0.59	P ₂ O ₅	0.07	LOI	0.32
		total	99.85	total	99.83	total	99.73
Ba	366.29	Ba	365.29	Ba	77.00	Ba	314.23
Ce	22.60	Ce	29.48	Ce	5.77	Ce	16.55
Co	38.00	Cr	372.13	Co	43.15	Cr	49.40
Cr	38.86	Dy	4.17	Cr	107.10	Cs	0.17
Cs	0.43	Er	2.25	Cs	0.18	Cu	341.04
Dy	3.65	Eu	1.43	Cu	96.60	Dy	2.73
Er	2.05	Gd	4.71	Dy	2.56	Er	1.53
Eu	1.23	Hf	3.78	Er	1.54	Eu	1.10
Gd	3.53	Ho	0.74	Eu	0.67	Gd	3.11
Hf	2.06	La	13.29	Ga	12.80	Hf	0.88
Ho	0.76	Lu	0.35	Gd	2.10	Ho	0.56
La	9.21	Nb	7.61	Ge	0.60	La	7.93
Lu	0.31	Nd	20.34	Hf	0.93	Lu	0.19
Nb	2.75	Ni	101.18	Ho	0.56	Mo	0.57
Nd	15.92	Pr	2.90	La	2.03	Nb	0.68
Ni	29.67	Rb	16.60	Lu	0.23	Nd	12.20
Pr	3.22	Sc	31.37	Nb	0.49	Ni	28.96
Rb	10.33	Sm	4.46	Nd	5.00	Pb	3.78
Sm	3.97	Sr	461.71	Ni	54.58	Pr	2.45
Sr	434.33	Th	1.96	Pb	1.91	Rb	11.39
Tb	0.61	U	0.70	Pr	0.98	Sc	30.71
Th	1.42	V	290.94	Sc	41.78	Sm	3.10
Tm	0.27	Y	21.09	Sm	1.75	Sn	0.41
U	0.60	Yb	2.33	Sr	182.28	Sr	974.52
V	374.17	Zr	92.47	Ta	0.14	Tb	0.47
Y	23.57			Tb	0.38	Th	0.83
Yb	1.99			Th	0.23	Tm	0.21
Zr	79.86			Tm	0.24	U	0.25
				U	0.12	V	468.72
				V	356.80	Y	17.09
				Y	13.53	Yb	1.32
				Yb	1.70	Zn	86.80
				Zn	58.08	Zr	30.06
				Zr	24.63		

2.11 References

Allègre, C.J. and Minster, J.F., 1978. Quantitative Models of Trace-Element Behavior in Magmatic Processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 38(1): 1-25.

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.

Burchfiel B.C., Royden L.H., van der Hilst R.D., Hager B.H, Chen Z., King R.W., Li C., Lu J., Yao H., Kirby E., 2008. A geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake of 12 May 2008, Sichuan, People's Republic of China. *GSA Today*, vol 19, 7, 4-11.

Chen F. S and Wilson C. J. L, 1996. Emplacement of the Longmen Shan Thrust-Nappe Belt along the eastern margin of Tibetan Plateau. *Journal of Structural Geology*, 18 (4), 413-430

Chen J., Jahn B., 1998. Crustal evolution of southeastern China : Nd and Sr isotopic evidence. *Tectonophysics* 284, 101-133

Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. In George, Allen and Unwin, London.

Deloule E., Alexandrov P., Cheilletz A., Laumonier B., Barbey P., 2002, In situ U-Pb zircon ages for Early ordovician magmatism in the Eastern Pyrénées, France: the Canigou orthogneisses : *International Journal of Earth Sciences*, 91, 398-405

Densmore A. L., Ellis M. A., Li Y., Zhou R., Hancock G. S. and Richardson N., 2007. Active tectonics of the Beichuan and Pengguan faults at the eastern margin of Tibetan plateau. *Tectonics*, vol 26.

Dirks P.H.G.M., Wilson C.J.L., Chen S.F., Luo Z.L., Liu S.G., 1994. Tectonic evolution of the NE margin of Qinghai-Tibet Plateau : evidences from the central Longmen Mountains, Sichuan province, China. *Journal of eastern Earthsciences*, 9, 181-192.

Hamilton, P. J., R. K. O'Nions, D. Bridgwater and A. Nutman (1983). Sm-Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *Earth and Planetary Science Letters* 62(2): 263-272.

Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A., Maury R.C, Bellon H, 1997. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three component model of Kamchatka arc petrogenesis. *Geochimica, Cosmochimica Acta*, 61 (3), 577-600.

Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J., 1999. The breakup of Rodinia : did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth and Planetary Science Letters* 173, 171-181.

Li X-H, Li Z-X, Zhou H., Liu Y., Kinny P.D., 2002. U-Pb zircon geochronology and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China : implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Research*, 113, 135-154.

Li X., Li Z., Zhou H., Liu Y., Liang X., Li W., 2003a. SHRIMP U-Pb zircon age, geochemistry and Nd isotope of the Guandaoshan pluton in SW Sichuan : Petrogenesis and tectonic significance. *Science in China (serie D)*, 46 supp, 73-83.

Li X-H, Li Z-X, Ge W., Zhou H., Li W., Liu Y., Wingate M.T.D., 2003b. Neoproterozoic granitoids in South China : crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? *Precambrian Research*, 122, 45-83.

Li Z-H, Li X-H, Kinny P.D., Wang J., Zhang S., Zhou H., 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze craton, South China and correlations with other continents : evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Research*, 122, 85-109.

Li X. H., Li Z-X, Sinclair J. A., Li W-X, Carter G. 2006. Revisiting the “Yanbian Terrane” : Implications for Neoproterozoic tectonic evolution of the western Yangtze Block, South China. *Precambrian Research*, 151, 14-30.

Li Y.F., Lai S.C., Qin J.F., Liu X., Wang J., 2007. Geochemical characteristics of Bikou volcanic group and Sr-Nd-Pb isotopic composition : evidence for breakup event in the north margin of Yangtze plate, Jining area. *Science in China Series D : Earth Sciences*, 50, supp II, 339-350.

Loucks R.R., 1990. Discrimination of ophiolitic from non-ophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene. *Geology*, 18, 346-349.

Luais, B., P. Télouk and Albarède. F., 1997. Precise and accurate measurements by plasma-source mass spectrometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 61, 4847-4854.

Luais B., Le Carlier de Veslud C., Géraud Y., Gauthier-Lafaye F., 2009. Comparative behaviour of Sr, Nd and Hf isotopic systems during fluid-related deformation at middle crust levels. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 2961-2977.

Ludwig K.R., 2003. User's Manual for Isoplot 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4

McDonough, W. F. and S. Sun (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.

de Paolo, D. J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193-197.

Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Wiley, Chichester, pp.526-547.

Pubellier M., 2008. Structural map of eastern Eurasia. Commission for the geological map of the world

Qiu Y.M., Gao S., McNaughton N.J., Groves D.I., Ling W., 2000. First evidence of >3.2 Ga continental crust in the Yangtze craton of south China and its implications for Archean crustal evolution and Phanerozoic tectonics. *Geology*, 28 (1), 11-14.

Raos A.M, Crawford A.J, 2004. Basalts from the Efate Island group, central section of the Vanuatu arc, SW Pacific : geochemistry and petrogenesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 134, 35-56.

Roger F. and Calassou S., 1997. Géochronologie U-Pb sur zircons et géochimie (Pb, Sr et Nd) du socle de la chaîne de Songpan-Garze (Chine). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 324, série Ila, 819-826.

Romick J.D., Perfit M.R., Swanson S.E., Shuster R.D., 1990. Magmatism in the eastern Aleutian Arc : temporal characteristic of igneous activity on Akutan Island. *Contribution to mineralogy and Petrology*, 104, 700-720.

Smith I.E.M., Price R.C, Stewart R.B., Worthington T.J., 2009. An assessment of the mantle and slab components in the magmas of an oceanic arc volcano : Raoul volcano, Kermadec arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184, 437-450.

Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 31, 457-484.

Sun W-H., Zhou M-F, Yan D-P, Li J-W, Ma Y-X., 2008. Provenance and tectonic setting of the Neoproterozoic Yanbian group, western Yangtze Block (SW China). *Precambrian Research* 167, 213-236.

Taylor S.R., Mac Lennan S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust : rare earth elements evidence from sedimentary rock. *Philosophical Transaction of the Royal Society*. A301, 381-399.

Vanderhaeghe O., Duchene S., 2010. Crustal-scale mass transfer, geotherm and topography at convergent plate boundaries. *Terra nova*, doi : 10.1111/j.1365-3121.2010.00952.x

Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London.

Worley B. A. and Wilson C. J. L., 1996. Deformation partitioning and foliation reactivation during transpressional orogenesis, an example from central Longmen Shan, China. *Journal of Structural Geology*, 18 (4), 395-411

Xiao L., Zhang H-F., Ni P-Z, Xiang H., Liu X-M., 2007. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of early Neoproterozoic mafic-intermediate intrusions from NW margin of the Yangtze Block, South China : Implication for tectonic evolution. *Precambrian Research*, 154, 221-235.

Yan Q-R., Hanson A. D., Wang Z.Q., Yan Z., Druschke P.A., Wang T., Liu D.Y., Song B., Jiang C.F., 2004. Geochemistry and tectonic setting of the Bikou volcanic terrane on the northern margin of the Yangtze plate. *Acta Petrologica et mineralogical*, 23 (in Chinese with English abstract).

Yan D.P., Zhou M.F., Wei G.Q, Gao J.F., Liu S.F., Xu P., Shi X.Y., 2008. The Pengguan tectonic dome of Longmen Mountains, Sichuan Province : Mesozoic denudation of a Neoproterozoic magmatic arc-basin system. *Science in China Series D : Earth Sciences*, 5(11), 1545-1559.

Yong L., Rongjun Z., Densmore A. L., Wilson C. J. L., Ellis M. A. 2006. *The geology of the Eastern Margin of the Qinghai-Tibet Plateau*. Beijing : Geological Publishing House.

Zheng J., Griffin W.L., O'Reilly S. Y., Zhang M., Pearson N., Pan Y., 2006. Widespread Archean basement beneath the Yangtze craton. *Geology*, 34 (6), 417-420.

Zheng Y-F., Wu R-X., Wu Y-B., Zhang S-B., Yuan H., Wu F-Y., 2008. Rift melting of juvenile arc-derived crust : Geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan Orogen, South China. *Precambrian Research*, 163, 351-383.

Zhou M-F, Yan D-P, Kennedy A.K., Li Y., Ding J., 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 51-67.

Zhou M-F, Ma Y, Yan D-P, Xia X., Zhao J-H., Sun M., 2006a. The Yanbian Terrane (Southern Sichuan Province, SW China) : A Neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze Block. *Precambrian Research*, 144, 19-38.

Zhou M. F., Yan D. P., Wang C. L., Qi L., Kennedy A., 2006b. Subduction related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China) : Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China. *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 271-285

Zhu W-G., Zhong H., Li X-H., Deng H-L., He D-H, Wu K-W., Bai Z-J., 2008. SHRIMP zircon U-Pb geochronology, elemental, and Nd isotopic geochemistry of the Neoproterozoic mafic dykes in the Yanbian area, SW China.

Chapitre 3 :

Caractérisation de l'ophiolite de San Dao Qiao, Est du plateau du Tibet, Sichuan, Chine.

The San Dao Qiao ophiolite, Central China : structural, petrographic and geochemical data.

Audrey BILLEROT, Stéphanie DUCHENE, Olivier VANDERHAEGHE, Julia de SIGOYER.

In preparation

Abstract :

In the San Dao Qiao valley, North of Danba city, a mafic-ultramafic rocks complex showing alternation of metamorphosed pillow-lava basalts, more or less deformed gabbros and ultramafic rocks is recognized as an ophiolite. Foliation in the deformed metagabbros is consistent with the main schistosity of the Danba metamorphic complex. Amphibole±chlorite±plagioclase mineralogical assemblage, high loss in ignition and depletion in LILEs attest for an amphibolite facies metamorphism associated with important fluid influx leading to the transformation of the magmatic paragenesis. Nd model ages of the metabasalts are Neoproterozoic. Isotopic Nd composition and non-mobile elements signature attest for a non-depleted mantle source, and slight continental crust contamination. High V/Ti, high Ti/Cr and low Ni compositions indicate a suprasubduction zone context of formation. Cr/Y ratio indicates a low degree of partial melting and non depleted source. This sum of arguments allows us to propose two hypotheses for the generation of the magmas of the San Dao Qiao ophiolite : (i) mafic rocks can form in a marginal basin related to the retreat of the subducting plate in a subduction zone during the Neoproterozoic, or (ii) mafic rocks can witness the rifting phase which lead to the spreading of the Paleotethys ocean during the Paleozoic. The San Dao Qiao magmas have then been metamorphosed and deformed as the Songpan Ganze terrane and particularly the Danba metamorphic complex during the subsequent geological evolution.

3.1 Introduction:

This paper presents first structural, petrologic and geochemical data on a newly discovered mafic-ultramafic rocks complex outcropping in the San Dao Qiao valley, north of Danba city, in the Chinese Sichuan province (figure 3.1), which has, to our knowledge, never been described. Danba city is located in the central part of the Danba metamorphic complex (figure 3.1., Huang et al. 2003a, chapitre 4), in the south-east part of the Songpan Ganze terrane. We will show in the following that this mafic complex is a metamorphosed ophiolite, and discuss its significance.

The occurrence of a mafic-ultramafic rocks complex in the Songpan Ganze terrane can be explained in different ways considering the geodynamic evolution of the Eastern margin of the Tibetan plateau/Western margin of the Yangtze craton:

- The mafic-ultramafic San Dao Qiao complex can correspond to a Neoproterozoic back-arc basin formed along the western margin of the Yangtze craton, or juvenile oceanic crust produced during the break-off of Rhodinia. Indeed, during Neoproterozoic times, the western margin of the Yangtze craton underwent intrusion of magmatic mafic to acid rocks of calc-alkaline to alkaline nature interpreted as related either to subduction along an active continental margin (chapitre 2, Zhou et al. 2006, 2002), either to continental rifting leading to the break-off of the Rhodinia supercontinent (Li et al. 2003). In both of these interpretations, an oceanic crust could have been generated, either in a back-arc basin, or in a rifting context.
- The mafic-ultramafic San Dao Qiao rocks could be part of the Emeishan Large Igneous Province. During Permian times, large amount of basalts have been emitted in the Emeishan region, South Western China (Ali et al. 2005, Zhang et al. 2006, He et al. 2007). Ultramafic dikes probably related to this large igneous province are described in Yangliuping, in the South of Danba city (Song et al. 2006).
- The mafic-ultramafic San Dao Qiao complex could represent part of the Paleotethys oceanic basement for the Songpan Ganze Paleozoic and Mesozoic sediments or fingerprints of the ocean-continental transition between the western margin of the Yangtze craton and the Paleotethys ocean. Indeed, the question of

the nature of the basement of the eastern part of the Songpan Ganze terrane is debated. A number of observations support the idea that the Songpan Ganze sediments were deposited on an oceanic basement, interpreted as the remnant of the Paleotethys ocean : (i) the turbidites dominate the Songpan Ganze terrane, and conformably overlay Paleozoic shallow marine sequences (Yin and Harrison 2000, Burchfiel et al. 1995), (ii) the large map-scale dimension of the Songpan Ganze terrane implies that the initial deposition of the sediments occurred over hundreds of kilometres, and (iii) a contracted passive margin (Chen and Wilson 1996, Roger et al. 2008) is overthrust by the Triassic turbidites along the Eastern margin of the Songpan Ganze terrane. However, this oceanic crust has never been observed in the Songpan Ganze unit. Moreover, the presence of variously metamorphosed crystalline basement massifs dominated by granodiorite to granitic rocks outcropping in the Danba metamorphic complex below the Songpan Ganze turbidites (Huang et al. 2003a, Zhou et al. 2008, Chapitre 4) and isotopic studies indicating the contribution of the western margin of the Yangtze craton in the source of Indosinian granitoids intruding the Songpan Ganze sediments (Zhang et al. 2006, Zhang et al. 2007, Xiao et al. 2007, Roger et al. 2004, chapitre 4) suggest in contrast a continental basement for at least the eastern part of the Songpan Ganze terrane (figure 3.1).

The structural, petrological and geochemical data presented here promotes the discussion on these three hypotheses.

3.2 Geological context: the San Dao Qiao mafic-ultramafic complex within the Songpan Ganze terrane.

The San Dao Qiao mafic-ultramafic complex is exposed within the Songpan Ganze terrane along the western margin of the Yangtze craton. The Songpan Ganze terrane is one of the main components of the Tibetan plateau exposed from the Tien Shan in the west to the Longmen Shan range, on the eastern margin of the Tibetan plateau (figure 3.1). It consists of a *ca.* 6km thick (inferred deposit thickness) layer of turbiditic Triassic sediments overlying a thick Paleozoic sequence of shallow marine sediments (Yong et al.

2006). The Songpan Ganze sediments are affected by upright chevron folds and steeply-dipping thrusts associated with the development of an axial planar schistosity underlined by mineral assemblages typical of greenschist facies. Deformation and metamorphism of the Songpan Ganze terrane are attributed to the Triassic Indosinian orogeny (Mattauer et al. 1992, Dirks et al. 1994, Chen and Wilson 1996, Roger et al. 2008). The Songpan Ganze deformed Paleozoic and Mesozoic sediments are interpreted as a giant accretionary wedge pinched between two opposite vergence subduction zones marked by the Litang-Ganze suture to the South and the Anymaquen suture to the North (Roger et al., 2008, figure 3.1.).

The San Dao Qiao mafic-ultramafic complex is exposed in the South-eastern part of the Songpan Ganze terrane (figure 3.1), in the Danba metamorphic complex which corresponds to a metamorphosed Neoproterozoic crystalline basement and its Neoproterozoic and Paleozoic sedimentary suite (figure 3.2., chapitre 4). Regional metamorphism and deformation recorded in the Danba metamorphic complex are considered to be mostly related to the Indosinian orogeny (Huang et al. 2003a, 2003b). The anticline-shaped Danba metamorphic complex is defined by the development of a synmetamorphic foliation. Metamorphic zones are characterized by mineral assemblages typical of MP/HT conditions and reach partial melting as attested by migmatites exposed in the core of second order folds (chapitre 4). Within the Danba metamorphic complex, the orientation of the foliation is dominated by a NW-SE azimuth and 60° NE dip (chapitre 4).

The Danba metamorphic complex is located along the western margin of the Yangtze craton, and the Gezong dome (figure 3.1.) is considered to belong to the Neoproterozoic magmatic belt that extend from Bikou terrane to Yanbian area (figure 3.1, chapitre 2).

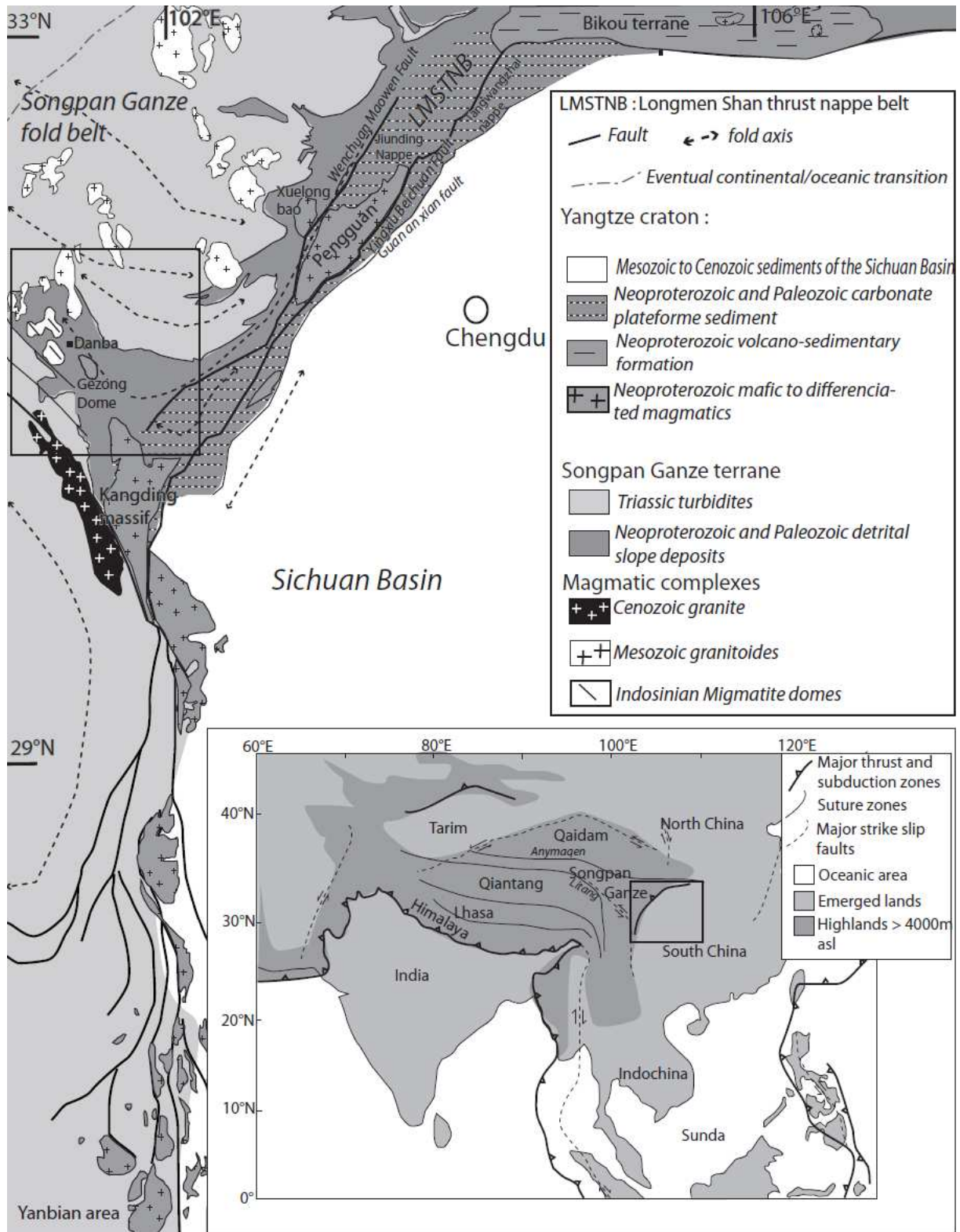


Figure 3.1: Sketch geological map of the western margin of the Yangtze craton. The inset shows the location of the Longmen Shan belt in the context of the India-Asia collision zone.

3.3. Geology of the San Dao Qiao mafic-ultramafic complex.

The newly discovered mafic-ultramafic complex has been named after the village of the San Dao Qiao (figure 3.2., 3.3.). The lateral extend of this mafic-ultramafic complex has not been determined in the field, but it appears to resist slightly less to erosion than other rocks in the area and topography suggests that it is lenticular-shaped with a long axis aligned in the foliation enclosing rocks from the Danba metamorphic complex (figure 3.3.). It is particularly well exposed in the San Dao Qiao valley over a 3 km long north-east to south-west cross-section (figure 3.3., 3.5). The San Dao Qiao valley section exposes an alternation of metabasalts including pillow-lavas (figure 3.3, 3.4., 3.5), amphibolites interpreted as metagabbros and meta-ultramafic rocks interpreted as former peridotite. No serpentinite are observed. Metabasalts crop-out as three distinct slices, several tens of meters in width and dominated by pillow-lavas structures but also present as dikes. The initial shape of the pillow-lavas is locally well preserved (figure 3.4.) but in most places, they are deformed. They consist in dark-green basalt, presenting microlithic texture with pyroxenes phenocrystals and centimetre-scale chlorite pseudomorphs. Pillow-lavas are characterized by a cortex of vesicles and peduncles (figure 3.4.). These way-up criteria indicate that the floor plane on which the pillow-lavas formed is currently oriented with an azimuth of N 135 and a dip of 65°E, the top pointing toward the East. Pillow-lavas are in contact either with the metagabbros, either with the meta-ultramafic rocks.

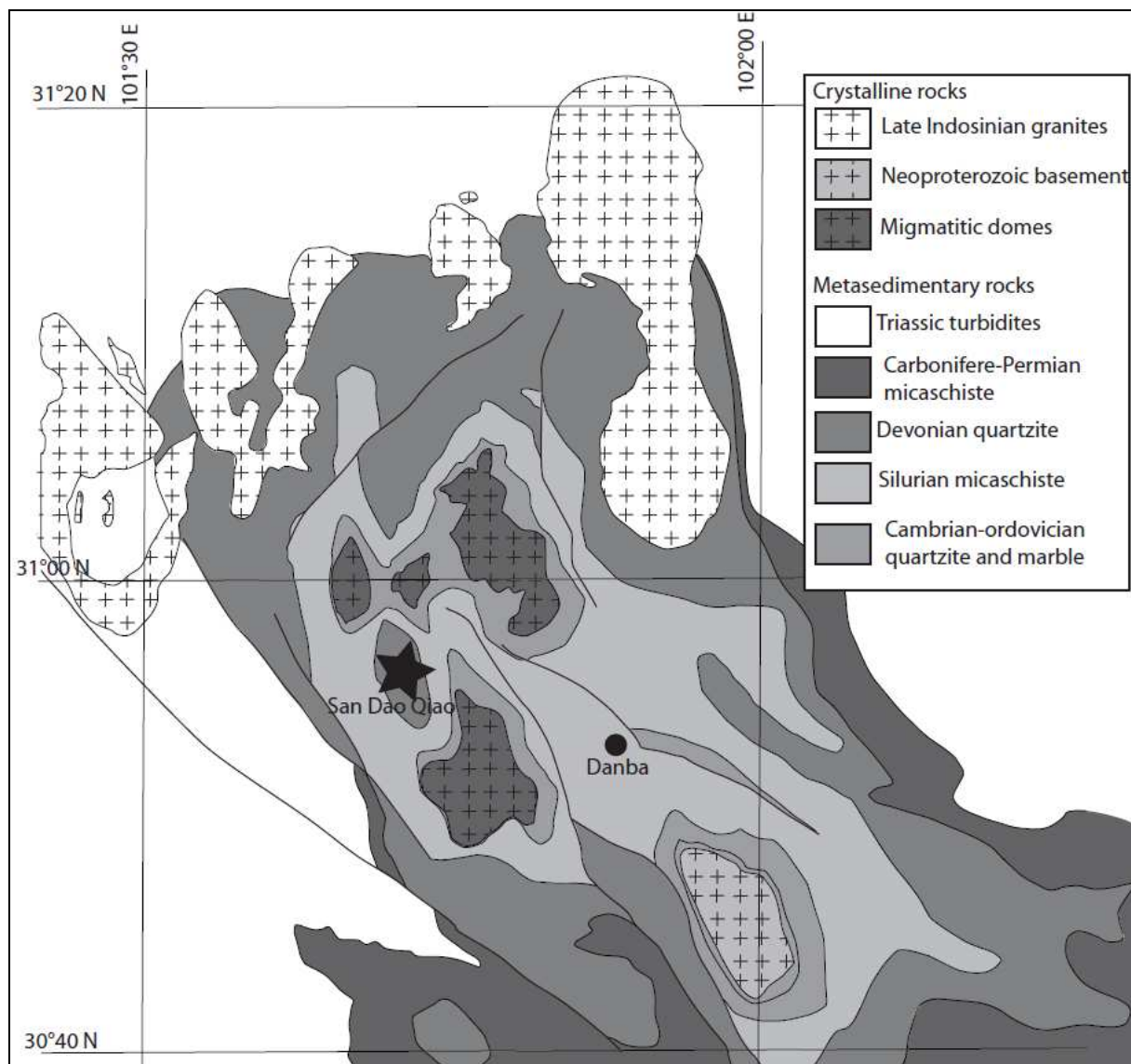


Figure 3.2.: geological map of the Danba metamorphic complex. The star indicates the San Dao Qiao ophiolite.

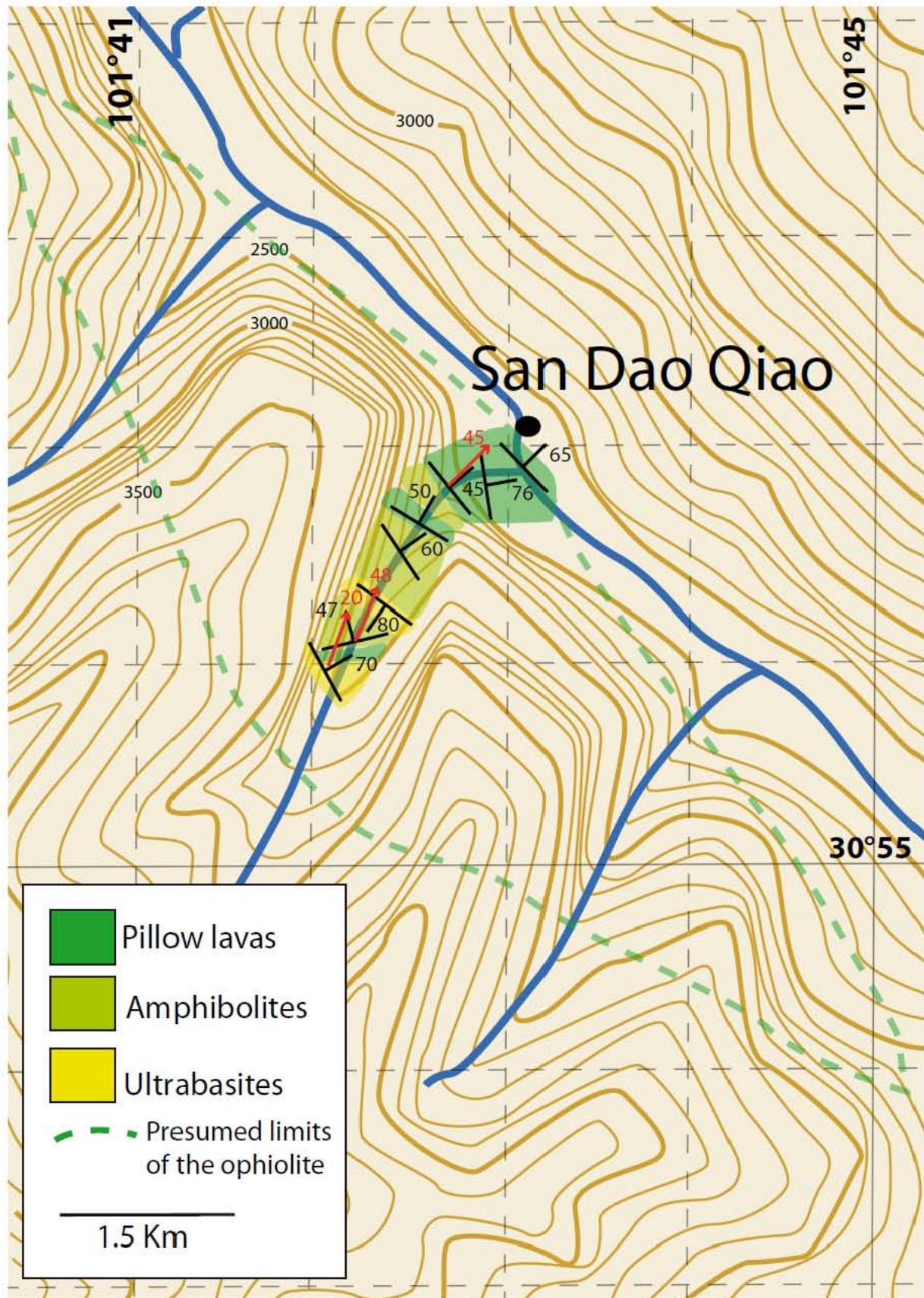


Figure 3.3.: field map of the San Dao Qiao valley. Structural features are reported, and the presumed limits of the ophiolite, determined by topography analyse, are traced.

Metagabbros have a fine to coarse grained texture. They present a foliation with an azimuth varying from N 75 to N 175 and a steep dip ranging from 40° to the East to vertical (figure 3.3, 3.5.). Ultramafic rocks are light green and show no distinct foliation.

Except the ultramafic rocks, all of the rocks present a foliation with a roughly NW-SE azimuth and a dip of 60° to the NE in accordance with the foliation trend in the host metasedimentary rocks suggesting that all have been transposed during the formation of the Danba metamorphic complex (figure 3.5., chapitre 4).

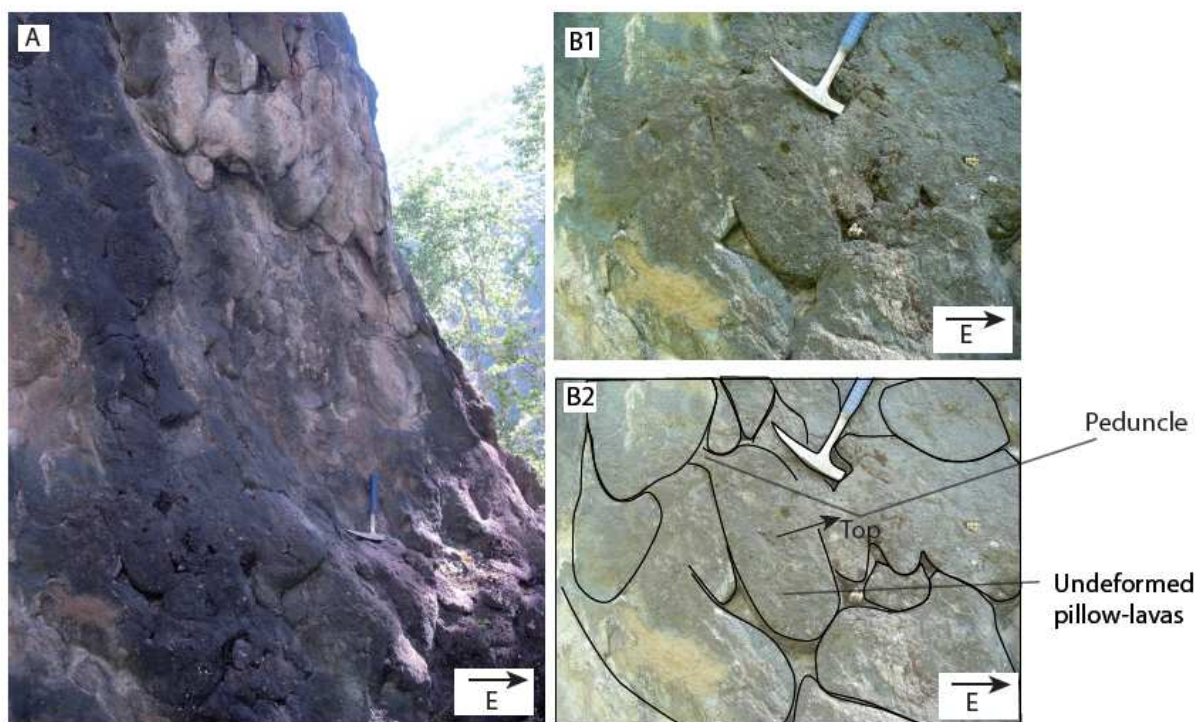


Figure 3.4.: Pillow-lavas photographs. A) Pillow-lavas outcrop. B1) and B2) Pillow-lavas, showing peduncles.

Due to these geological characteristics, the San Dao Qiao mafic-ultramafic complex is recognized as an ophiolite.

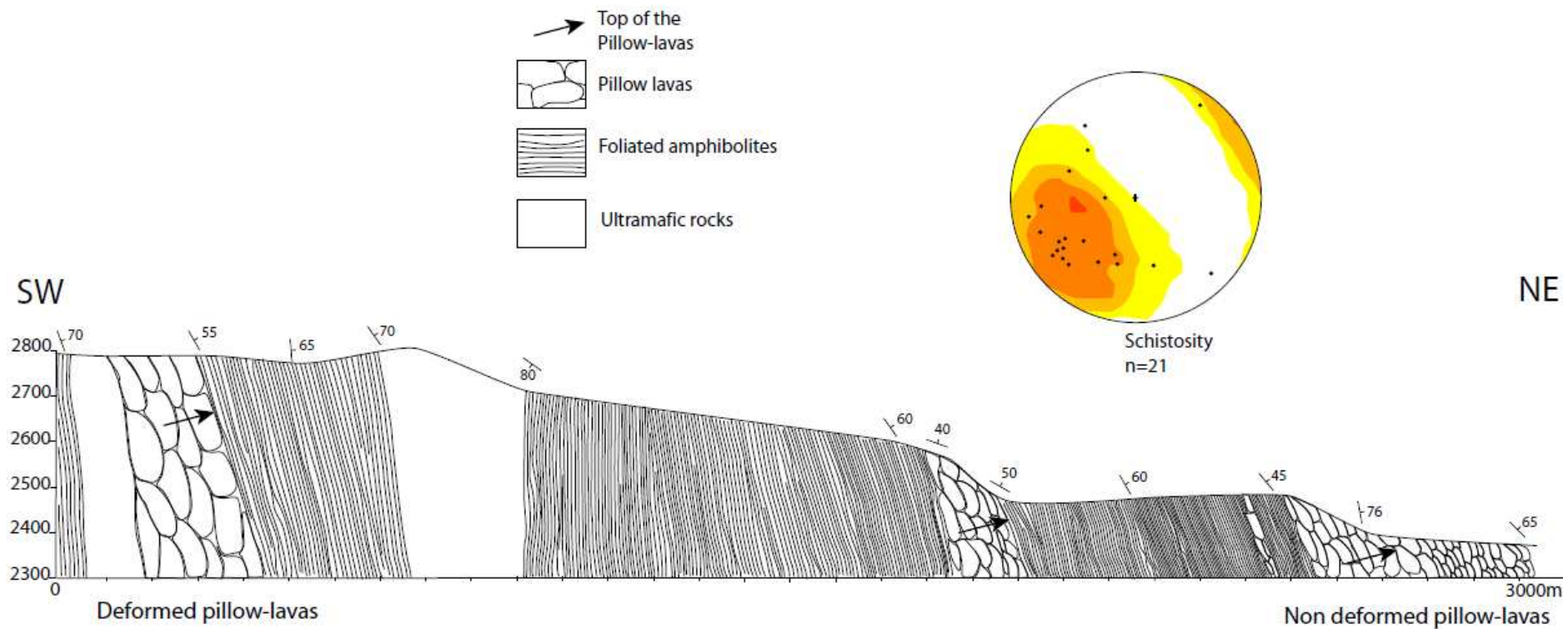


Figure 3.5.: NE-SW cross section in the San Dao Qiao valley. Poles of schistosity planes are plot in the stereogram.

3.4 Petrography of the San Dao Qiao ophiolite.

Twelve thin sections of the various lithologies forming the ophiolite exposed in the San Dao Qiao valley have been studied by optical microscopy. Six of them have been analyzed using secondary electron microscopy (SEM) in the *Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure de Paris, France*.

3.4.1 Metamorphosed undeformed pillow-lavas basalts

The metamorphosed undeformed pillow-lavas basalts have preserved the memory of the porphyritic texture. The matrix consists of a fine grained amphibole and Mg-chlorite assemblage which have replaced the microliths and glass. Pyroxenes phenocrysts are partly replaced by amphiboles and Mg-chlorite. Numerous large rounded crystals of oxide are identified as titanomagnétite and pyrite locally altered in hematite. Vesicles are filled by calcite. Apatite is an accessory phase.

Pyroxenes phenocrysts are identified as diopside under the SEM. Cleavage planes are locally filled by oxides (figure 3.6. a). In addition, pyroxene phenocrysts contain Mg-chlorite in inclusion with cleavages parallel to the ones of the host pyroxene minerals (figure 3.6.b). Locally, pyroxene is only preserved as a thin rim around chlorite pseudomorphs (figure 3.6.b). Amphiboles phenocrysts are in contact with Mg-chlorite and locally with pyroxene (figure 3.6.c). Locally, the Mg-chlorite is enclosed into a rim of small amphibole crystals (figure 3.6.d). This texture could be interpreted as resulting from the diffusion of elements forming the amphiboles (Ca in particular) out of the core of the crystals where Mg-chlorite forms. Mg-chlorite, in addition to its occurrence in reaction texture with pyroxene and amphibole, is present as clusters displaying various morphologies. Mg-chlorite clusters are either (i) rounded and composed by fine elongated intertwined crystals (figure 3.7.a), or (ii) angular-shaped and made of intertwined crystals of various sizes (figure 3.7.b). Despite these shape and crystal size variations, Mg-chlorite clusters are all interpreted as pseudomorphs.

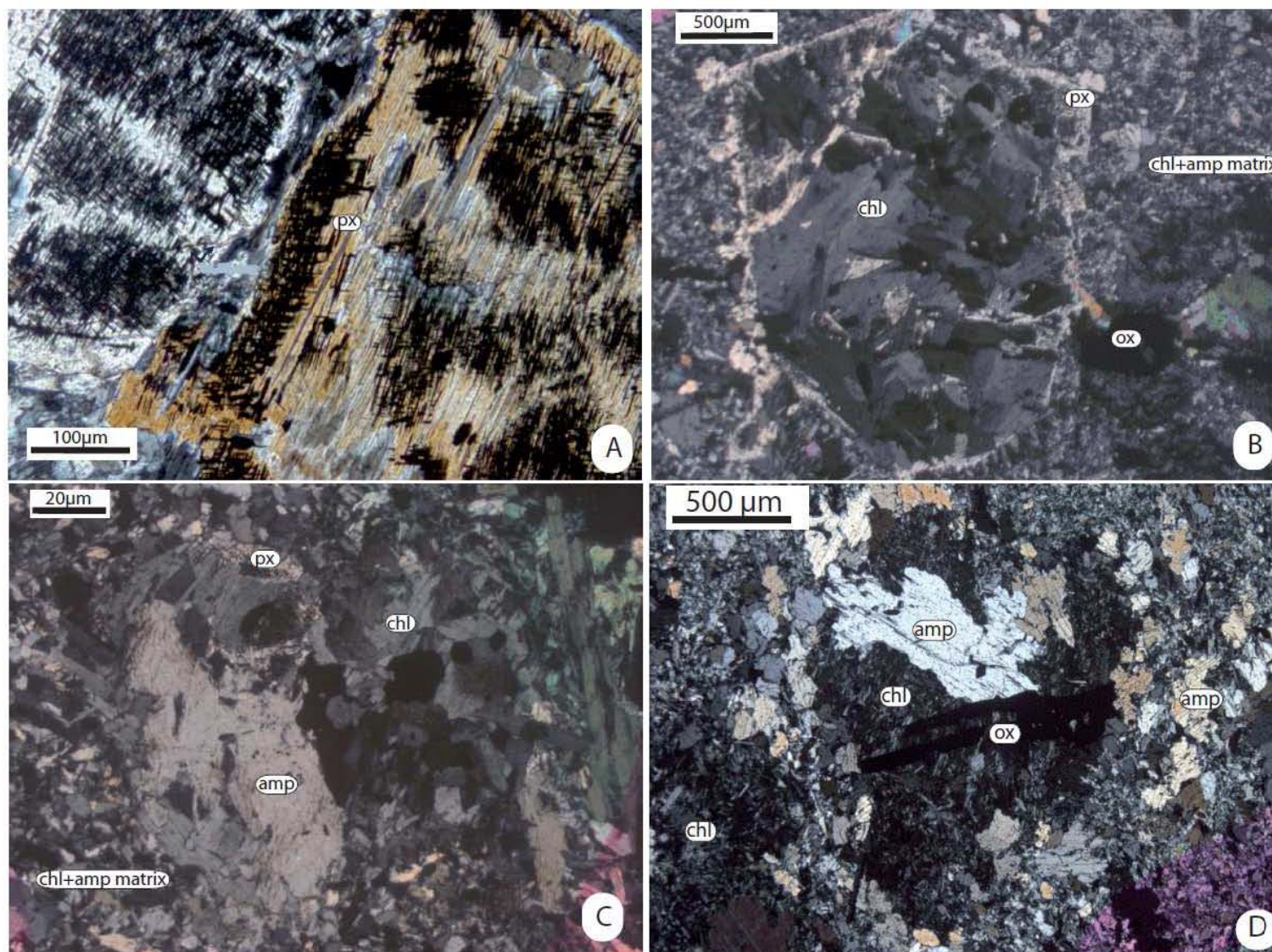


Figure 3.6. :

Figure 3.6.: Microphotographs of metabasalt samples. A) Pyroxene cleavage filled by oxides. Crossed polarizers. B) Chlorite included in pyroxene. Crossed polarizers. C) Amphiboles, pyroxene and Mg-chlorite association. Crossed polarizers. D) Amphiboles and chlorite rounded by small amphiboles. Crossed polarizers.

Petrographic observations allow unravelling the mineralogical and textural evolution of the pillow-lavas metabasalts. The amphibole and chlorite microlithic matrix is interpreted as being crystallized from an initial silicate glass. Similarly, the reaction textures associated with the phenocrysts are interpreted as metamorphic transformations of the initial magmatic pyroxene phenocrysts into Mg-chlorite and amphibole. These transformations are only possible with water adjunction implying that the pillow-lava metabasalts have been metasomatised. It is noticeable that those mineralogical transformations were not associated with significant deformation

3.4.2 Metamorphosed basaltic dikes

Metamorphosed basaltic dikes are characterized by a heterogeneous grain size from the edge to the centre of the vein. Two extreme textures and structures are described. A fine-grained part is characterized by a foliation in which small amphibole and Mg-chlorite crystals are oriented (figure 3.7.d). Amphibole porphyroclasts with a rim of Fe-chlorite are oblique on the schistosity and kinked (figure 3.8.a). A coarse-grained part is made of a framework of euhedral amphibole crystals interpreted as a cumulate phase and Mg-chlorite in between amphibole crystals interpreted as an intercumulate phase (figure 3.7.c). Few pyroxene relicts are observed in this cumulative part. Locally, Fractures affecting all minerals are filled with calcite (figure 3.7.d).

This heterogeneous sample could have been formed in a magma dike. It has been deformed during the metamorphism, as attested by the foliation underlined by small amphibole and Mg-chlorite. Pyroxene is potentially the only relict of the magmatic phases. The metamorphic paragenesis is amphibole+chlorite.

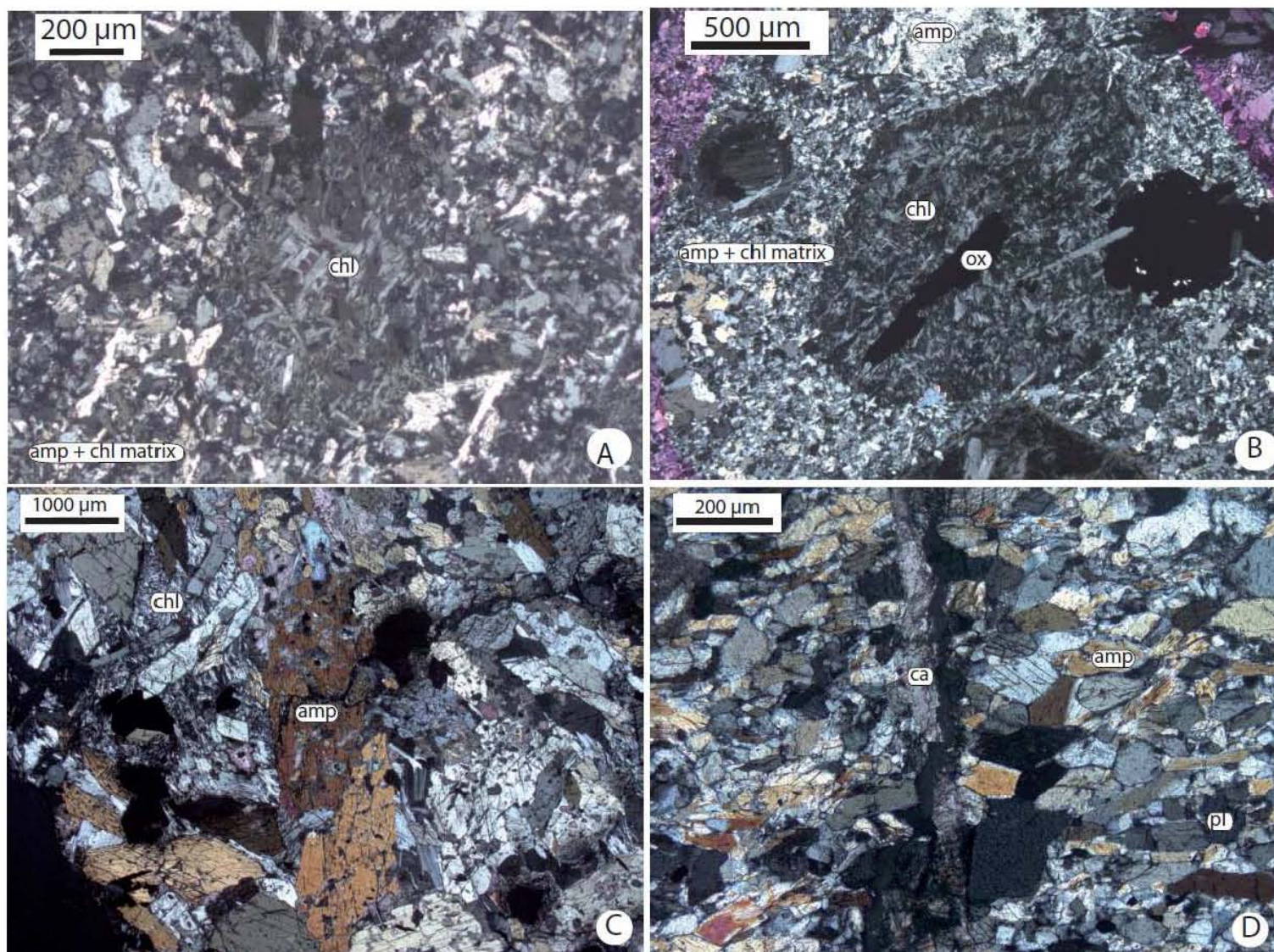


Figure 3.7.:

Figure 3.7.: microphotographs of dike metabasalts samples. A) Fine-grained texture : rounded-shaped Mg-chlorite. Crossed polarizers. B) Fine-grained texture : Mg-chlorite with angular shape probably reflecting pseudomorphosis. Crossed polarizers. C) Coarse-grained texture : Mg-chlorite intercumulates. Cross polarizers. D) Coarse-grained texture : Invasive calcite in fracture. Crossed polarizers.

3.4.3 Metagabbros

Two types of metagabbros are distinguished based on the presence of porphyroclasts and biotite.

- Metagabbros devoid of porphyroclast are composed of amphibole, plagioclase, and biotite. Accessory phases are titanite, epidote, apatite, and zircon (a few μm in diameter). The texture is coarse-grained and polygonal indicative of high temperature recrystallization (figure 3.8.b, c). In places, the crystals that are part of the polygonal texture display a slight shape preferred orientation underlining schistosity (figure 3.8.c, d). Aggregates of plagioclase with a polygonal texture are interpreted as former plagioclase phenocrysts that have been totally recrystallized (figure 3.8.c).
- Metagabbros with porphyroclasts are composed of amphibole, plagioclase, and a few pyroxene crystals possibly relictual. Accessory phases are titanite, epidote, apatite and zircons. Those metagabbros present a well defined foliation underlined by plagioclase and amphibole, with plagioclase or pyroxene porphyroclasts wrapped in it (figure 3.9.a, b).

These data are consistent with a protolith being a pyroxene-plagioclase gabbro that has been affected by deformation and recrystallization under amphibolite facies.

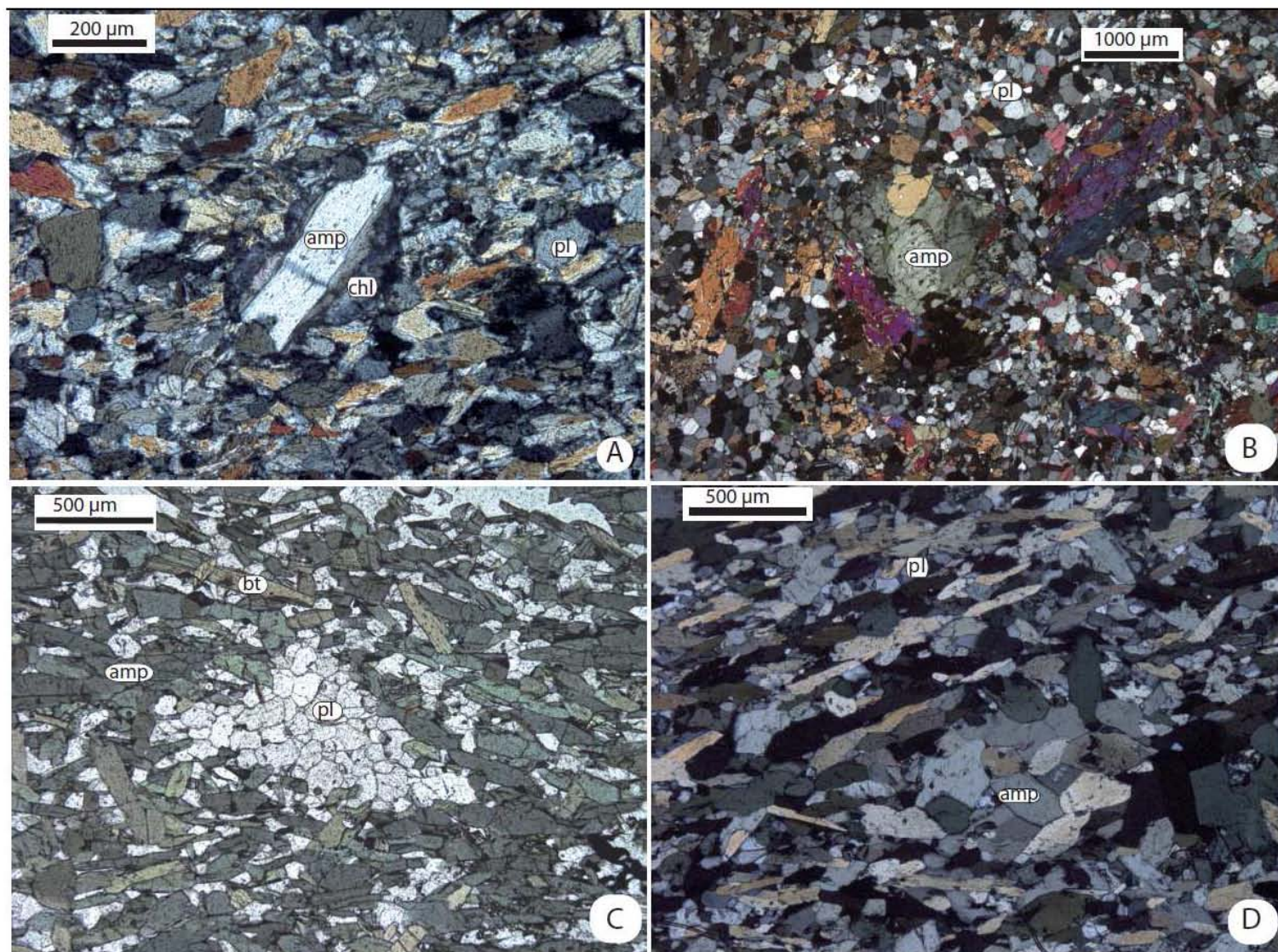


Figure 3.8.

Figure 3.8. : Microphotographs of dike metabasalts and metagabbro samples. A) Dike metabasalt : foliation underlined by small amphiboles with kinked porphyroclast of amphibole rimmed by chlorite. Crossed polarizers. B) Polygonal texture. Crossed polarizers. C) Polygonal texture of plagioclases cluster. Uncrossed polarizers. D) Polygonal cluster of amphibole. Crossed polarizers.

3.4.4 Meta-ultramafic rocks

Meta-ultramafic rocks are characterized by a fine grained texture dominated by Mg-chlorite and diopside (figure 3.9.c). Accessory minerals are titanomagnetite, hematite, apatite, and dolomite. Mg-chlorite occurs either (i) as rounded clusters interpreted as pseudomorphs (figure 3.9.c), composed of fine elongated crystals in the same orientation as the one of pyroxene crystals in the matrix, or (ii) in veins, bordered by calcite and dolomite, interpreted as attesting for fluid circulation.

These rocks are characterized by Mg-rich/Si-poor mineralogy, with high proportion of late hydrous minerals as Mg-chlorite. Pyroxene and apatite are relict of the initial magmatic paragenesis.

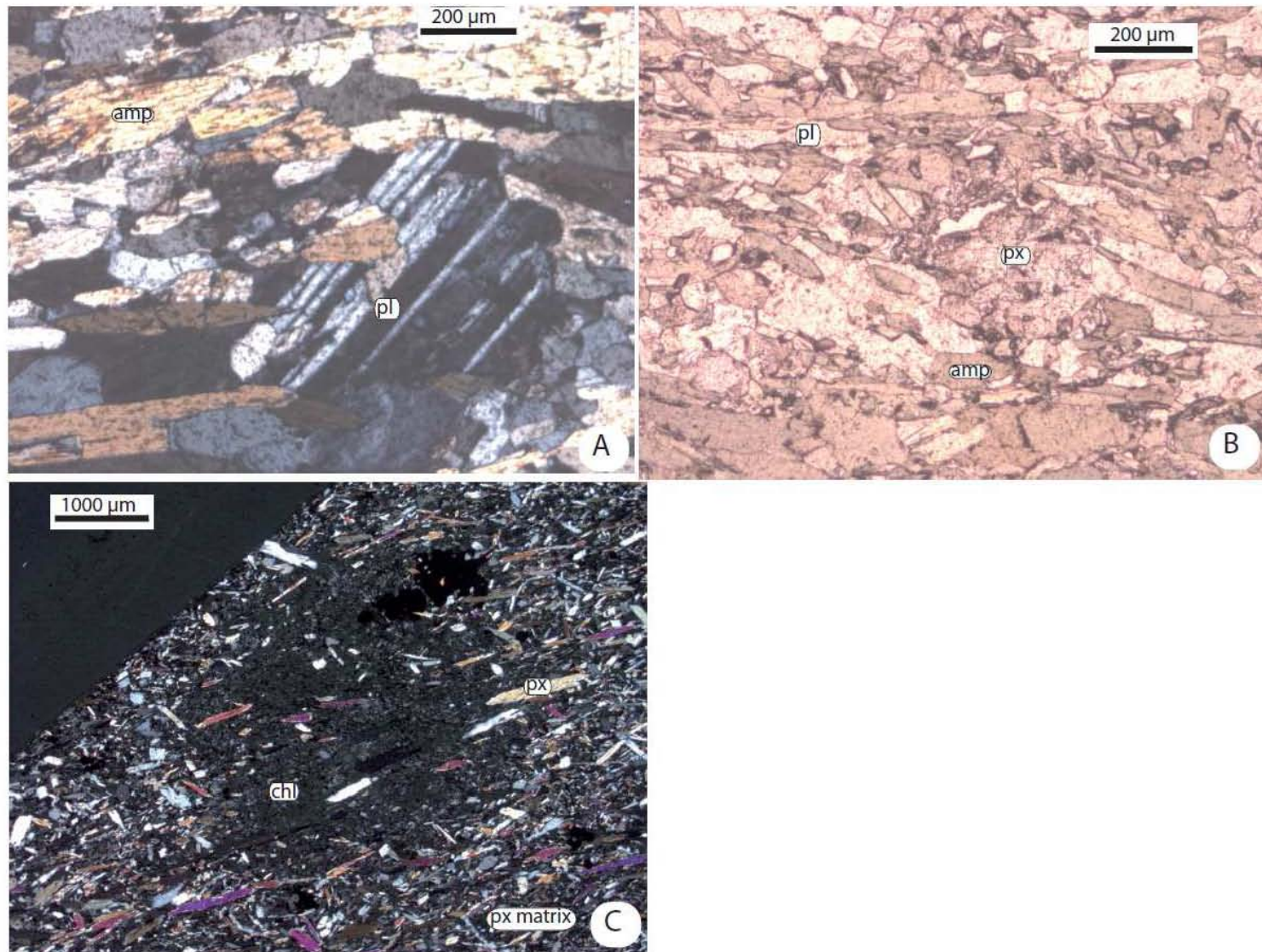


Figure 3.9. :

Figure 3.9. : Microphotographs of metagabbro and meta-ultramafic samples. A) Metagabbro : plagioclase claste in foliation underlined by amphiboles. Crossed polarizers. C) Metagabbro : pyroxene claste in foliation underlined by amphiboles. Uncrossed polarizers. D) Meta-ultramafic sample : chlorite pseudomorph in a small pyroxene rich matrix. Crossed polarizers.

3.5 Major and trace geochemistry

3.5.1 Major elements:

The major and trace elements composition of the samples from San Dao Qiao ophiolite have been obtained at the Service d'Analyse des Roches et Minéraux of the Centre de Recherches Petrographiques et Géochimiques, CNRS, Nancy (table 2) by ICP-OES and ICP-MS spectrometry. Some of the samples present a high loss in ignition, especially the meta-ultramafic rocks and some of the metamorphosed undeformed pillow-lavas basalts. The metabasalts have a very low SiO₂ content (38.33-47.56%), very low K₂O content (0.116-0.503%), Na₂O content between 0.596 and 3.57%, high Fe₂O₃ and MgO content (10.66-13.74% and 5.22-18.5% respectively)(table 3.1). After renormalization without water, the metabasalts samples plot in the picobasalt to basalt area of the alkaline versus SiO₂ diagram of Le Maître et al. (1989)(Figure 3.10).

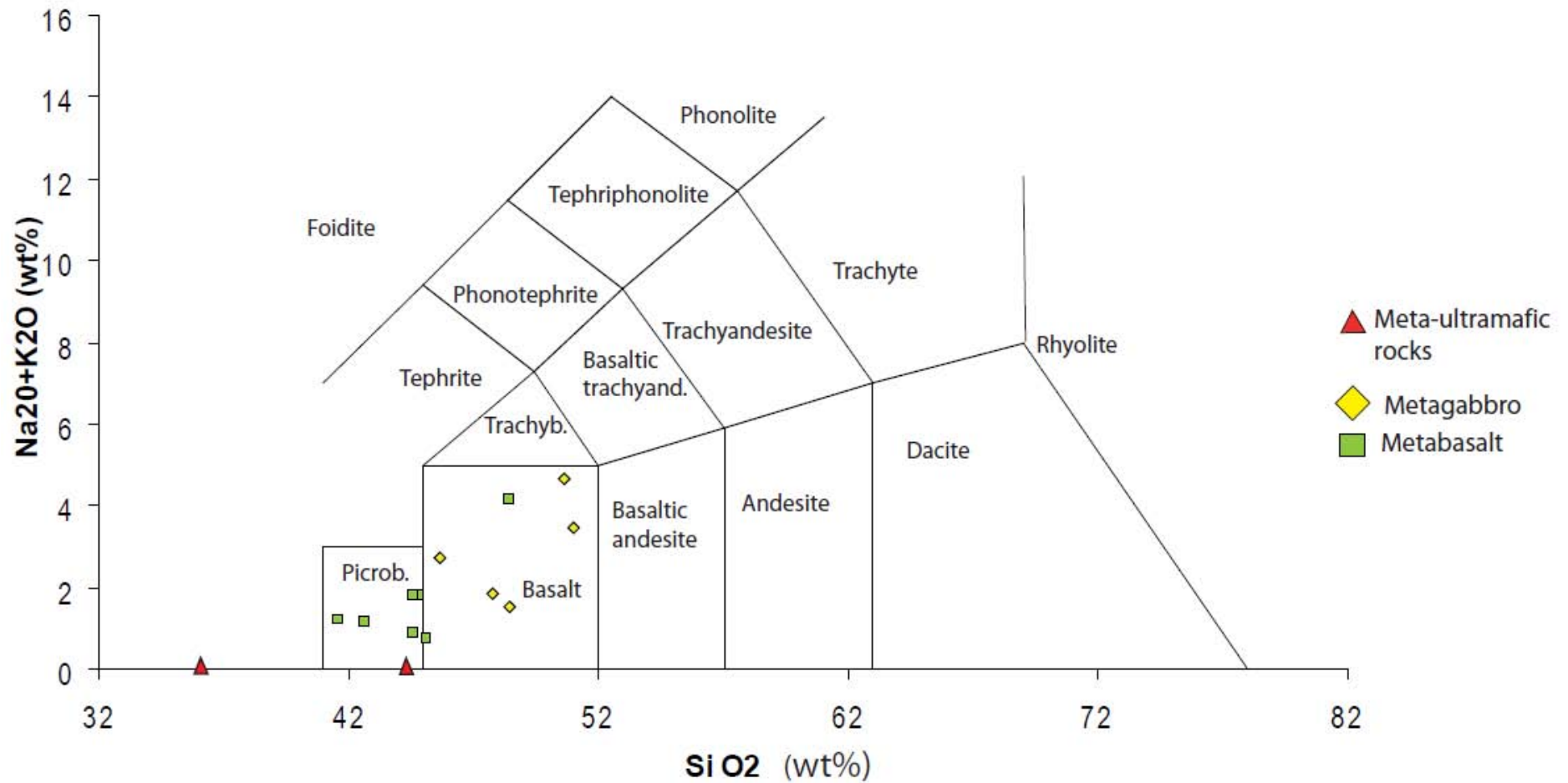


Figure 3.10.: Alkaline versus SiO_2 diagram of Le Maître et al. (1989). Picrob=Picrobasalt, Trachyb=Trachybasalt, Basaltic trachyand=Basaltic trachyandesite. San Dao Qiao samples plot in the Ultrabasic area ($<40\%\text{SiO}_2$), in picrobasalt and basalts areas.

Table 3.1: Major and trace element composition of the San Dao Qiao ophiolite samples

Metabasalts							
	CH 09 41A	CH 09 41D	CH 09 41	CH 09 41V	CH 09 42	CH 09 45	CH 09 52
SiO ₂	43.185	42.776	38.337	40.39	42.692	47.56	42.63
Al ₂ O ₃	8.971	9.25	8.395	9.615	10.597	15.117	11.488
Fe ₂ O ₃	11.36	11.383	10.894	11.937	10.669	13.749	11.48
MnO	0.1604	0.1656	0.166	0.1614	0.177	0.21	0.1719
MgO	18.517	17.993	15.067	17.883	15.154	5.223	17.09
CaO	11.602	12.122	17.039	12.333	13.24	9.461	9.9
Na ₂ O	0.596	0.712	0.895	0.884	1.44	3.573	1.538
K ₂ O	0.116	0.138	0.189	0.197	0.254	0.503	0.172
TiO ₂	1.044	1.18	1.006	1.145	0.841	2.438	0.999
P ₂ O ₅	0.201	0.226	0.176	0.213	0.167	0.356	0.184
L.O.I.	3.759	3.39	7.047	4.128	3.724	0.346	3.327
<i>Total</i>	<i>99.519</i>	<i>99.334</i>	<i>99.21</i>	<i>98.888</i>	<i>98.955</i>	<i>98.534</i>	<i>98.98</i>
La	14.59	17.6	12.92	16.11	5.969	30.75	18.67
Ce	27.67	33.01	26.1	31.01	12.7	64.55	27.92
Pr	3.307	3.775	3.198	3.776	1.699	7.99	2.951
Nd	13.84	15.46	13.62	15.41	7.759	32.78	11.82
Sm	3.26	3.438	3.363	3.662	2.286	7.206	2.922
Eu	0.94	1.092	1.172	1.365	0.837	2.263	1.027
Gd	3.151	3.238	3.245	3.443	2.516	6.586	3.307
Tb	0.485	0.49	0.506	0.519	0.434	1.029	0.561
Dy	2.774	2.716	2.849	2.991	2.726	5.934	3.439
Ho	0.517	0.518	0.533	0.556	0.535	1.128	0.672
Er	1.369	1.348	1.39	1.478	1.446	3.012	1.865
Tm	0.19	0.189	0.194	0.203	0.208	0.431	0.267
Yb	1.189	1.175	1.252	1.255	1.325	2.789	1.741
Lu	0.172	0.175	0.185	0.177	0.198	0.414	0.257
<i>Total REE</i>	<i>73.464</i>	<i>84.224</i>	<i>70.537</i>	<i>81.955</i>	<i>40.638</i>	<i>166.862</i>	<i>77.419</i>
As	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.
Ba	40.16	49.54	99.24	88.06	25.28	93.54	10.55
Be	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	1.279	<D.L.
Bi	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.
Cd	0.161	0.202	0.202	0.264	0.176	0.279	<D.L.
Co	76.15	71.58	73.27	80.79	78.56	35.52	70.07
Cr	1829	1562	1645	1644	1663	90.67	1885
Cs	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.
Cu	155.8	97.58	49.5	41.84	146	31.33	18.04
Ga	13.75	13.39	12.97	14.35	13.83	24.25	14.61
Ge	1.488	1.46	1.481	1.525	1.433	1.694	1.422
Hf	1.862	1.882	1.677	2.009	1.383	4.706	1.692
In	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	0.118	<D.L.
Mo	0.352	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	0.619	<D.L.
Nb	18.22	19.93	17.55	20.66	5.12	30.31	7.744
Ni	651.7	569.9	623.6	637.6	744.8	55.02	481.1
Pb	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	4.8396	<D.L.
Rb	2.194	1.801	1.745	2.117	2.45	3.067	0.959
Sb	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.
Sn	<D.L.	0.833	0.599	0.637	0.403	1.878	0.835
Sr	132.2	143.2	313.5	143.1	245.2	283.9	142.1
Ta	1.78	2.044	1.697	1.994	0.387	2.524	0.642
Th	1.614	2.028	1.394	1.709	0.841	3.488	2.618
U	0.704	0.699	0.607	0.644	0.374	0.843	0.568
V	235	223	243	250.6	215.7	413.4	276.6
W	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.
Y	14.44	14.34	15.2	15.72	15.46	31.76	18.71
Zn	88.74	84.13	79.36	87.31	78.67	137.6	81.9
Zr	67.12	70.94	63.3	74	49.13	189.7	59.89

Table 3.1: continued

	Metagabbros					Ultramafic rocks	
	CH 09 44A	CH 09 46A	CH 09 46B	CH 09 47	CH 09 49	CH 09 48	CH 09 53
SiO ₂	47.766	49.992	46.772	50.049	44.348	32.154	38.312
Al ₂ O ₃	12.802	17.353	12.713	14.704	15.791	8.855	5.489
Fe ₂ O ₃	11.703	8.898	11.802	12.022	11.948	12.417	11.602
MnO	0.2163	0.1399	0.1829	0.1553	0.1754	0.2435	0.1949
MgO	9.511	6.138	9.559	5.225	6.757	25.496	25.092
CaO	13.827	10.246	13.634	10.129	13.92	5.884	5.307
Na ₂ O	1.23	3.307	1.322	2.579	2.179	0.058	0
K ₂ O	0.276	1.295	0.495	0.806	0.467	0	0
TiO ₂	1.178	1.303	1.131	2.199	1.422	3.571	0.433
P ₂ O ₅	0.08	0.119	0.245	0.245	0.206	0.439	0.135
L.O.I.	1.303	0.749	1.082	0.698	1.619	9.469	11.953
<i>Total</i>	<i>99.892</i>	<i>99.542</i>	<i>98.94</i>	<i>98.812</i>	<i>98.833</i>	<i>98.5865</i>	<i>98.51791</i>
La	9.524	15.11	19.9	28.05	20.16	8.311	3.157
Ce	19.69	33.7	37.14	63.34	37.97	17.62	6.62
Pr	2.563	4.336	4.289	8.002	4.493	2.16	0.853
Nd	11.69	18.83	17.68	33.26	18.95	9.081	3.965
Sm	3.425	4.111	3.95	7.16	4.464	2.186	1.152
Eu	1.266	1.507	1.407	2.217	1.734	0.766	0.25
Gd	3.777	3.673	3.938	6.163	4.607	2.253	1.269
Tb	0.656	0.57	0.639	0.927	0.738	0.347	0.218
Dy	4.05	3.259	3.802	5.387	4.524	2.032	1.349
Ho	0.8	0.625	0.747	0.999	0.876	0.393	0.265
Er	2.172	1.679	1.997	2.71	2.366	1.096	0.733
Tm	0.308	0.24	0.286	0.38	0.342	0.158	0.104
Yb	1.976	1.562	1.865	2.483	2.2	1.03	0.686
Lu	0.287	0.233	0.277	0.371	0.333	0.158	0.103
<i>Total REE</i>	<i>62.184</i>	<i>89.435</i>	<i>97.917</i>	<i>161.449</i>	<i>103.757</i>	<i>47.591</i>	<i>20.724</i>
As	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.
Ba	30.64	541.9	91.69	277	136.6	33.77	5.758
Be	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.
Bi	0.34	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.
Cd	0.158	0.231	0.195	0.326	0.249	<D.L.	<D.L.
Co	57.53	36.32	56.68	30.03	31.93	109.3	105.7
Cr	278.8	177.8	575	46.18	202.5	1759	3062
Cs	<D.L.	1.125	<D.L.	0.26	<D.L.	<D.L.	<D.L.
Cu	25.29	57.4	28.23	37.45	30.37	266	30.89
Ga	19.3	19.58	19.28	23.96	24.5	10.96	8.49
Ge	3.65	1.544	2.313	1.728	1.928	1.14	1.316
Hf	1.874	2.954	2.036	5.591	2.739	1.368	0.721
In	<D.L.	<D.L.	<D.L.	0.103	<D.L.	<D.L.	<D.L.
Mo	0.408	0.364	<D.L.	2.501	0.596	<D.L.	<D.L.
Nb	10.09	7.946	16.5	15.03	20.17	25.85	4.308
Ni	159.4	99.57	255.6	40.86	53.24	979.4	1196
Pb	5.4501	3.6134	2.2806	5.1177	4.0097	<D.L.	<D.L.
Rb	1.253	47.13	2.572	15.55	6.881	<D.L.	<D.L.
Sb	<D.L.	<D.L.	0.206	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.
Sn	0.888	1.133	1.302	1.7	1.814	0.477	<D.L.
Sr	213.2	455	211.2	497.9	331.9	201.7	172.8
Ta	0.696	0.632	1.283	1.158	1.73	1.861	0.318
Th	1.108	1.898	2.386	3.634	2.745	0.854	0.399
U	0.655	0.414	0.977	0.77	1.039	0.504	0.516
V	357	245.4	329.5	348	342.6	157.6	124.2
W	0.362	<D.L.	<D.L.	0.394	<D.L.	<D.L.	<D.L.
Y	21.95	17.52	21.1	27.94	24.69	11.12	7.361
Zn	103.5	83.9	100.8	116.4	97.64	92.35	82
Zr	62.83	117.2	72.62	218.8	99.45	55.64	26.2

The metagabbros have SiO₂ content in the range of 44.34 to 50.05%, MgO between 5.22 and 9.56%. Their Fe₂O₃ content is 8.89 to 12.02%, Na₂O ranges from 1.23 and 3.307% and K₂O is between 0.276 and 1.295% (table 3.1). Renormalized without water, the metagabbros samples plots in the basalt area of the Le Maître classification (figure 3.10). It is to note that the metagabbros are richer in SiO₂ than the metabasalts.

The two meta-ultramafic rocks have a SiO₂ content of 32.15 and 38.31% and MgO content of 25.09 and 25.49%. Their Fe₂O₃ content is high as well (11.6-12.4%). In contrast, they have neither K₂O, nor Na₂O in their composition (table 3.1). These elements could have been leached by alteration processes.

In general, all the samples present a very low SiO₂ content and some are Si-undersaturated, as attested by nepheline and leucite as normative mineral in some of the samples (table 3.2.). The CIPW normative mineral compositions reveal as well that almost all the samples have olivine as normative mineral. This is in contrast with the result of petrographic observation indicating that none of the studied samples contains olivine.

Table 3.2 : CIPW mineral norm composition of the San Dao Qiao rocks

norm wt%	metabasalts							metagabbros					meta-ultramafic rocks	
	CH 09 41A	CH 09 41D	CH 09 41	CH 09 41V	CH 09 42	CH 09 45	CH 09 52	CH 09 44A	CH 09 46A	CH 09 46B	CH 09 47	CH 09 49	CH 09 48	CH 09 53
Quartz											1.91			
Plagioclase	27.99	29.14	20.11	23.16	25.77	55.66	36.28	40.01	56.76	39.76	49.45	43.47	24.89	17.52
Orthoclase	0.71	0.89			1.6	3.07	1.06	1.65	7.8	3.01	4.9	2.9		
Nepheline			4.49	4.31	5.51		1.51		0.57			4.84	0.28	
Leucite			0.97	0.97										
Diopside	29.41	31.21	27.57	31.35	36.53	17.95	20.35	32.99	17.83	32.69	19.23	30.7		9.76
Hypersthene	6.07	0.3				1.4		14.86		8.62	17.8			25.12
Olivine	31.52	33.82	31.12	35.03	26.86	14.24	36.58	6.26	12.9	11.35		13	55.98	44.32
Larnite			11.47	0.47									13.62	
Ilmenite	2.09	2.36	2.09	2.32	1.69	4.77	2.01	2.3	2.53	2.22	4.31	2.81	7.07	0.97
Magnetite	1.74	1.76	1.73	1.84	1.64	2.06	1.75	1.74	1.32	1.77	1.8	1.8	1.87	1.97
Apatite	0.49	0.56	0.44	0.53	0.42	0.86	0.44	0.19	0.28	0.58	0.58	0.49	1.07	0.37

3.5.2 Trace elements:

Metabasalts of the San Dao Qiao ophiolite have Rare Earth Elements (REE) content in the range of 40.63 to 166.8 ppm (table 3.1). They are enriched in incompatible elements compared to the chondrite and the primitive mantle. They present an enrichment in Light REE (LREE) compared to Heavy REE (HREE) ($(La/Lu)_N = 3.13-10.44$) (figure 3.11). They present strong negative anomaly in Rb, Ba, K (Large Ion Lithophile Elements, LILE) and Ti in the multielement diagram normalized to the primitive mantle (figure 3.12). Two samples show a slight positive Sr anomaly, whereas the five other metabasalts samples have negative Sr anomaly (figure 3.12). Since numerous samples from the San Dao Qiao ophiolite have strong loss in ignition, depletion in LILEs and significant amount of hydrous minerals, we will focus on the non mobile elements, namely REE and HFSE (figure 3.13, Pearce 2008). Metabasalts of the San Dao Qiao ophiolite are enriched in the most incompatible elements and depleted in the least incompatible elements compared to MORB (figure 3.13). They present negative Nb, Zr and Hf anomalies. Otherwise, spectra of the metabasalts are decreasing from the most to the least incompatible elements.

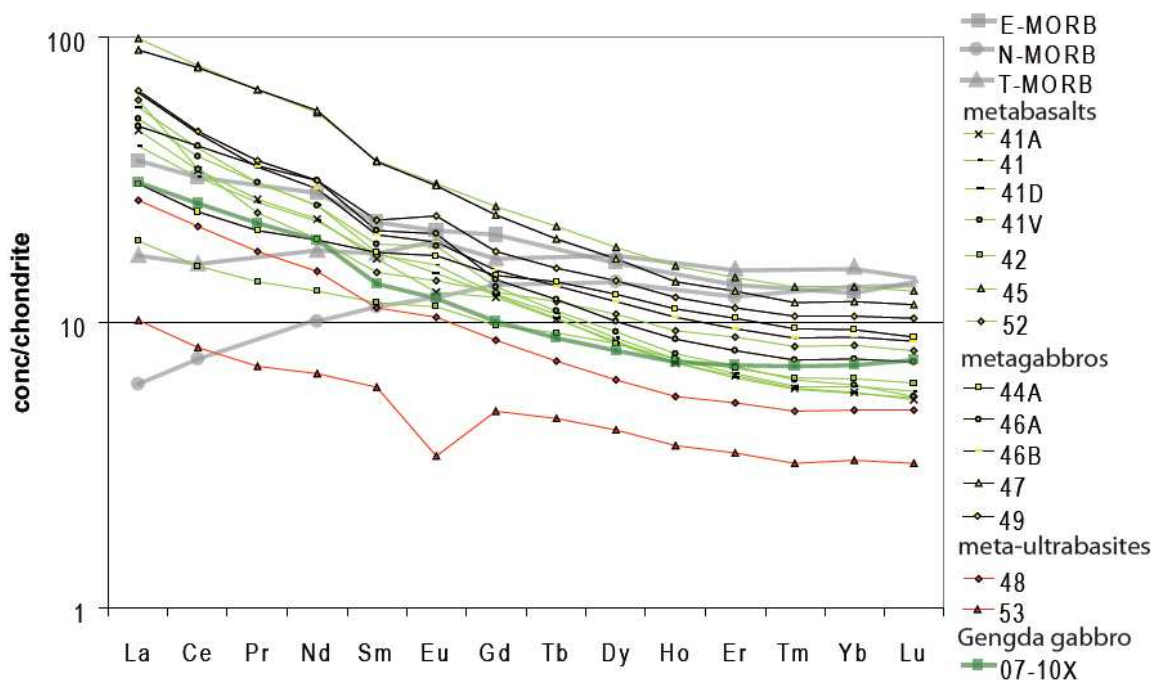


Figure 3.11.: REE diagram of the San Dao Qiao rocks and Gengda gabbro. Concentrations are normalized to chondrite concentration of Boynton (1984). E-MORB, N-MORB and T-MORB composition from Klein (2004) are shown.

Metagabbros are enriched in incompatible elements compared to chondrite and primitive mantle (figure 3.11, 3.12). Their REE content ranges between 62.18 and 161.45 ppm (table 3.1.). LREE are enriched compared to HREE ((La/Lu)_N=3.44-7.8). In multielement diagram (figure 3.12), the different samples of metagabbros have highly variable patterns. Some present negative anomalies in LILEs, and others positive ones. Some have no Sr anomaly whereas some have a positive one. They all present a slight Ti negative anomaly (figure 3.12). Figure 3.13. is the multielement spectra reduced to non mobile elements and normalized to N-MORB composition, which shows that metagabbros and metabasalts display similar patterns characterized by Nb, Zr, Hf negative anomalies and a spectra decreasing from the most to the least incompatible elements.

Meta-ultramafic rocks are enriched in incompatible elements compared to chondrite and primitive mantle (figure 3.11, 3.12.). They have 20.72 and 47.53 ppm of REE (table 3.1.), and present an enrichment in LREE compared to HREE. The two ultramafic samples show distinct patterns. Sample CH 09 53 is less enriched in REE and present a Eu negative anomaly (figure 3.11). The two samples show strong LILEs negative anomalies, but CH 09 53 sample present a Sr positive anomaly and a Ti negative anomaly, whereas CH 09 48 sample has positive Nb, Ta and Ti anomalies (figure 3.12). In the non mobile N-MORB normalized multielement diagram, the two ultramafic samples present different profiles (figure 3.13):

- CH 09 48 sample presents positive Nb, Ta and Ti anomalies, and a spectra decreasing from the most incompatible to the least incompatible elements
- CH 09 53 sample present a profile similar to those of the metabasalts and metagabbros that is Nb, Zr and Hf negative anomalies and a spectra decreasing from the most to the least incompatible elements.

It is to note that meta-volcanic (metamorphosed pillow-lava basalts) and meta-plutonic (metamorphosed gabbros) rocks display the same profiles in this multi-elements diagram.

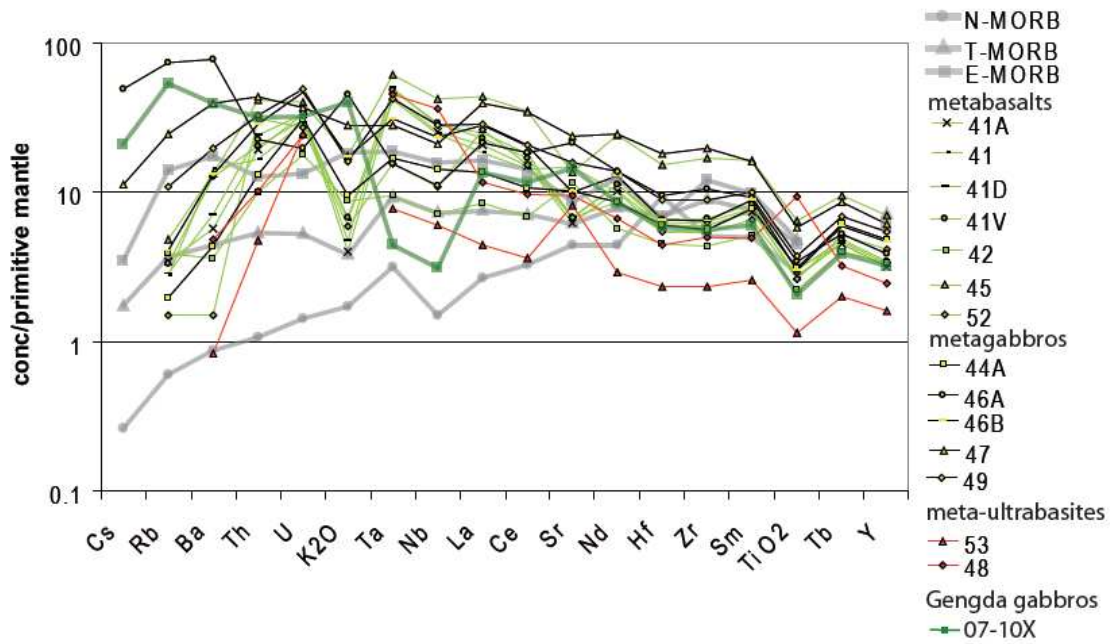


Figure 3.12.: Multielement diagram of the San Dao Qiao rocks and Gengda gabbro. Concentrations are normalized to primitive mantle values of Mac Donough et al. (1992). N-MORB, T-MORB and E-MORB from Klein (2004) are shown as well.

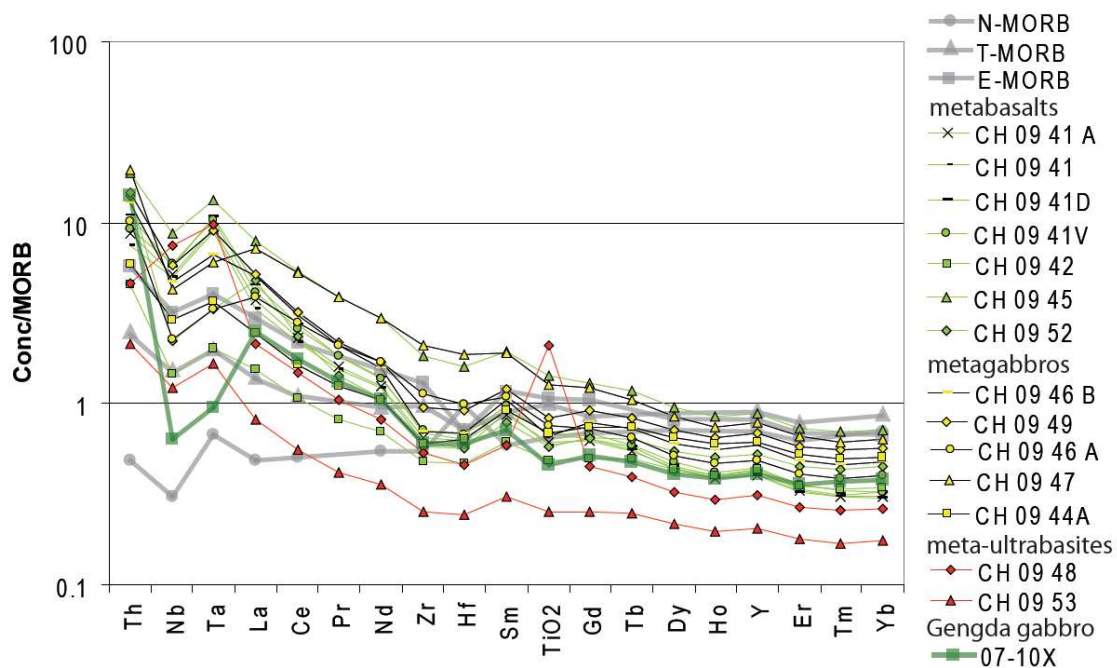


Figure 3.13.: Multielement diagram of incompatible elements (Pearce 2008) of San Dao Qiao rocks and Gengda gabbro. Data are normalized to MORB values of Hofmann (1988). N-MORB, T-MORB and E-MORB from Klein (2004) are shown as well.

3.6. Isotope geochemistry

The isotopic composition of six of the mafic rocks from the San Dao Qiao ophiolite (metabasalt samples CH 09 41A, CH 09 45 and CH 09 52, metagabbro sample CH 09 46 A and meta-ultramafic rocks CH 09 48 and CH 09 53) have been analyzed in order to document the potential isotopic fingerprint of the source of these magmatic rocks. Sm, Nd, Rb and Sr have been separated by column chromatography following the method described in Luais et al. (1997). Sm and Nd isotopic compositions have been measured with the MC-ICP-MS Isoprobe Micromass at the CRPG (Nancy), Rb isotopic composition has been measured with ICP-MS Perkin Elmer Elan 6000 at the Service d'Analyse des Roches et Minéraux (CRPG, Nancy), and the Sr isotopic composition have been measured with the TIMS Finnigan at the LMTG (Toulouse). During the analytical session, standard NBS987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition was 0.710238 ± 0.000019 , JMC standard $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ composition was 0.512240 ± 0.000023 . External reproducibility of the Isoprobe is ± 0.000030 on the measured ratio.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the metabasalts vary from 0.70471 to 0.70539 and their $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios range between 0.512682 and 0.512809 (table 3.3.). The metagabbro sample has a higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (0.70642) and lower $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio (0.512482). Ultramafic samples' $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are 0.70448 and 0.70531 and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are 0.512787 and 0.512798 (table 3.3.).

All the rocks from the San Dao Qiao ophiolite have a present day $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ higher than the chondritic one (figure 3.14). The gabbro sample is the only one which presents a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio (present day) lower than the chondritic one (figure 3.14). In general, isotopic compositions (present day) of the San Dao Qiao rocks are in the range of the OIB field (Staudigel et al. 1984), as the Emeishan flood basalts (figure 3.14)

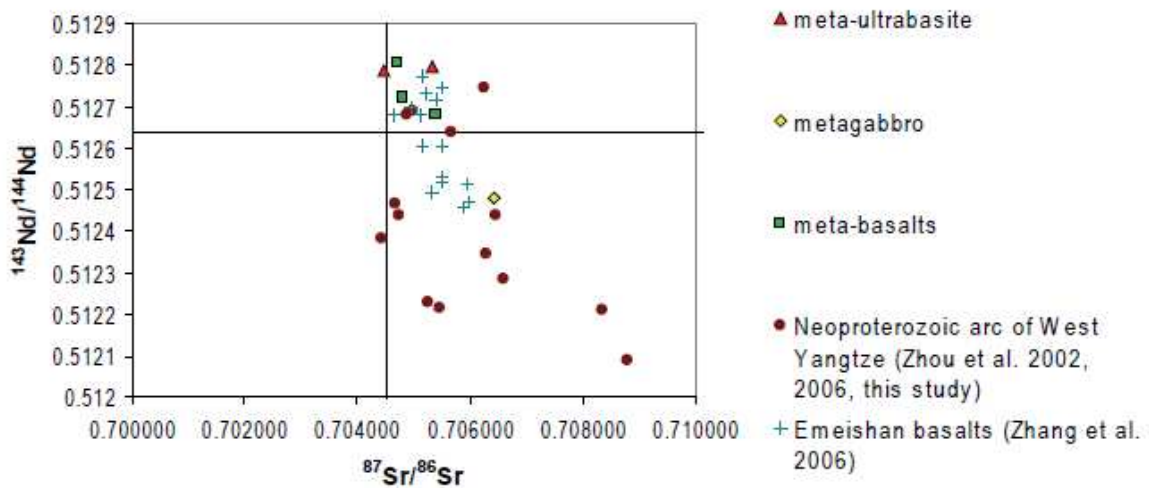


Figure 3.14 : Present day isotopic composition of the San Dao Qiao samples, compared to the present day composition of the Neoproterozoic arc of the Western margin of the Yangtze craton and of the Emeishan flood basalts.

3.7.: Discussion

Field, petrographic and geochemical data presented in this study are the first available ones and need to be further completed to test the hypotheses for magma generation presented below.

3.7.1.: Structure of the San Dao Qiao ophiolite

We interpret the association of metamorphosed pillow-lava basalts, deformed metagabbros and meta-ultramafic rocks exposed in the San Dao Qiao valley as representing an ophiolite. The alternation of basalts/gabbros/ultramafics within the San Dao Qiao complex indicates that the initial magmatic sequence has been tectonically repeated. The consistency of the way-up criteria as indicated by the pillow-lavas favour a repetition by faults or shear zones although these could not clearly be identified in the field (figure 3.4). The San Dao Qiao ophiolite has been deformed to various grade, and is characterized by a foliation parallel to the main foliation of the metasedimentary sequence of the Danba metamorphic complex (chapitre 4, Huang et al. 2003a). The San Dao Qiao ophiolite form an NW-SE elongated lens in the basement-sedimentary sequence

of the Danba Metamorphic Complex, which has been deformed (except the pillow-lavas!) in the same deformation context than the rest of the Danba rocks (chapitre 4, figure 3.5).

Table 3.3. : Present day isotopic composition of the San Dao Qiao rocks.

	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Sr	2σ	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ Sr	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Nd	2σ	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ Nd
<i>Metabasalt</i>										
CH 09 41 A	2.25	121.6	0.70482	0.000017	0.05359	1.22	4.12	0.512721	0.000057	0.137097
CH 09 45	5.38	277.6	0.70539	0.000013	0.05609	7.17	34.5	0.512682	0.000103	0.125259
CH 09 52	1.03	126.8	0.70471	0.000009	0.02349	2.76	11.8	0.512809	0.000056	0.141407
<i>Metagabbro</i>										
CH 09 46 A	41.0	459.7	0.70642	0.000008	0.25845	5.47	25.6	0.512482	0.000099	0.128601
<i>Meta-ultrabasite</i>										
CH 09 48	0.61	200.0	0.70448	0.000024	0.00885	2.12	9.32	0.512787	0.000082	0.137415
CH 09 53	0.21	171.2	0.70531	0.000009	0.00360	1.08	3.63	0.512798	0.000103	0.178442

3.7.2 Impact of deformation, metamorphism and metasomatism on mineralogy and geochemistry of the San Dao Qiao rocks.

The various rocks forming the San Dao Qiao ophiolite have been affected by metamorphism and only a few relictual magmatic mineral are preserved. Moreover, chemical analysis of the different rocks forming the San Dao Qiao ophiolite indicate olivine in their normative composition (table 3.2), although no olivine, neither serpentine is observed.

In the one hand, the amphibole±chlorite±plagioclase assemblage that dominates the mineralogy of the San Dao Qiao rocks attests amphibolite facies metamorphic conditions. In the other hand, clusters of Mg-chlorite in the pillow-lava metabasalts and meta-ultramafic rocks are interpreted as pseudomorph of pyroxene and/or amphiboles. Rounded-shaped Mg-chlorite clusters in metabasalts and meta-ultramafic rocks are interpreted as olivine pseudomorph. Geochemical analyses reveal that the loss in ignition of the pillow-lava metabasalts and the meta-ultramafic samples is particularly high (0.346 to 11.95%, table 3.1.). This is consistent with their high content in chlorite, which can be hydrothermal alteration product of amphibole, pyroxene and/or biotite (Deer et al. 1992). Moreover, all the San Dao Qiao rocks present negative anomalies in LILEs (Rb, Ba, K) (figure 3.13), which are mobile elements in presence of a fluid phase. Mineralogical and

geochemical evidences fingerprint a fluid-related mineralogical transformation of the San Dao Qiao ophiolite.

Consequently, the mineralogical assemblages observed in the different rocks of the San Dao Qiao ophiolite reveal that they have been metasomatized in the one hand and metamorphosed under lower amphibolite facies in the other hand. Considering our data, it is difficult to determine if these two processes were contemporaneous, and microprobe analyses of the different phases should bring more information. Anyway, since the metagabbros' foliation is underlined by amphiboles and consistent with the foliation of the Danba metamorphic complex, we propose that part of the metamorphic transformation were contemporaneous and related to the formation of the Danba metamorphic complex.

3.7.3. Source

The present day Nd isotopic composition of the San Dao Qiao is close to the chondrite one and is in the oceanic island basalts (OIBs) composition range (table 3.3, Staudigel et al. 1984). This indicates a non depleted or enriched mantle source.

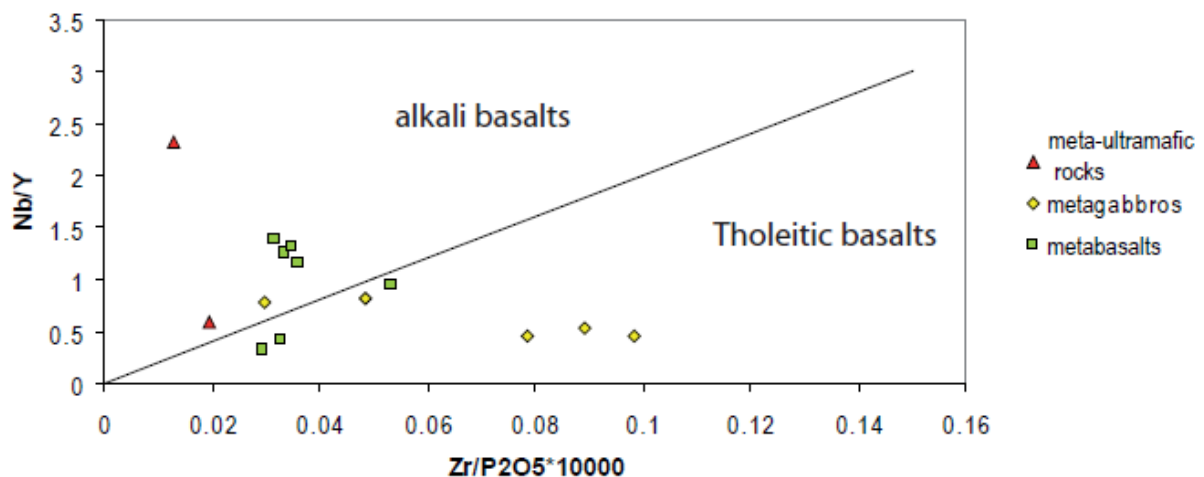


Figure 3.15: Nb/Y versus Zr/P₂O₅*10000 discrimination diagram for basalt from Floyd and Winchester (1975).

The Floyd and Winchester diagram (1975) discriminating tholeiitic and alkali basalt with non mobile elements (figure 3.15) shows that the San Dao Qiao mafic and ultra-mafic rocks present a mixed signature, between alkaline and tholeiitic. The alkaline signature is confirmed by the appearance of nepheline in the normative composition of some of the basalts (table 3.2.). Alkaline mafic magmas are mostly formed by a low degree partial melting of the mantle.

So the San Dao Qiao mafic-ultramafic magmas have been produced by a limited amount of partial melting of a non depleted or enriched mantle. This is confirmed by the high Nb/Yb ratio of the San Dao Qiao rocks (figure 3.16). In the non mobile MORB normalized multielement diagram (figure 3.14), all the samples, except the CH 09 48 ultramafic one present similar spectra, with an enrichment of the more incompatible element compared to the less incompatible elements and Nb, Hf and Zr negative anomalies. Those anomalies are often reported in subduction related magmas (Rollinson 1993), but the Nb negative anomaly is as well a tracer for continental crust contamination (Pearce 2008, Whattam 2009). In addition, their Th/Yb ratio is slightly higher than expected for pure mantellic magmas (Pearce 2008, figure 3.16.) and consequently, we consider that the initial magmas produced underwent a slight continental contamination.

3.7.4. Perspectives: What geodynamic context for the San Dao Qiao magmas.

The preliminary data presented here allow us to consider two main hypotheses that can explain the petrological and geochemical signatures of the San Dao Qiao ophiolite rocks. Taking into account that the ophiolite underwent chemical modifications after its emplacement, we choose to consider mostly the non mobile elements signatures as clues for the possible sources and geodynamic contexts of formation of the San Dao Qiao rocks.

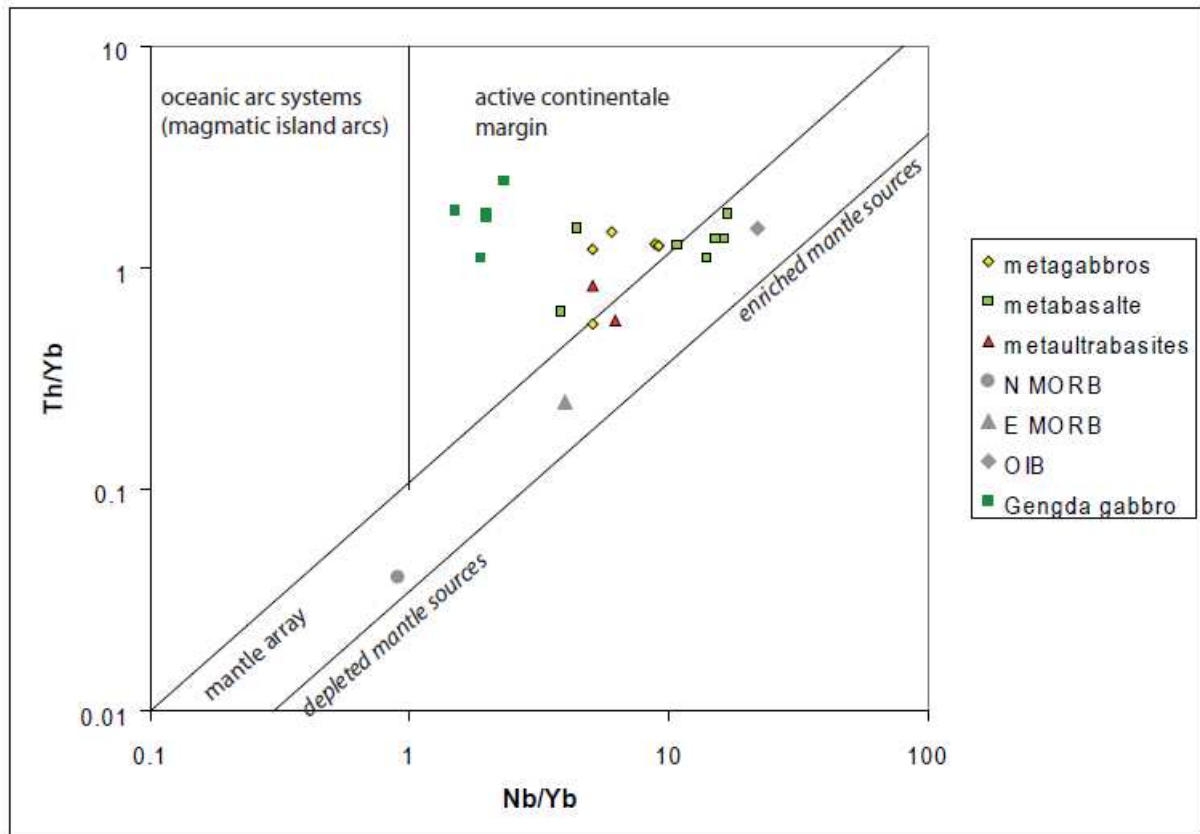


Figure 3.16 : Th/Yb versus Nb/Yb diagram showing crustal input in oceanic magmas (Pearce 2008).

3.7.4.1. The San Dao Qiao ophiolite as a supra-subduction zone magmatic complex.

When defined in the 1972 Penrose conference, ophiolites were considered to represent on-land analogues of the crust and upper-mantle formed at mid-ocean ridges. Since then, this paradigm shifted toward the view that the majority of ophiolites represent oceanic lithosphere formed in back-arc basins at convergent plate boundaries (Pearce 2003), which can explain continental signature. We use some of the numerous diagrams fingerprinting supra-subduction characters in ophiolite to understand the geodynamic context of emplacement of the San Dao Qiao ophiolites magmas (figure 3.17, 3.18, Pearce 2003). In the Th-Hf-Ta diagram of Wood et al. (1979, 1980), which use Th as a subduction tracer insensitive to alteration, the San Dao Qiao ophiolite magmas plot mostly in the OIB field and sometimes in the supra-subduction zone (SSZ) field for some samples (figure 3.17).

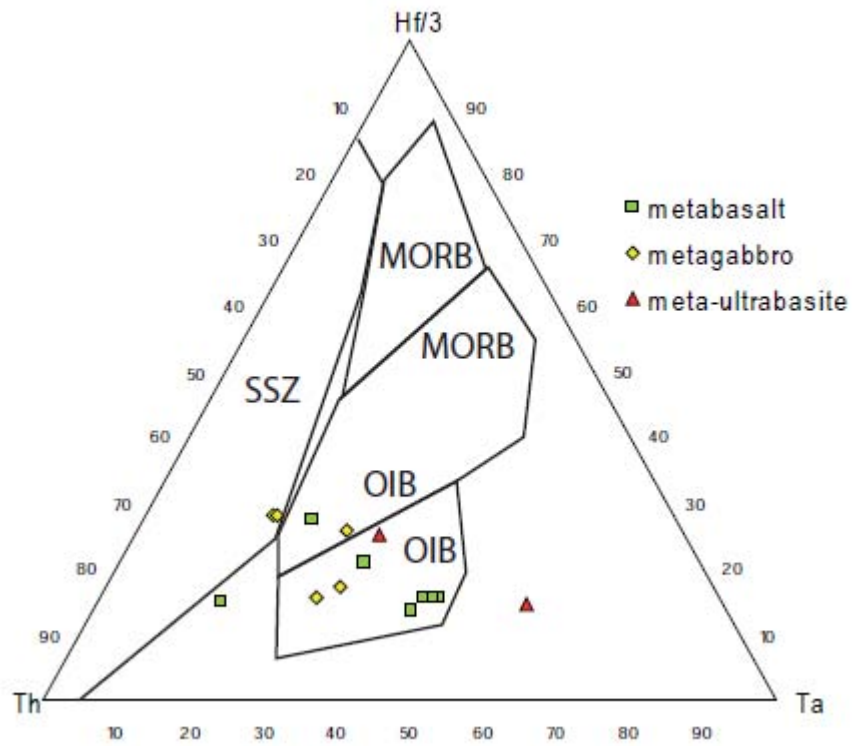


Figure 3.17: Th-Hf-Ta diagram of Wood et al. (1979, 1980) discriminating different basalt signatures. SSZ=supra-subduction zone; MORB=Mid-oceanic ridge basalt; OIB=Oceanic island basalt.

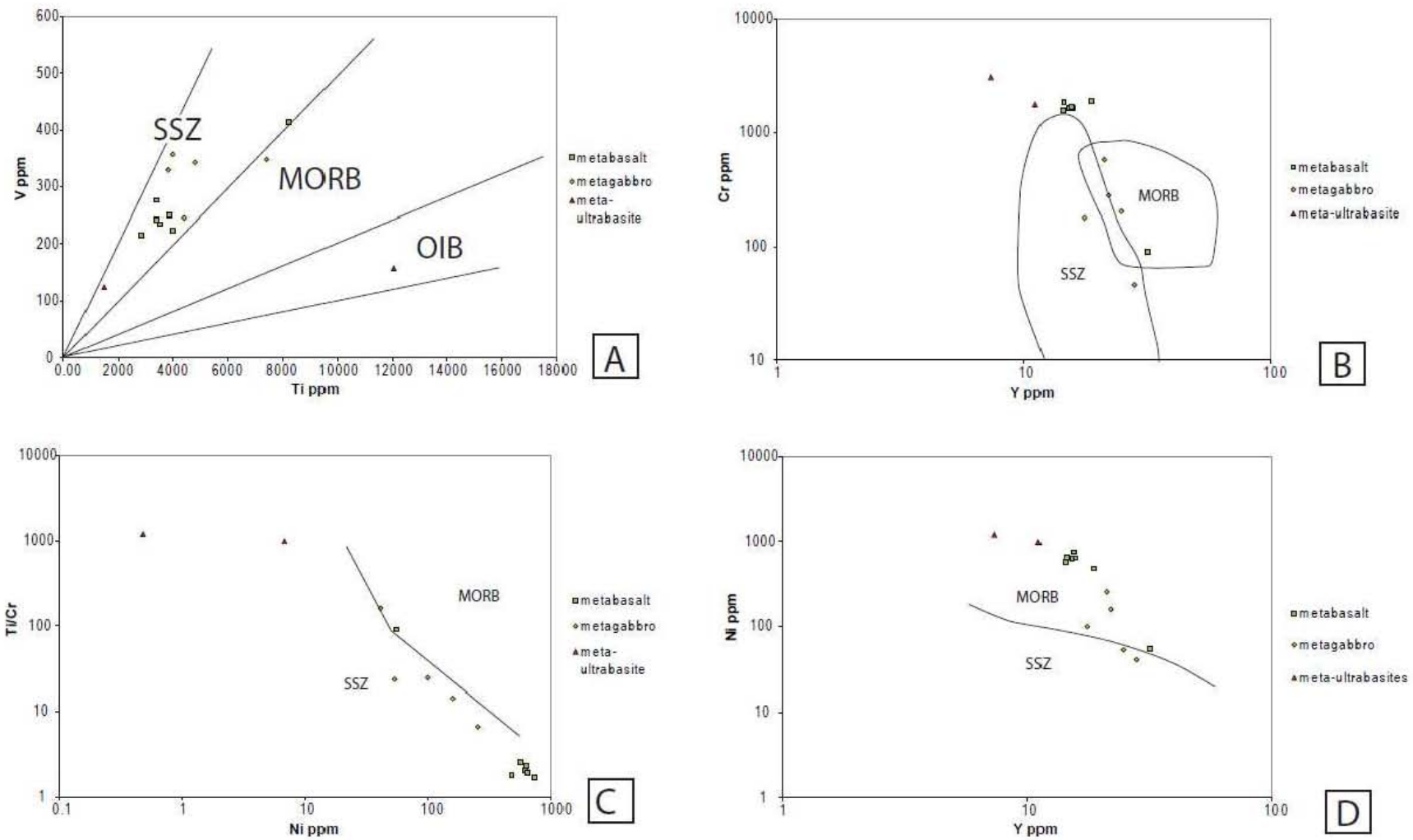


Figure 3.18: Immobile elements diagrams discriminating SSZ, MORB and OIB magmas. A) V versus Ti diagram of Shervais et al. (1982). B) Cr versus Y diagram of Pearce et al. (1981). C) Ti/Cr versus Ni diagram of Beccaluva et al. (1979). D) Ni versus Y diagram of Capedri et al. (1980)

In the V versus Ti diagram of Shervais (1982), tracing the increased oxygen fugacity above subduction zones (Pearce 2003), the San Dao Qiao ophiolite samples plot in the SSZ field (figure 3.18.a). In diagrams fingerprinting the increased melting fraction, or the melting of more depleted mantle above subduction zones (Pearce 1981, Beccaluva et al; 1979, Capedri et al. 1980, figure 3.18.b, c, d) the San Dao Qiao magmatic rocks plot along SSZ and MORB field boundaries or even across them (figure 3.18.b, c., d.).

The San Dao Qiao ophiolite is located close to the Neoproterozoic magmatic belt, that underlined the western margin of the Yangtze craton and that we considered, with some other authors, to have formed in an active margin (Zhou et al. 2002, 2006a, 2006b, Yan et al. 2008, chapitre 2).

This sum of arguments allows us to propose as a first hypothesis that the San Dao Qiao ophiolite has been emplaced in a back-arc basin formed in response to the retreat of the subducting plate along the western margin of the Yangtze craton during the Neoproterozoic. The slab retreat induced the upwelling of non depleted mantle that contribute to the geochemical signature of the San Dao Qiao magmas. Subsequently, the San Dao Qiao rocks have been integrated to the Songpan Ganze basement and deformed and metamorphosed during the Indosinian orogeny as the rest of the rocks of the Danba area.

3.7.4.2. The San Dao Qiao ophiolite as a rifting fingerprint

We have shown that the San Dao Qiao magmas probably result of the low degree partial melting of a non-depleted or enriched mantle, with slight continental contribution in the source. Basalts present an alkaline signature in the Nb/Y versus $Zr/P_2O_5 \cdot 10000$ discrimination diagram from Floyd and Winchester 1975. Their REE diagram with slight fractionation between HREE and LREE suggest a spinel bearing mantle (figure 3.11). In addition, the San Dao Qiao magmas present very high Na/K ratios.

All these features are characteristics of a rift context (Vijaya Kumar and Rathna, 2008 and references therein, Wilson and Lyashkevich, 1996 and references therein) that we propose as a second hypothesis for the generation of the mafic-ultramafic magmas of the San Dao Qiao valley.

Such a rift context explains an enriched mantle as a source, since the subcontinental mantle is often enriched. It also account for the OIB signature that appears in the discrimination diagram of Wood et al. (1979, 1980, figure 3.17) and in the Th/Yb versus Nb/Yb diagram (figure 3.16) and the multi-elements pattern close to the E-MORB (Figure 3.12, 3.13), since rifting is often associated with mantle plume. The magmas generation is then post-Neoproterozoic and can be related to the rifting leading to the opening of the Paleotethys during the Paleozoic times. This hypothesis implies that the Songpan Ganze basement is partly oceanic. This oceanic basement has then undergone deformation and metamorphism during the Indosinian orogeny.

Unfortunately, it was not possible to obtain an absolute age from our samples, so those to hypothesis cannot be tested now.

3.8. Conclusion

Northwest to Danba city, Sichuan, in the San Dao Qiao valley, an ophiolite have been discovered. Lavas are highly ferromagnesian, sometimes show a foliation consistent with the main foliation of the Danba metamorphic complex and present features related to fluid-related and amphibolite facies-related mineralogical transformations. Trace elements and isotope geochemistry reveal that San Dao Qiao magmas result of reduced partial melting of a non-depleted or enriched mantle with slight input of continental crust. This ophiolite can be interpreted in two ways:

- The San Dao Qiao magmas are Neoproterozoic and associated to a geodynamic context implying subduction and marginal basin opening related to mantle upwelling (Rolland et al. 2009). The San Dao Qiao rocks have been subsequently integrated in the basement of the Songpan Ganze and underwent deformation and metamorphism during the Indosinian orogeny, as the rest of the rocks exposed in the Danba metamorphic complex.
- The San Dao Qiao magmas are post Neoproterozoic and associated to a geodynamic context of rifting linked with the opening of the Paleotethys. The San Dao Qiao rocks represent part of the oceanic basement of the Songpan Ganze, which has been deformed and metamorphosed during the Indosinian orogeny.

It is necessary to enhance the data set on the San Dao Qiao to test those two hypotheses.

3.9 References

Ali J.R., Thompson G.M., Zhou M.F, Song X., 2005. Emeishan Large Igneous province, SW China. *Lithos* 79, 475-489.

Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., 1979. Geochemical discrimination between ocean-floor and island arc tholeites-application to some ophiolites. *Canadian journal of Earth Sciences*, 16, 1874-1882.

Boynton W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements : meteorite studies. In : Henderson P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, pp 63-114.

Burchfiel B.C., Chen Z., Liu Y., Royden L.H., 1995. Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions, Central China. *International Geological Review*, 37, 661-735.

Capedri S., Venturelli G., Bocchi G., Dostal J., Garuti G., Rossi A., 1980. The geochemistry and petrogenesis of an ophiolite sequence from Pindos, Greece. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 74, 189-200.

Chen F. S and Wilson C. J. L, 1996 . Emplacement of the Longmen Shan Thrust-Nappe Belt along the eastern margin of Tibetan Plateau. *Journal of structural geology*, vol 18, N° 4, pp 413-430

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., 1992. *An Introduction to the rock forming minerals*, 2nd edition, Pearson education.

Dirks P.H.G.M., Wilson C.J.L., Chen S.F., Luo Z.L., Liu S.G., 1994. Tectonic evolution of the NE margin of Qinghai-Tibet Plateau : evidences from the central Longmen Mountains, Sichuan province, China. *Journal of eastern Earthsciences*, 9, 181-192.

Floyd P.A., Winchester J.A., 1975. Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 27, 211-218

He B., Xu Y-G., Huang X-L., Luo Z-Y, Shi Y-R, Yang Q-J., Yu S-Y., 2007. Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China : geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section. *Earth and Planetary Science Letters*, 255, 306-323.

Hofmann, A. W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90: 297-314.

Huang M.H., Buick I.S., Hou L.W, 2003a. Tectonometamorphic evolution of the Eastern Tibet plateau : evidence from the Central Songpan-Garze orogenic belt, Western China. *Journal of Petrology*, 44 (2), 255-278.

Huang M., Maas R., Buick I.S., Williams I.S., 2003b. Crustal response to continental collisions between the Tibet, Indian, South China and North China blocks : geochronological constraints from the Songpan-Garze orogenic Belt, western China. *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 223-240

Irvine T.N., Baragar W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548

Le Maître R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Soresen H., Streckeisen A., Woolley A.R. and Zanettin B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.

Klein E.M., 2004. Geochemistry of the igneous oceanic crust, in *Treatise of Geochemistry*, volume 3 : The crust. Holland H.D. and Turekian K.K. editors.

Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J., 1999. The breakup of Rodinia : did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth and Planetary Science Letters* 173, 171-181.

Li X-H, Li Z-X, Zhou H., Liu Y., Kinny P.D., 2002. U-Pb zircon geochronology and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China : implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Research*, 113, 135-154.

Li X., Li Z., Zhou H., Liu Y., Liang X., Li W., 2003a. SHRIMP U-Pb zircon age, geochemistry and Nd isotope of the Guandaoshan pluton in SW Sichuan : Petrogenesis and tectonic significance. *Science in China (serie D)*, 46 supp, 73-83.

Li X-H, Li Z-X, Ge W., Zhou H., Li W., Liu Y., Wingate M.T.D., 2003b. Neoproterozoic granitoids in South China : crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? *Precambrian Research*, 122, 45-83.

Li Z-H, Li X-H, Kinny P.D., Wang J., Zhang S., Zhou H., 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze craton, South China and correlations with other continents : evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Research*, 122, 85-109.

Li X. H., Li Z-X, Sinclair J. A., Li W-X, Carter G. 2006. Revisiting the “Yanbian Terrane” : Implications for Neoproterozoic tectonic evolution of the western Yangtze Block, South China. *Precambrian Research*, 151, 14-30.

Li Y.F., Lai S.C., Qin J.F., Liu X., Wang J., 2007. Geochemical characteristics of Bikou volcanic group and Sr-Nd-Pb isotopic composition : evidence for breakup event in the north margin of Yangtze plate, Jining area. *Science in China Series D : Earth Sciences*, 50, supp II, 339-350.

Luais, B., P. Télouk and Albarède. F., 1997. Precise and accurate measurements by plasma-source mass spectrometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 61, 4847-4854.

Mattauer M., Malavieille J., Calassou S., Lancelot J., Roger F., Ziwen H., Zhiqin X., Liwei H., 1992. La chaîne Triasique de Songpan-Garze (Ouest sechuan et Est Tibet) : une chaîne de plissement-décollement sur marge passive. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 314, serie II, 619-626.

McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W., 1992. K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the evolution of the Earth's mantle. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, Ross Taylor Symposium volume.

Pearce J.A., Alabaster T., Shelton A.W., Searle M.P., 1981. The Oman ophiolite as a cretaceous arc-basin complex : evidence and implications : *philosophical transactions of the royal society of London*, v A300, 299-37.

Pearce J.A., 2003. Supra-subduction zone ophiolites : the search for modern analogues. In Dilek Y. and Newcomb S. eds. *Ophiolite concept and the evolution of geological thought* : Boulder, Colorado, GSA Special paper 373, 269-293.

Pearce J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14-48.

Roger F. and Calassou S., 1997. Géochronologie U-Pb sur zircons et géochimie (Pb, Sr et Nd) du socle de la chaîne de Songpan-Garze (Chine). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 324, série IIa, 819-826.

Roger F., Jolivet M., Malavieille J., 2008. Tectonic evolution of the Triassic fold belts of Tibet. *Comptes Rendus Geosciences* 340, 180-189

Roger F., Malavieille J., Leloup Ph. H., Calassou S., Xu Z., 2004. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Garze Fold Belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 22, pp 465-481

Rolland Y., Ghazar G., Bosch D., Sosson M., Corsini M., Fornari M., Verati C., 2009. Jurassic back-arc and Cretaceous hot-spot series in the Armenian ophiolites-Implications for the obduction process. *Lithos* 112, 163-187.

Rollison H.R., 1993. Using Geochemical data : evaluation, presentation, interpretation. Pearson Education Limited eds.

Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 31, 457-484.

Song X-Y., Zhou M-F, Keays R.R., Cao Z-M, Sun M., QI L., 2006. Geochemistry of the Emeishan flood basalts at Yangliuping, Sichuan, SW China : implication for sulphide segregation. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 152, 53-74.

Staudigel H., Zindler A., Hart S.R., Leslie T, Chen C-Y., Clague D., 1984. The isotope systematics of a juvenile intraplate volcano: Pb, Nd, and Sr isotope ratios of basalts from Loihi Seamount, Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*, 69(1), 13-29.

Vijaya Kumar K., Rathma K., 2008. Geochemistry of the mafic dykes in the Prakasam Alkaline Province of Eastern Ghats Belt, India : Implications for the genesis of continental rift-zone magmatism. *Lithos* 104, 306-326.

Whattam S.A., 2009. Arc-continent collisional orogenesis in the SW Pacific and the nature, source and correlation of emplaced ophiolitic nappe components. *Lithos*, 113, 88-114.

Wilson M., Lyashkevitch Z.M., 1996. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform. *Tectonophysics* 268, 65-81.

Wood D.A., Joron J.L, Treuil M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and planetary Science Letters*, 45, 326-336.

Wood D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.

Xiao L., Zhang H. F., Clemens J.D., Wang Q. W., Kan Z. Z., Wang K. M., Ni P. Z., Liu X. M. 2007. Late triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau : geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution. *Lithos* 96, pp 436-452

Xiao L., Zhang H-F., Ni P-Z, Xiang H., Liu X-M., 2007. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of early Neoproterozoic mafic-intermediate intrusions from NW margin of the Yangtze Block, South China : Implication for tectonic evolution. *Precambrian Research*, 154, 221-235.

Yan D.P., Zhou M.F., Wei G.Q, Gao J.F., Liu S.F., Xu P., Shi X.Y., 2008. The Pengguan tectonic dome of Longmen Mountains, Sichuan Province : Mesozoic denudation of a Neoproterozoic magmatic arc-basin system. *Science in China Series D : Earth Sciences*, 5(11), 1545-1559.

Yin A., Harrison T.M., 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 28, 211-280.

Yong L., Rongjun Z., Densmore A. L., Wilson C. J. L., Ellis M. A. 2006. The geology of the Eastern Margin of the Qinghai-Tibet Plateau. Beijing : Geological Publishing House

Zhang H. F., Zhang L., Harris N., Jin L. L., Yuan H., 2006. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau : constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement. *Contribution mineral petrology*, 152, pp 75-88

Zhang Z., Mahoney J.J., Mao J., Wang F., 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the Western Emeishan flood basalt province, China. *Journal of petrology*, 47 (10), 1997-2019.

Zhang H. F., Parrish R., Zhang L., Xu W. C., Yuan H. L., Gao S, Crowley Q. G., 2007. A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau : Implication for lithospheric delamination. *Lithos* 97, pp 323-335.

Zheng Y-F., Wu R-X., Wu Y-B., Zhang S-B., Yuan H., Wu F-Y., 2008. Rift melting of juvenile arc-derived crust : Geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan Orogen, South China. *Precambrian Research*, 163, 351-383.

Zhou M-F, Yan D-P, Kennedy A.K., Li Y., Ding J., 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 51-67.

Zhou M-F, Ma Y, Yan D-P, Xia X., Zhao J-H., Sun M., 2006a. The Yanbian Terrane (Southern Sichuan Province, SW China) : A Neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze Block. *Precambrian Research*, 144, 19-38.

Zhou M. F., Yan D. P., Wang C. L., Qi L., Kennedy A., 2006b. Subduction related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China) : Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China. *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 271-285

Zhou M-F., Yan D-P., Vasconcelos P.M., Li J-W., Hu R-Z., 2008. Structural and geochronological constraints on the tectono-thermal evolution of the Danba domal terrane, eastern margin of the Tibetan plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33, 414-427.

Zhu W-G., Zhong H., Li X-H., Deng H-L., He D-H, Wu K-W., Bai Z-J., 2008. SHRIMP zircon U-Pb geochronology, elemental, and Nd isotopic geochemistry of the Neoproterozoic mafic dykes in the Yanbian area, SW China.

Chapitre 4 :

Relations entre les déformations et le métamorphisme dans le complexe métamorphique de Danba : Implications sur l'évolution thermomécanique de la bordure est du plateau du Tibet.

Résumé :

Le complexe métamorphique de Danba est situé au sud-est de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze comprenant des métasédiments allant du Néoprotérozoïque au Trias. Le complexe métamorphique de Danba est une grande structure antiforme d'échelle déca-kilométrique soulignée par l'isograde de la biotite. Dans la partie nord de cette antiforme, des roches métamorphiques de haut degré affleurent dans un dôme déversé souligné par les isogrades du grenat et de la sillimanite. Ainsi, il existe un gradient de métamorphisme à l'intérieur du complexe métamorphique, avec des roches peu métamorphiques au sud et des roches très métamorphiques au nord. La limite du complexe métamorphique de Danba est marquée par un niveau de découplage mécanique caractérisé par la transposition de la surface stratigraphique et des schistosités S1 et S2 des turbidites du Trias de l'unité du Songpan Ganze dans une foliation contemporaine du développement d'une schistosité S3. Au cœur du complexe métamorphique, la foliation S_{0-1/2/3} est la foliation principale. Elle est orientée N130 et pend majoritairement vers le NE. La schistosité S3 contient des porphyroclastes de grenat, de staurotide et de disthène et est soulignée par la sillimanite. Deux phases de métamorphisme sont donc reconnues : le développement de la schistosité S3 est post-métamorphisme MT-MP et syn-métamorphisme MP-HT. L'isograde de la sillimanite est orientée comme les plans de schistosité S3, ce qui implique un métamorphisme inverse. Les relations d'obliquité entre la foliation S_{0-1/2} et la schistosité S3 sont préservées dans les niveaux plus compétents que les schistes comme les quartzites et les marbres. La foliation S_{0-1/2} décrit alors des plis déversés vers le sud-ouest. A la bordure nord-est du complexe métamorphique de Danba, la schistosité S3 forme des petits cisaillements du haut vers le nord-est. Ainsi, les critères cinématiques associés à la schistosité S3 (bandes de cisaillements, relations C/S, porphyroclastes asymétriques) indiquent un mouvement du haut vers le nord-est au nord et du haut vers le sud-ouest au sud, ce qui traduit une extrusion vers le haut des roches métamorphiques du cœur du complexe métamorphique de Danba par rapport aux métasédiments du Trias qui constituent l'encaissant. La foliation S3 souligne des massifs cristallins parfois migmatitiques qui sont donc interprétés comme des structures plissées. D'après les données géochronologiques, ces massifs cristallins représentent du socle Néoprotérozoïque.

Les déformations et le métamorphisme inverse associé nous permettent de proposer un mécanisme d'extrusion sur un grand cisaillement ductile. L'étude géochronologique associée à l'étude structurale et métamorphique confirme que le métamorphisme de haut degré s'est déroulé vers 180 Ma, durant l'orogénèse Indosinienne, mais montre aussi une réactivation métamorphique probablement de plus faible ampleur au tout début du Cénozoïque, qui pourrait être liée à l'orogénèse Himalayenne.

4.1 Introduction

La région de Danba (figure 4.1) constitue une fenêtre sur les niveaux structuraux inférieurs de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze qui constitue une grande partie du centre du plateau tibétain (Dirks et al. 1994, Huang et al. 2003a). Les structures complexes et le métamorphisme intense enregistrés dans la région de Danba sont *a priori* le résultat de la superposition des événements orogéniques Indosinien (210-150 Ma) et d'une réactivation Cénozoïque vers 30 Ma (Roger et al. 2004, 2008, Huang et al. 2003a, 2003b, Arne et al. 1997, Kirby et al. 2002). Une question fondamentale et actuellement discutée est de déterminer ce qui s'est passé entre ces deux orogénèses. Dans ce cadre, certains auteurs attribuent toute l'évolution métamorphique à l'évènement Indosinien conduisant à la formation d'un plateau au dessus d'une croûte épaisse au Trias (Roger et al. 2010) suivie d'une exhumation vers 30 Ma (Kirby et al. 2002, Arne et al. 1997). D'autres auteurs, s'appuyant sur des données géochronologiques récentes (Wallis et al. 2003, Itaya et al. 2009) qui mettent en évidence des recristallisations entre 80 et 40 Ma attribuent une partie du métamorphisme à la fin du Mésozoïque et au début du Cénozoïque. Yan et al. (2008) attribuent cet épisode métamorphique à l'effondrement partiel de la chaîne triasique, tandis que Wallis et al. (2003) proposent un évènement de haute température vers 65 Ma. Ainsi, il est crucial d'apporter de nouvelles données pour déterminer si l'évolution métamorphique de la région de Danba est belle et bien scellée au Trias ou si cette portion du plateau tibétain a été sensiblement réactivée depuis. Ainsi, nous présentons ici une étude intégrée, de l'échelle du terrain à celle de la lame mince, des déformations et du métamorphisme de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze dans la région de Danba, associée à de nouvelles données thermochronologiques moyenne et haute température. Les relations entre les structures et les minéraux, qui témoignent des relations entre enfouissement/exhumation et réchauffement/refroidissement au cours de l'évolution de la croûte orogénique nous permettront de discuter des aspects thermomécaniques et des modes d'exhumation affectant la croûte de cette région, et les âges associés nous permettront de replacer ces évènements dans le temps. Au terme de cette étude structurale, pétrologique et géochronologique, nous proposerons une histoire géologique et géodynamique depuis l'Indosinien jusqu'à l'actuel de la bordure est du plateau du Tibet.

4.2. Etat de l'art

4.2.1 Contexte géologique et stratigraphie

L'unité lithotectonique du Songpan Ganze couvre à peu près un quart de la surface de la partie centrale du plateau du Tibet, ce qui représente environ 200 000 km² (Zhang et al. 2006, Chen et Wilson, 1996). Paléogéographiquement, cette unité lithotectonique correspond à un immense bassin sédimentaire qui s'est développé au niveau de la Paléotéthys. La série sédimentaire Précambrienne à Triasique déposée dans le paléobassin du Songpan Ganze est caractéristique d'un environnement marin profond ce qui contraste avec la série sédimentaire du bassin du Sichuan caractérisée par des dépôts de plateforme (Mattauer et al. 1992, Dirks et al. 1994, Worley et Wilson 1996). Ceci conduit à proposer que durant le Paléozoïque et le Trias, le craton du Yangtze était bordé à l'Ouest par une marge passive et un bassin océanique (Chen et Wilson 1996, Dirks et al. 1994). La série sédimentaire Précambrienne et Paléozoïque de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze affleure dans la région de Danba et le long de la chaîne des Longmen Shan (Figure 4.1). Cette série sédimentaire est subdivisée en quatre unités attribuées à différentes périodes géologiques depuis la base jusqu'au sommet (Huang et al. 2003a) :

- La série métasédimentaire du Néoprotérozoïque et du Cambrien comprend principalement des marbres dolomitiques et des métamarnes, avec à la base de fins niveaux de micaschistes et de gneiss, ainsi que des niveaux de phosphorites actuellement exploités.
- La série métasédimentaire de l'Ordovicien, du Silurien et du Dévonien est constituée de métapélites (majoritaires dans le Silurien) intercalées de quartzite (majoritaires dans le Dévonien), amphibolites, métamarnes et marbres ;
- La série métasédimentaire du Carbonifère-Permien comporte des marbres alternant avec quelques niveaux de métapsammites. Ces roches sédimentaires comprennent également des metabasaltes dont le protolithe est interprété comme étant l'équivalent des roches volcanique de la province de l'Emeishan (Mattauer et al. 1992).

- la série métasédimentaire du Trias est caractérisée par une très grande épaisseur de turbidites grésopélitiques (10 à 15km d'après Mattauer et al. 1992)

La série sédimentaire du Songpan Ganze a été déformée et métamorphisée de manière intense au cours des orogénèses Indosinienne, mettant en jeu au Trias supérieur les cratons Chine du Nord, Chine du Sud et Qiangtang (Huang et al. 2003a, Roger et al. 2004, Harrowfield et Wilson 2005), et Himalayenne, résultant de la collision Inde-Asie (Wallis et al. 2003, Itaya et al. 2009). Ainsi, l'approche stratigraphique, si elle est pertinente pour la série triasique dans la partie superficielle du prisme d'accrétion, peu affectée par la déformation et le métamorphisme, trouve ses limites dans la partie profonde du prisme exhumée dans la région de Danba et au sud du granite de Xuelongbao (figure 4.1). En effet, l'absence de fossiles, l'intensité de la déformation caractérisée par le développement d'une foliation composite transposant la stratigraphie et le haut degré de métamorphisme brouillent le message stratigraphique initial. Dans la suite, nous raisonnerons donc en nous basant sur les lithologies, et non sur les âges stratigraphiques, ce qui implique la nécessité de considérer des datations absolues pour dérouler l'histoire de la déformation et du métamorphisme.

4.2.2 Définition de l'objet d'étude

Les études antérieures au SE du Songpan Ganze ont permis d'identifier un complexe métamorphique dans la région de Danba (Huang et al. 2003a, Mattauer et al. 1992, Harrowfield et Wilson, 2005, Zhou et al. 2008, Suhua et al 2009). Dans la littérature, cet objet est décrit comme un dôme métamorphique défini par les isogrades du grenat et de la sillimanite et situé au cœur d'une antiforme d'échelle régionale ouvert vers le SE, dont la fermeture périclinale est ennoyée vers le NW (Huang et al. 2003a). La bordure de l'antiforme est soulignée par le contact entre les schistes turbiditiques du Trias et les roches métasédimentaires attribuées au Paléozoïque. La structure antiforme est soulignée par l'isograde de la biotite (Huang et al. 2003a). Au cœur de l'antiforme de Danba, des structures en dômes plus petites sont décrites : dôme de Gezong, dôme de Gongcai, dômes de Bawang-Cunnuchan et Qingaling (figure 4.2).

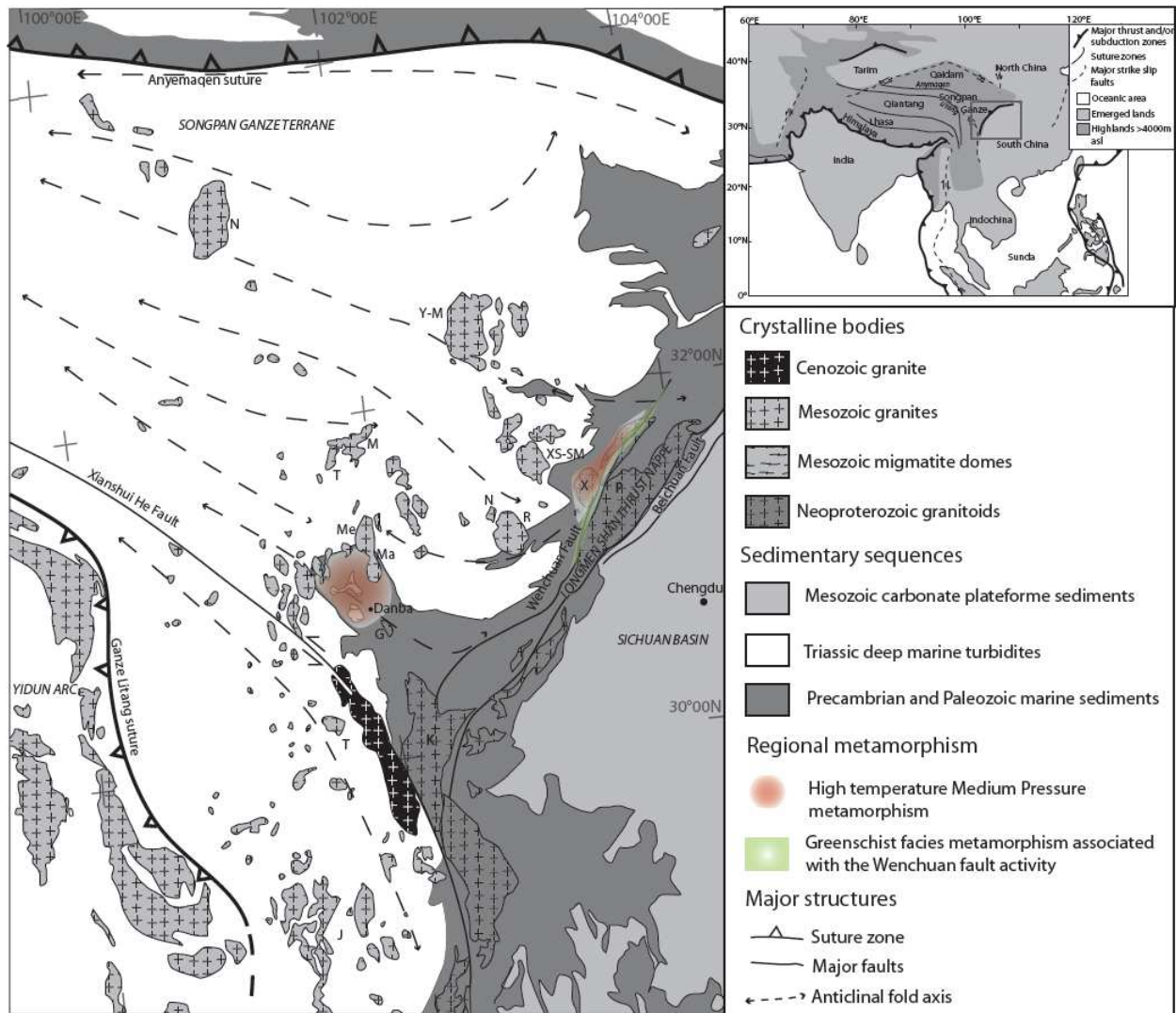


Figure 4.1 : Carte géologique de la bordure Est du plateau du Tibet. J=granite de Juilong, T=granite de Tagong, Ma=granite de Manai, M=granite de Markam, R=granite de Rilong, XS-SM=granites de Xue Sheng et Sheng Meng, Y-M=granites de Yaggon et Maoergai, N=granite de Nyanbaoyeche, X=granite de Xuelongbao, P=granodiorite de Pengguan, K=granodiorite de Kangding. Le rectangle noir représente la zone d'étude : le complexe métamorphique de Danba dont une carte à plus grande échelle est présentée en figure 4.2.

Ces structures sont interprétées soit comme des figures d'interférences entre des plis aux surfaces axiales sub-perpendiculaires entre elles (Huang et al. 2003a), soit comme des diapirs (Harrowfield et Wilson, 2005). La bordure nord de l'antiforme de Danba est jalonnée par des plutons de granite syn à post déformation (Huang et al. 2003a), notamment celui de Manai au nord-est daté par U/Pb sur zircon entre 224 ± 4 Ma (Yuan et al. 2010) et 197 ± 6 Ma (Roger et al. 2004).

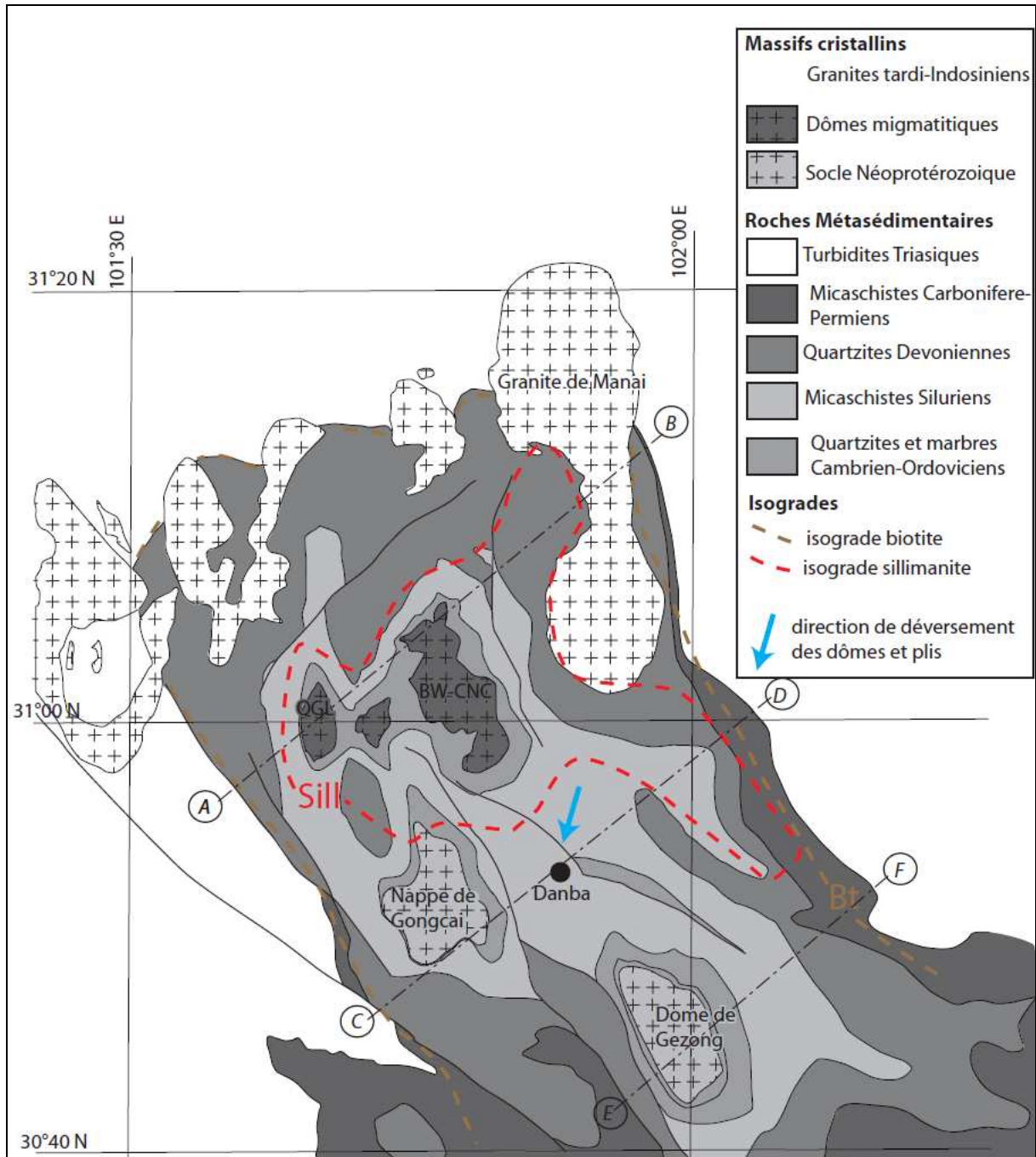


Figure 4.2: Carte du complexe métamorphique de Danba. Cette carte représente les principales caractéristiques qui sont décrites dans la littérature (Huang et al. 2003a, 2003b, Mattauer et al. 1992, Harrowfield et Wilson, 2005) Le cœur de l'antiforme est constitué de métasédiments paléozoïques. L'isograde de la biotite suit l'antiforme. L'isograde de la sillimanite forme un triangle dans la partie nord de l'antiforme. L'objet géologique défini par ces trois caractères est appelé dans cette étude « complexe métamorphique de Danba ». L'étude des structures et des assemblages minéralogiques et leur signification sont l'objet d'étude de ce chapitre. QGL=Dôme de Qingaling, BW-CNC=Dôme de Bawang-Cunnuchan. Les traits pointillés noirs indiquent la position des coupes de la figure 4.4.

Ce pluton se présente sous la forme d'un laccolithe dont le mur et le toit sont parallèles à la bordure de l'antiforme de Danba. Ce pluton est composite, et les intrusions du sud présentent une foliation dont l'orientation est elle aussi parallèle à la bordure de l'antiforme de Danba. Dans cette étude, qui s'intéresse à la fois aux structures et au métamorphisme de cette région, nous choisissons d'appeler « complexe métamorphique de Danba » l'ensemble géologique constitué par la structure antiforme de Danba avec son cœur présentant des roches métamorphiques de haut grade réparties grossièrement dans un dôme déversé. Nous nous efforcerons dans cette étude d'éclaircir le lien entre les structures et le métamorphisme observé dans cette région.

4.2.3 : Modèles proposés pour les déformations et le métamorphisme des roches du complexe métamorphique de Danba.

La série sédimentaire du Néoprotérozoïque au Trias repose à l'est sur le socle cristallin de la bordure ouest du craton du Yangtze, constitué par un arc magmatique accréé durant le Néoprotérozoïque (chapitre 2). Les travaux de cartographie antérieurs indiquent qu'à l'ouest de la chaîne des Longmen Shan indiquent que le complexe métamorphique de Danba est constitué de roches cristallines issues de protolithes sédimentaires (quartzite, schistes, paragneiss) attribués au Paléozoïque et au Néoprotérozoïque et de roches magmatiques (amphibolites, orthogneiss) interprétées comme représentant un socle Néoprotérozoïque (Huang et al. 2003a, Zhou et al. 2008, Suhua et al. 2010). Cependant, les relations socle/couverture sont oblitérées par une déformation et un métamorphisme Barrovien de moyenne pression, moyenne température, caractérisé par les minéraux index que sont biotite, grenat, staurotide, disthène, sillimanite et allant jusqu'à la fusion partielle comme l'atteste la présence de migmatites (Spear 1993, Suhua et al. 2009, Huang et al. 2003a, Wallis et al. 2003). L'âge du métamorphisme affectant les roches affleurant au sein du complexe métamorphique de Danba est actuellement l'objet de débats. Certains auteurs proposent que le métamorphisme et les déformations observées à Danba datent de l'orogénèse Indosinienne (fin Trias-début Jurassique, Chen et Wilson 1996, Roger et al. 2004, 2008, Mattauer et al. 1992, Huang et al. 2003a, 2003b) et n'ont pas ou très peu été affectées par du métamorphisme et/ou de la déformation associés à l'orogénèse Himalayenne. Cependant, Wallis et al. (2003) et Itaya et al. (2009), s'appuyant

sur des âges U/Pb sur monazite contenant des inclusions de sillimanite et des âges Ar/Ar sur micas, proposent que le métamorphisme de facies amphibolite et la migmatisation, ainsi que la déformation associée ont pu se produire il y a 65 Ma, sans toutefois proposer de modèle tectonique.

Dans l'hypothèse d'une déformation et d'un métamorphisme contemporain de l'orogénèse Indosinienne, deux phases sont identifiées (Huang et al. 2003a, 2003b).

- Le métamorphisme allant de la zone à chlorite-séricite jusqu'à la zone à disthène est interprété comme associé à une première phase de déformation Indosinienne que Huang et al. (2003b) ont daté entre 204 et 190 Ma par les méthodes U-Th-Pb sur monazite, U-Pb sur titanite et Sm-Nd sur grenat de minéraux associés aux structures D1. Cette phase est caractérisée par des plis isoclinaux droits d'axe globalement E-W et lié à un raccourcissement N-S (Yong et al. 2006, Harrowfield et Wilson 2005). Ces directions de plis sont typiques de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze et s'observent partout sauf à sa bordure est où les plis sont transposés par la zone de cisaillement de Wenchuan, dans la chaîne des Longmen Shan, à l'est du plateau tibétain (Dirks et al. 1994, Worley et Wilson 1996, Harrowfield et Wilson 2005). Selon Dirks et al (1994) et Roger et al. (2008), cet épisode métamorphique correspond à la formation au Trias d'un prisme d'accrétion d'échelle crustale lors de la fermeture du paléobassin du Songpan Ganze. Cette fermeture s'est produite le long de deux zones de subduction, la zone d'Anyuqen au nord et la zone de Ganze-Litang au sud. Dans le modèle de Dirks et al. (1994), le déplacement relatif entre l'unité lithotectonique du Songpan Ganze et le craton du Yangtze est accommodé par la zone de cisaillement senestre de Wenchuan. Dirks et al. (1994), proposent de plus que la déformation affectant la marge du Songpan Ganze dans les Longmen Shan soit également liée à l'orogénèse Indosinienne avec des spécificités locales dues à sa topologie. Dans ce modèle, une avancée du socle (Kangding et Gezong, Figure 4.1) au sud de la chaîne des Longmen Shan gêne en effet la propagation du cisaillement de Wenchuan. Ceci provoque l'épaississement et le métamorphisme de la série sédimentaire et de la marge à la fin du Trias, ainsi que leur chevauchement sur le craton du Yangtze, comme l'atteste le fonctionnement ultérieur en inverse de la faille de Wenchuan et le déversement vers le sud-ouest du complexe métamorphique de

Danba à la fin de l'Indosinien (Worley et Wilson, 1996, Dirks et al. 1994, Mattauer et al. 1992, Roger et al. 2008).

- Le métamorphisme de haute température dont témoignent l'apparition de la sillimanite et les migmatites exposées à Danba seraient liés à un deuxième épisode de déformation (Huang et al. 2003b), qui se serait produit lors de l'orogénèse Yanshanienne vers 160 Ma, d'après les âges Sm/Nd sur grenat et U/Pb sur sphène et monazite (Huang et al. 2003b). Cette orogénèse correspondrait à la collision entre le bloc du Quiangtang et le bloc Chine du Sud (Huang et al. 2001). Cette orogénèse est assez mal définie et peut être incluse dans l'orogénèse Indosinienne si on considère que celle-ci met en jeu les blocs Chine du Nord, Chine du Sud et Quiangtang. La rencontre entre ces trois éléments tectoniques a pu s'étaler dans le temps.

4.3 Analyse structurale des roches métamorphiques du complexe métamorphique de Danba et relations microstructures – minéraux du métamorphisme

4.3.1 Structure

4.3.1.1. Structures au niveau des bordures du complexe métamorphique de Danba

D'après nos observations de terrain, ce qui souligne la bordure du complexe métamorphique de Danba d'un point de vue structural est une zone de transposition de la schistosité $S_{0-1/2}$ des schistes turbiditiques du Trias dans une schistosité S_3 (Figure 4.4). Dans le détail, les relations entre les schistosités sont les suivantes (figure 4.4) :

- La surface stratigraphique S_0 des schistes attribués au Trias, au Carbonifère et au Permien (Figure 4.4, 4.5), est systématiquement recoupée par une schistosité S_1 de plan axial de plis P_1 isoclinaux asymétriques à charnières épaissies. Les plans axiaux de ces plis sont orientés NW-SE et ont un pendage de 70° vers le NE. (Figure 4.4). La schistosité S_1 et les plis P_1 sont des structures typiques de la déformation

des turbidites de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze (Huang et al. 2003a, Harrowfield et Wilson, 2005).

La schistosité S1 est recoupée et transposée dans une schistosité S2 qui correspond à des bandes de cisaillements. Les niveaux plus riches en quartz, plus compétents que les niveaux de micaschistes, préservent préférentiellement la S1, qui est crénelée. Dans les niveaux riches en micas, la S1 est complètement transposée dans la schistosité S2 et l'obliquité entre S0 et S2 est plus faible (Figure 4.4, 4.6). Une linéation subhorizontale souligne l'intersection entre S1 et S2.

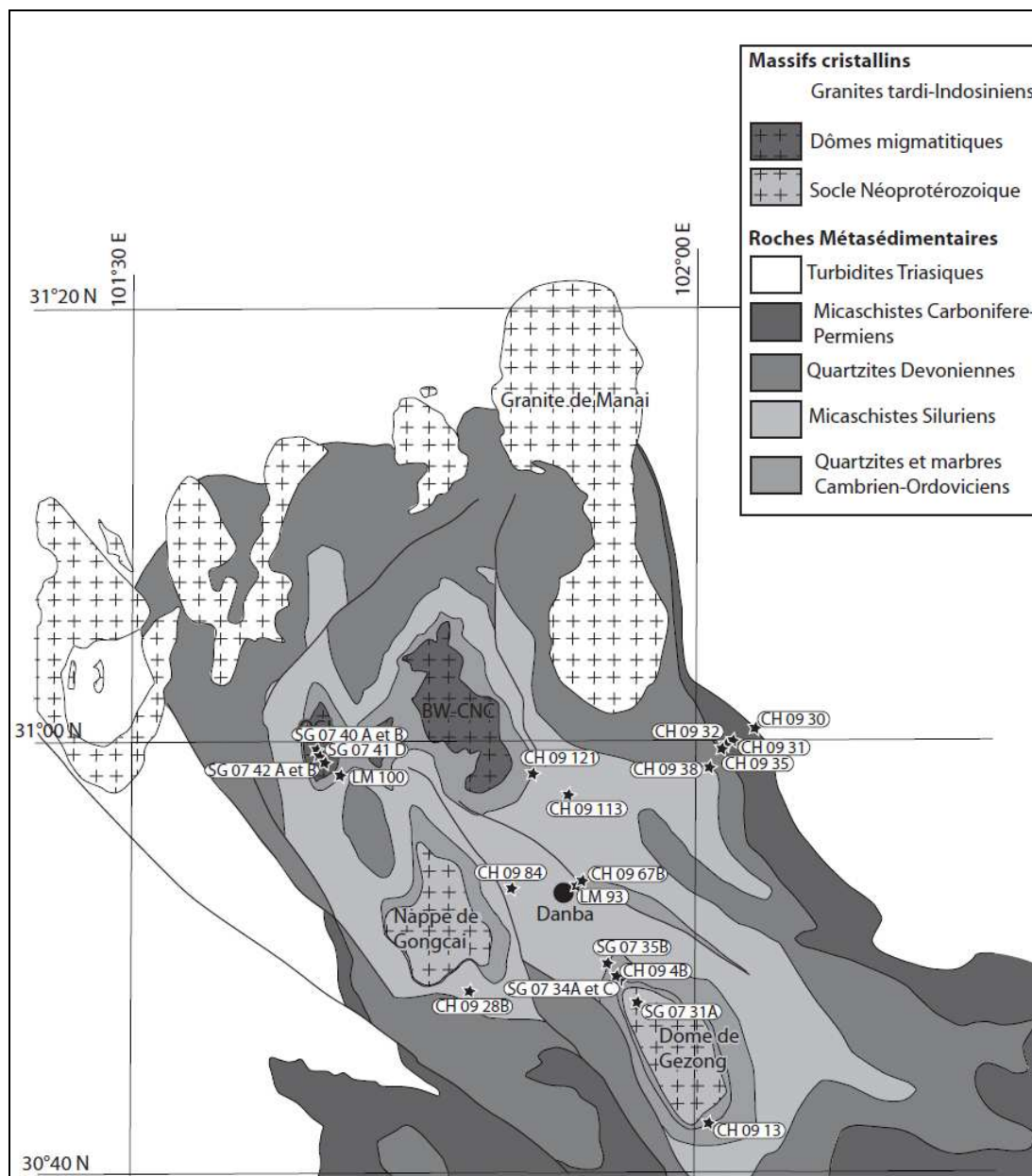


Figure 4.3 : Carte de localisation des échantillons cités.

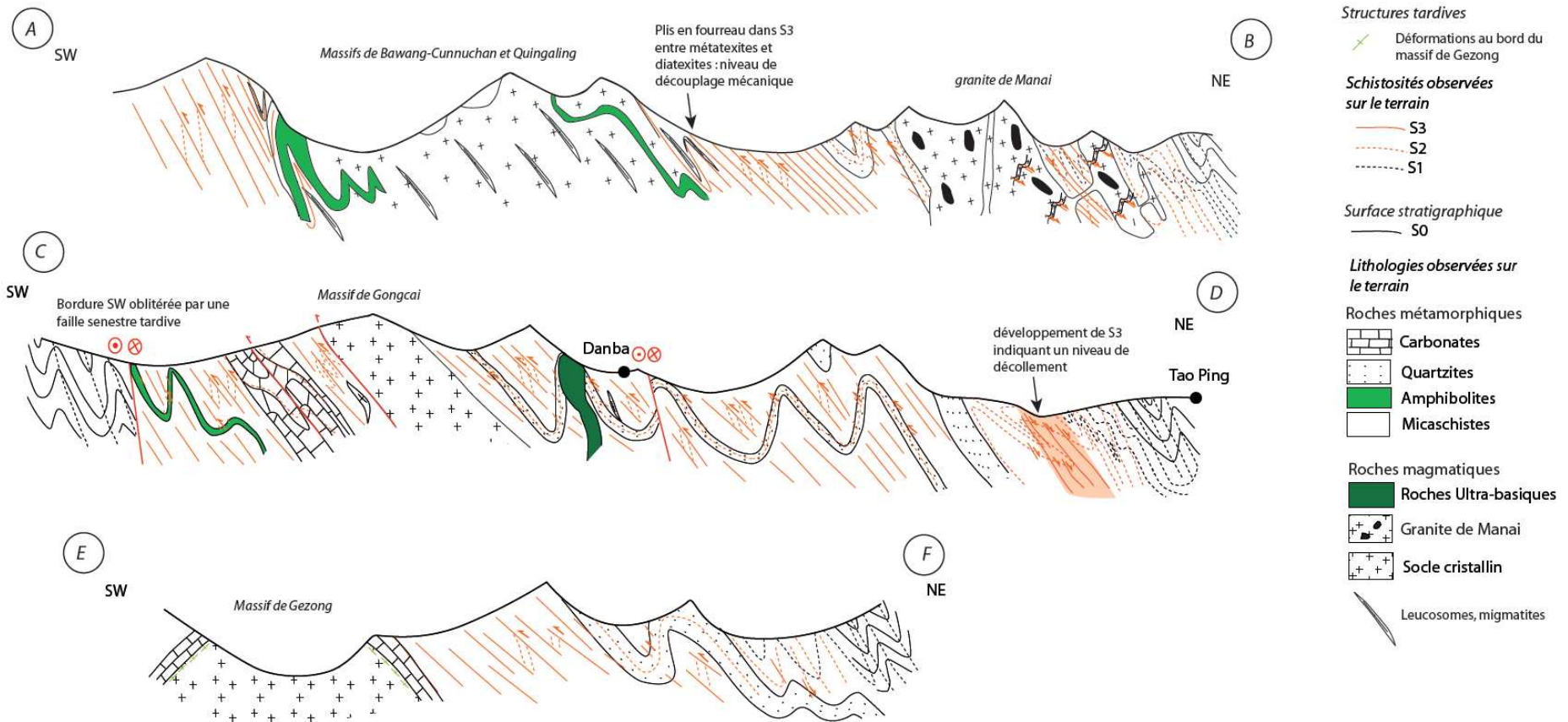


Figure 4.4 : Trois coupes NE-SW dans le complexe métamorphique de Danba montrant les principales structures et leurs relations (figure 4.2). AB : coupe au niveau des massifs migmatitiques ; CD : coupe au niveau de la nappe déversée de Gongcai ; EF : coupe au niveau du massif de Gezong. La schistosité S3 marque la bordure du complexe métamorphique. Le développement de cette schistosité correspond à un niveau de décollement entre les métasédiments turbiditiques et ceux du cœur du complexe. Au NE, la S3 est correspond à des cisaillements du haut vers le nord-est. Au SW et au cœur du complexe métamorphique, la S3 correspond à des cisaillements du haut vers le sud-ouest. Les critères cinématiques tels que l'obliquité de la S3 par rapport à la S0-1/2 préservée dans les lithologies compétentes, et le déversement des plis P3 indiquent un mouvement général du haut vers le sud-ouest. AB=50Km

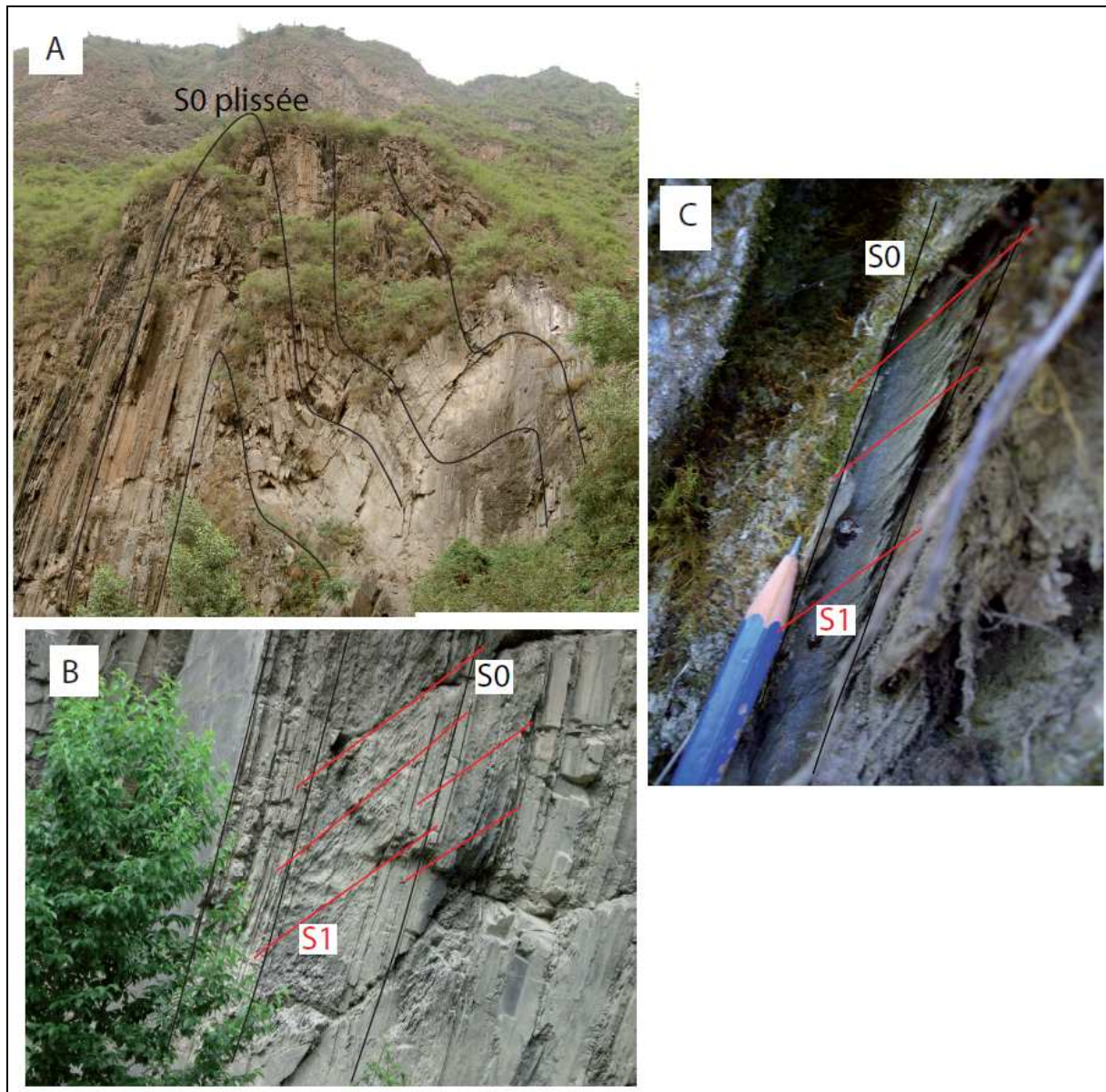


Figure 4.5 : Relation macroscopique entre la stratigraphie et la schistosité S_1 de plan axial dans les turbidites Triasiques de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze. A) La stratigraphie plissée (en noir), déformation typique de l'unité du Songpan Ganze ; B) et C) Relation entre la stratigraphie (en noir) et la schistosité S_1 de plan axial (en rouge) à deux échelles différentes.

- La transposition de la S_0 -1/2 dans la S_3 aboutit au développement d'une foliation corrélée globalement avec l'isograde de la biotite le long de la bordure du complexe métamorphique de Danba et qui porte une linéation d'étirement de direction nord-sud.

- Sur la bordure nord-est du complexe, cette foliation S_3 est pentée de 20 à 30° vers le NE. Dans les zones où l'obliquité entre $S_{0-1/2}$ et S_3 est préservée, la forme sigmoïde des microlithons et des porphyroclastes indique un cisaillement du haut vers le nord (Figure 4.7). De même, dans ce secteur, les veines granitiques formant le stock filonien au toit du pluton de Manai sont recoupées par des bandes de cisaillement qui soulignent des formes sigmoïdes compatibles également avec un cisaillement du haut vers le nord (figure 4.4, coupe AB).
- Sur la bordure sud-ouest du complexe métamorphique de Danba, les schistes turbiditiques du Trias sont également affectés par un plissement isoclinal avec une schistosité de plan axial S_1 recoupée par une schistosité S_2 . Cependant, la foliation S_3 est plus fortement pentée qu'au nord-est et localement déversée vers le sud-ouest et ainsi l'obliquité des schistosités S_1 , S_2 et S_3 est moins forte que sur la bordure nord-est. La bordure sud-ouest du complexe métamorphique de Danba est également affectée par une faille senestre qui oblitère ces structures (figure 4.4).

4.3.1.2. Structures au cœur du complexe métamorphique de Danba

Au cœur du complexe métamorphique de Danba, la foliation S_3 des roches métamorphiques est interprétée comme étant associée à la transposition de $S_{0-1/2}$ dans S_3 . Cette schistosité est globalement de plan axial de pli P_3 . L'obliquité entre $S_{0-1/2}$ et S_3 est préservée aux contacts entre lithologies présentant des contrastes de compétence (quartzite/schiste par exemple). La foliation $S_{0-1/2}$ décrit alors des plis déversés vers le sud-ouest. L'asymétrie de ces plis indique un déversement apparent vers le sud-ouest mais cette interprétation n'est pas univoque compte tenu de la présence de bandes de cisaillements compatibles avec un mouvement du haut vers le nord-est sur la bordure nord-est du complexe qui pourraient, au moins en partie, être à l'origine de cette asymétrie. La foliation $S_{0-1/2/3}$ est généralement de direction NW-SE et fortement pentée (70°NE en moyenne) (Figure 4.8 et 4.9). Elle souligne les structures des massifs cristallins qui affleurent dans le complexe métamorphique de Danba (massif de Gezong, de Gongcai, de Bawang-Cunnuchan et Qingaling, figure 4.2). La linéation minérale L_3 portée

par les plans de schistosité S_3 est de direction nord-sud et plonge faiblement (Figure 4.8 et 4.9). Les critères cinématiques tels que des bandes de cisaillements et des microlithons de forme sigmoïde sont compatibles en majorité avec un mouvement de cisaillement du haut vers le sud-ouest contemporain du développement de la schistosité S_3 et de la linéation L_3 (Figure 4.10). Ce cisaillement est également compatible avec la forme asymétrique des massifs migmatitiques du nord du complexe métamorphique (Bawang-Cunnuchan et Qingaling) et des écailles de socle (Gezong et Gongcai) qui sont déversés vers le sud-ouest. Très localement, dans le cœur du complexe métamorphique de Danba, une schistosité S_4 verticale d'azimut NS recoupe la foliation (Figure 4.9).

La transposition de $S_{0-1/2}$ dans la schistosité S_3 de faible pendage au niveau de la bordure nord-est du complexe métamorphique de Danba a été interprétée comme correspondant à un niveau de décollement en chevauchement par Mattauer et al. (1992) et Harrowfield et Wilson (2005). Sur la base des observations décrites ci-dessus, nous rejoignons l'interprétation de cette zone de transposition en termes de niveau de découplage mécanique. Néanmoins, en contraste avec le modèle de ces auteurs, nous proposons, sur la base des sauts de faciès métamorphiques, de l'asymétrie des massifs cristallins et des critères cinématiques, que ce niveau de découplage enregistre un mouvement normal top-au-nord sur la bordure nord-est du complexe métamorphique et un mouvement inverse top-au-sud sur la bordure sud-ouest. Ce mouvement relatif accommode ainsi l'extrusion des roches métamorphiques affleurant dans la partie nord du complexe de Danba par rapport aux roches moins métamorphiques encaissantes.

L'ensemble de ces structures est recoupé par des failles senestres. Les témoins de ces failles sur le terrain sont des niveaux très fins et noirs d'ultramylonite, associés à un métamorphisme de faciès schiste vert très localisé. Huang et al. (2003a) proposent que ces failles soient activées au Cénozoïque en conséquence de l'orogénèse himalayenne.

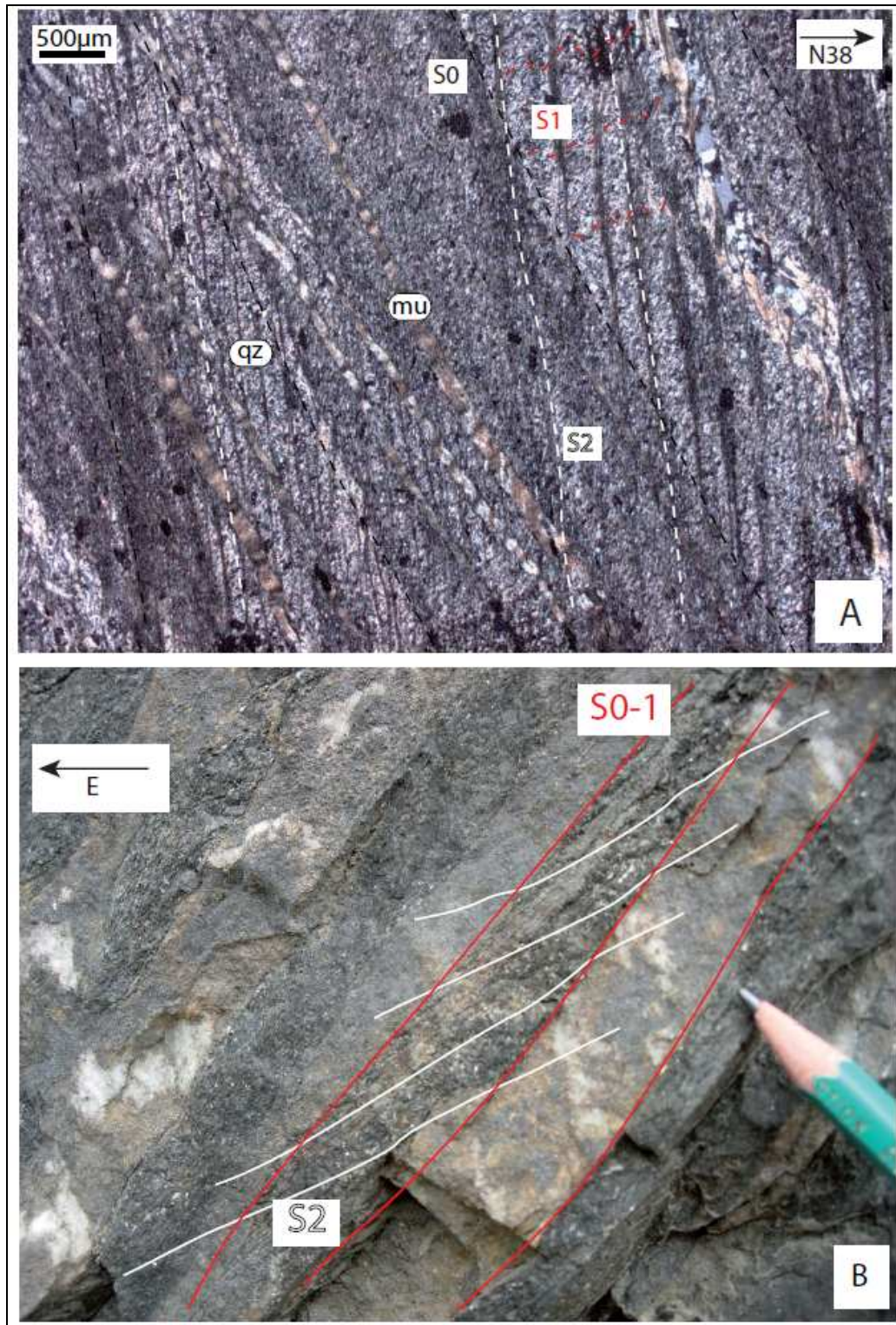


Figure 4.6 : Relations entre la schistosité S1 de plan axial de plis P1 et la schistosité S2 qui correspond à des bandes de cisaillement du haut vers le sud transposant S1. A) Microphotographie de l'échantillon CH 09 30 (figure 4.3) montrant la schistosité S1 crénelée (en rouge) préservée dans les niveaux riches en quartz et plus compétents, et la schistosité S2 (en blanc) soulignée par les niveaux micacés ; B) Relation entre la schistosité S0-1 et la schistosité S2 à l'échelle de l'affleurement. mu=mica blanc, qz=quartz

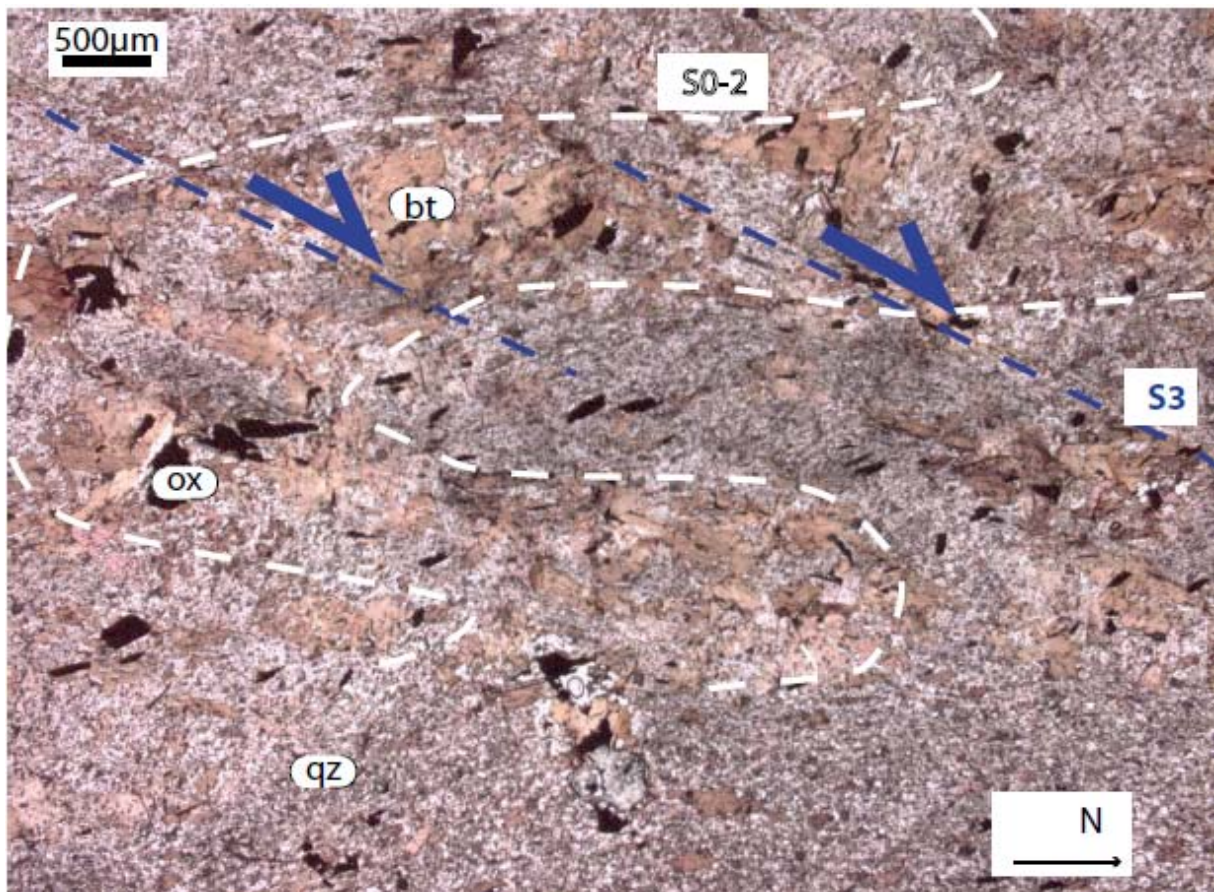


Figure 4.7 : Microphotographie de l'échantillon CH 09 32 (figure 4.3) montrant la relation entre la foliation composite S0-1/2 et la schistosité S3, qui correspond à des bandes de cisaillement du haut vers le nord sur la bordure nord-est du complexe métamorphique de Danba. Les pointillés blancs soulignent la foliation S0-1/2 et les pointillés bleus soulignent la schistosité S3. A noter que la biotite apparaît à la fois en clastes repris par S3 et en néoblastes syncinématiques soulignant S4. bt=biotite, ox=oxyde, qz=quartz.

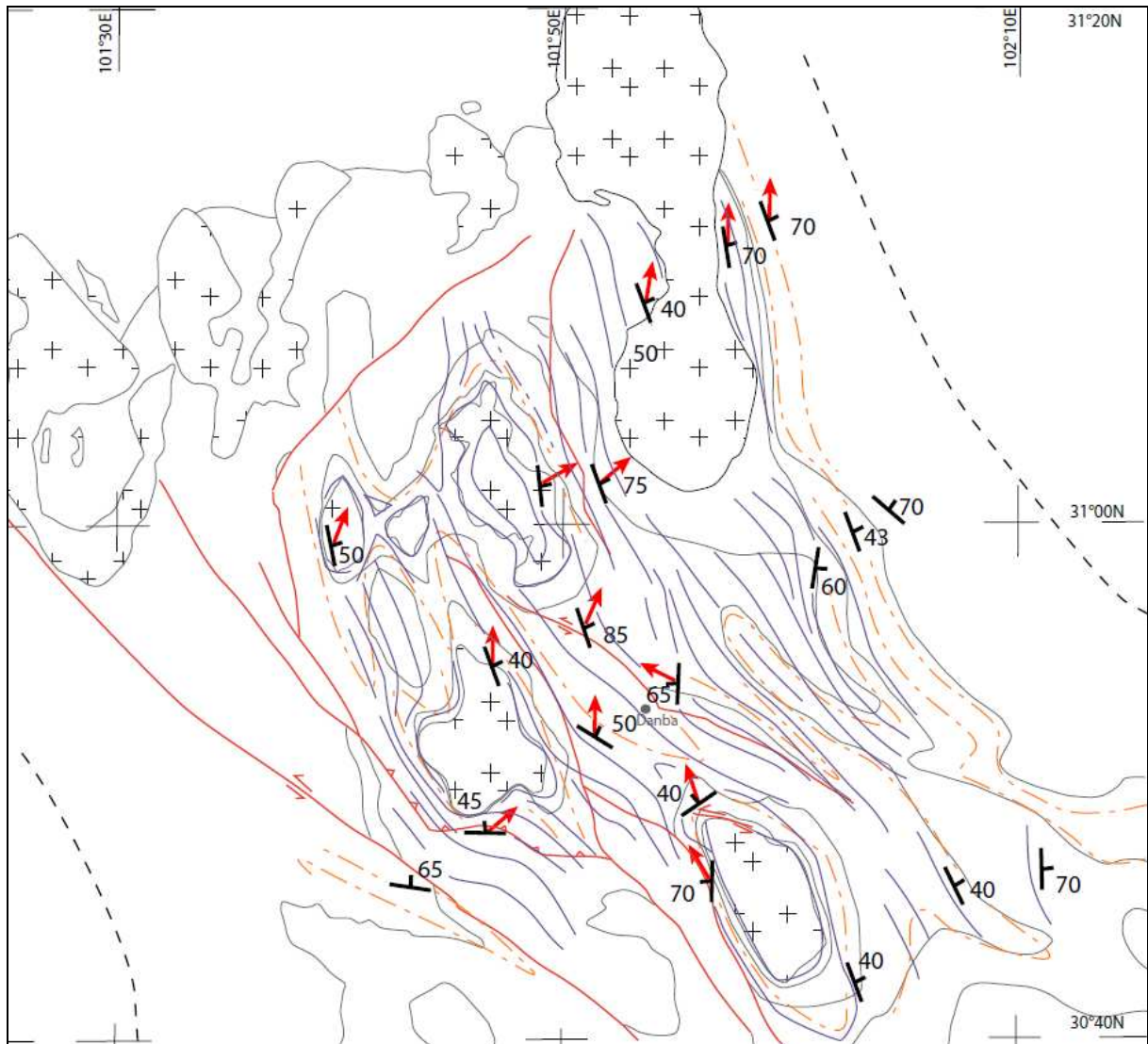


Figure 4.8 : Carte montrant les structures principales du complexe métamorphique de Danba. On a représenté quelques symboles de pendage (en noir) et linéation (flèches rouges), qui représentent les plans de schistosité S_3 et les linéations d'étirement minérale L_3 portée par les micas et la sillimanite. La schistosité/foliation $S_{0-1/2}$ est représentée en pointillés orange. Cette schistosité est plissée par des plis P_3 de schistosité de plan axial S_3 , représentée en traits violets. La schistosité S_3 est concordante sur les bords des massifs cristallins déversés et forme cartographiquement des structures fermées à ces endroits. Les massifs cristallins apparaissent donc au cœur de plis en fourreaux. Les pointillés noirs hors du complexe métamorphique représentent les axes des plis P_1 affectant les turbidites du Songpan Ganze, et les traits rouges représentent les failles senestres tardives.

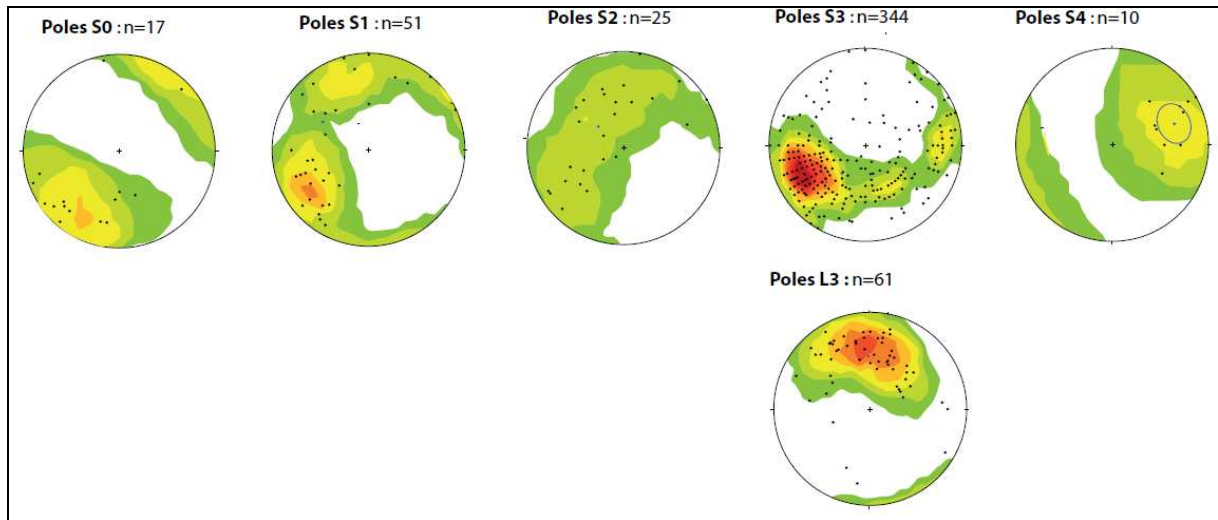


Figure 4.9 : Stéréogrammes de Schmidt (hémisphère inférieur) montrant les directions générales des structures du complexe métamorphique de Danba. Les pôles de la stratification S_0 , mesurés dans les turbidites triasiques indiquent une surface stratigraphique S_0 fortement pentée d'azimut NW-SE. Ceci reflète la verticalisation des plans de stratification en relation avec le plissement isoclinal P_1 des turbidites du Trias. La schistosité S_1 présente une distribution en guirlande avec deux modes indiquant des plans ayant une direction dominante autour de $N130$ mais les uns (mode dominant) avec des pendages vers le nord-est et les autres avec des pendages vers le sud-ouest. Ceci reflète la différence d'obliquité entre S_0 et S_1 sur les flancs normaux et inverses des plis P_1 . Les pôles de la schistosité S_2 forment une guirlande plus régulière ce qui traduit les variations de pendages de ces plans autour d'un axe de direction $N130$ à plongement faible vers le nord-ouest grossièrement parallèle aux axes des plis P_1 . L'extrémité nord de la guirlande indique la présence de plans avec un pendage fort vers le sud et des azimuts allant de $N130$ à $N160$ ce qui correspond à la transposition des structures du Songpan Ganze en accord avec l'orientation de la marge ouest du craton du Yangtze limitant l'unité lithotectonique du Songpan Ganze à l'est. Les plans de schistosité S_3 sont orientés majoritairement $N140$ et présentent des pendages majoritairement vers le nord-est. Elle est associée aux linéations minérale et d'étirement L_3 peu pentées vers le nord. La déformation associée à S_3 et L_3 est caractérisée par un déversement du haut vers le sud-ouest. La schistosité S_4 est en position de plan axial de plis affectant la foliation S_3 .



Figure 4.10 : Critères cinématiques indiquant un mouvement du haut vers le SW. A) plis P₃ déversés observés dans les lithologies compétentes telles que marbres et quartzites ;B) pli-faille dans les marbres ; C) porphyroclastes de staurotide de forme sigmoïde; D) Structure C/S dans les micaschistes. St=staurotide, S=schistosité, C=cisaillement

4.3.2. Structure et pétrographie des affleurements de socle cristallin

Les affleurements de socle cristallin présentent des caractéristiques structurales et métamorphiques variables selon leur position géographique par rapport à la marge du craton du Yangtze, qui correspond actuellement grossièrement à la bordure est du plateau du Tibet (figure 4.1). Ces affleurements sont décrits depuis les plus proximaux à la marge jusqu'aux plus distaux.

4.3.2.1. Le massif de Gezong (figure 4.2)

Le dôme de Gezong (nommé ainsi par Huang et al. 2003a, Zhou et al. 2008), au sud-est du complexe métamorphique de Danba, est le plus proche de la marge du craton du Yangtze. Il est constitué majoritairement de granodiorite et de leucogranite recoupés par de nombreux dikes de dolérite. La granodiorite est datée à 864 ± 8 Ma par la méthode U/Pb sur zircon (Zhou et al. 2002, Roger et Calassou 1997) et correspond donc à un équivalent de la marge ouest du craton du Yangtze. Les dikes de dolérites et de leucogranite sont postérieurs, mais non datés. A la bordure du massif de Gezong, la granodiorite et le leucogranite sont déformés en orthogneiss et leucogneiss qui présentent une fabrique ductile soulignée par une schistosité et des bandes de cisaillement à biotite et muscovite (figure 4.12 A), tandis que les roches constituant le cœur du massif ne présentent pas de déformation (Figure 4.11). Les dolérites présentent localement des textures réactionnelles avec transformation de hornblende en biotite (Figure 4.12 B). Au nord et au sud, les roches cristallines du dôme de Gezong sont en contact avec des roches métasédimentaires attribuées au Néoprotérozoïque (d'après la carte géologique de Danba, Service géologique chinois). Cette série métasédimentaire comprend de bas en haut, des marbres, des amphibolites et des micaschistes. Certains niveaux d'amphibolite ont préservé des textures de roches magmatiques, notamment au sud du dôme. Ainsi, ces amphibolites de la série sédimentaire sont interprétées comme l'équivalent des dikes de dolérite intrusifs au sein des roches plutoniques acides et transposés avec la série sédimentaire. Au sud, le contact entre les roches plutoniques du cœur du dôme de Gezong et les roches métasédimentaires de sa couverture est marqué par une zone de mylonite associée à de nombreuses veines de quartz et calcite et

également par la présence d'épidote, de muscovite et de chlorite témoignant de transfert d'éléments par l'intermédiaire de circulations fluides. Au nord, les roches cristallines proches du contact avec les métasédiments sont affectées par une zone de cisaillement sénestre de direction NW-SE.



Figure 4.11: Photo du dôme de Gezong. A) Bordure nord avec orthogneiss (croix noires allongées). B) Bordure sud avec couverture métasédimentaire (traits noirs) structuralement au dessus des roches cristallines (croix noires). Le contact est marqué par une zone de mylonite (croix rouges).



Figure 4.12 : Caractéristiques du massif de Gezong. A) Bandes de cisaillements dans l'orthogneiss au niveau de la bordure nord du massif de Gezong indiquant un cisaillement du haut vers le sud. B) dike de dolérite partiellement transformé en biotite au contact avec l'orthogneiss. S=schistosité, C=cisaillement

4.3.2.2. Le massif de Gongcai (figure 4.2)

Le massif de Gongcai, classiquement nommé « dôme de Gongcai » d'après la structure décrite dans la carte géologique de Danba du Service géologique Chinois, est en position centrale géographiquement dans le complexe métamorphique de Danba (figure 4.2.). Ce massif est constitué majoritairement d'orthogneiss et de leucogneiss associés à des niveaux d'amphibolite plissés et boudinés. Cependant, les roches du massif de Gongcai ne sont pas intrudées par des dikes mafiques similaires à ceux observés dans le massif de Gezong. Si les protolithes de ces gneiss sont comparables à ceux du cœur du massif de Gezong, leur structure est caractérisée par une foliation beaucoup plus pénétrative dans laquelle sont transposés les différents types lithologiques (orthogneiss, leucogneiss, amphibolite). Dans des zones où les textures magmatiques sont préservées, des contacts lobés ou diffus entre les différents faciès sont interprétés comme des figures de mélange à l'état magmatique (figure 4.13 A,B) soit lors de la cristallisation fractionnée, avec formation successive de cumulats basiques, granitiques et leucogranitiques syndéformation, soit en relation avec des injections syntectoniques successives de magmas de compositions différentes. Les cristaux de zircon issus du faciès dominant de granodiorite de Gongcai présentent des cœurs magmatiques hérités d'âge Néoprotérozoïque et des surcroissances métamorphiques datées à 173 ± 3 Ma par la méthode U/Pb sur zircon (Zhou et al. 2002). Les autres types de magmas n'ont pas été datés. Cependant, on peut supposer que le protolithe magmatique des roches cristallines qui forment le cœur du dôme de Gongcai correspond au socle Néoprotérozoïque, par analogie avec les textures et structures similaires observées dans le massif du Pengguan dans les Longmen Shan et dans le massif du Kangding au sud du complexe métamorphique de Danba. A la différence des gneiss de Gezong, la foliation des roches cristallines du massif de Gongcai sont recoupées par des dikes de leucogranite et de pegmatite qui sont également localement partiellement transposés dans la foliation majeure (figure 4.13 C). Au nord du massif, la foliation et la bordure du dôme décrivent une fermeture périclinale avec un axe N-S faiblement penté vers le nord (figure 4.14 B). Sur cette bordure nord, les roches métasédimentaires qui sont structurellement au dessus des orthogneiss sont majoritairement des micaschistes à grenats et silicate d'alumine,

alternant avec des niveaux de quartzite et de metagrauwackes contenant également des niveaux d'amphibolites.

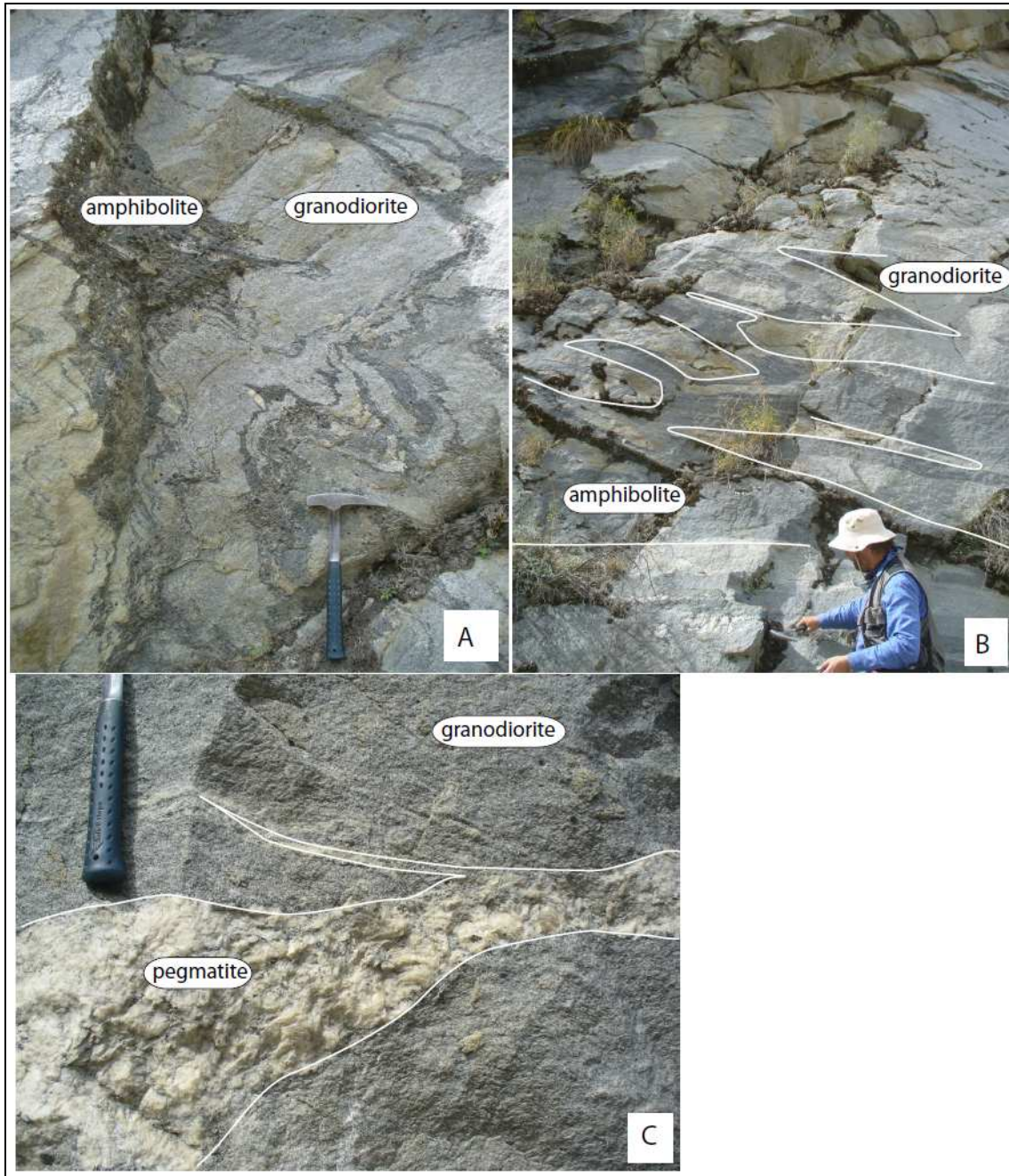


Figure 4.13 : Structures magmatiques dans le massif de Gongcai ; A) alternances de granodiorite et amphibolite plissées. B) plis isoclinaux affectant les contacts entre granodiorite et l'amphibolite ; C) filon de pegmatite tardif.

Au contraire, au sud du massif, les orthogneiss reposent structurellement sur des roches métasédimentaires dominées par des marbres (figure 4.14 A). Au nord et au sud, la

foliation des roches cristallines ortho et paradérivées est concordante aux contours du dôme et porte une linéation minérale et d'étirement de direction N-S. Ainsi, le massif de Gongcai a une géométrie de pli en fourreau dont le « nez » pointe vers le sud-ouest et correspond à une nappe à cœur d'orthogneiss déversée vers le sud-ouest. Il est à noter que cette proposition basée sur des critères structuraux diffère de la représentation cartographique proposée par dans la feuille de Danba de la carte du Service Géologique chinois, et reprise par la plupart des auteurs.



Figure 4.14 : La nappe déversée de Gongcai. A) Au nord, la nappe est légèrement plissée selon un axe N-S, B) Au sud, la granodiorite (croix noires) repose structurellement sur les métasédiments (traits noirs)

4.3.2.3. Les massifs migmatitiques de Bawang-Cunnuchan et Qingaling (figure 4.2)

Les massifs de Qingaling et de Bawang-Cunnuchan dans la partie nord-ouest du complexe métamorphique de Danba sont ceux qui sont le plus éloignés de la marge du craton du Yangtze orientée NE-SW (figures 4.1, 4.2). Le cœur de ces massifs est constitué de diatexites ou granites hétérogènes entourées de métatexites d'amphibolites et de paragneiss (voir Vanderhaeghe 2009 pour les définitions). Les diatexites comprennent des enclaves (i) d'orthogneiss, potentielles reliques du socle cristallin et (ii) de paragneiss interprétées comme étant des témoins de l'ancienne couverture sédimentaire (figure 4.15 B). Les métatexites comprennent des micaschistes à grenat et sillimanite (figure 4.15 D), des orthogneiss et des amphibolites, dont les leucosomes sont parallèles à la foliation S₃ (Figure 4.15 A). Les métatexites d'amphibolites présentent des veines de leucosome bordées par des amas de grenat péritectique (figure 4.15C). Les contours des massifs migmatitiques sont soulignés par la foliation S₃ des roches métamorphiques en contact avec les migmatites. La foliation syn-migmatitiques au cœur des massifs est légèrement discordante sur la foliation S₃. Sur la bordure ouest du massif de Qingaling, la foliation synmigmatitique est affectée par des bandes de cisaillement fortement pentées et injectées par des veines de leucogranite. Au niveau de la transition métatexites diatexites du massif migmatitique de Bawang-Cunnuchan, des plis en fourreaux sont observés. Ces observations suggèrent un découplage mécanique entre les roches métamorphiques et les roches partiellement fondues constituant le cœur des massifs migmatitiques. Au sud de ces massifs, les migmatites reposent sur les roches métasédimentaires. Ceci implique que les massifs de migmatites sont déversés vers le sud-ouest. On a ainsi des structures déversées soulignée par la S₃, découplées mécaniquement de l'encaissant et cartographiquement rondes. Par conséquent on considère que les roches partiellement fondues fluent en réponse au développement d'instabilités gravitaires synchrones de l'extrusion décrite plus haut.

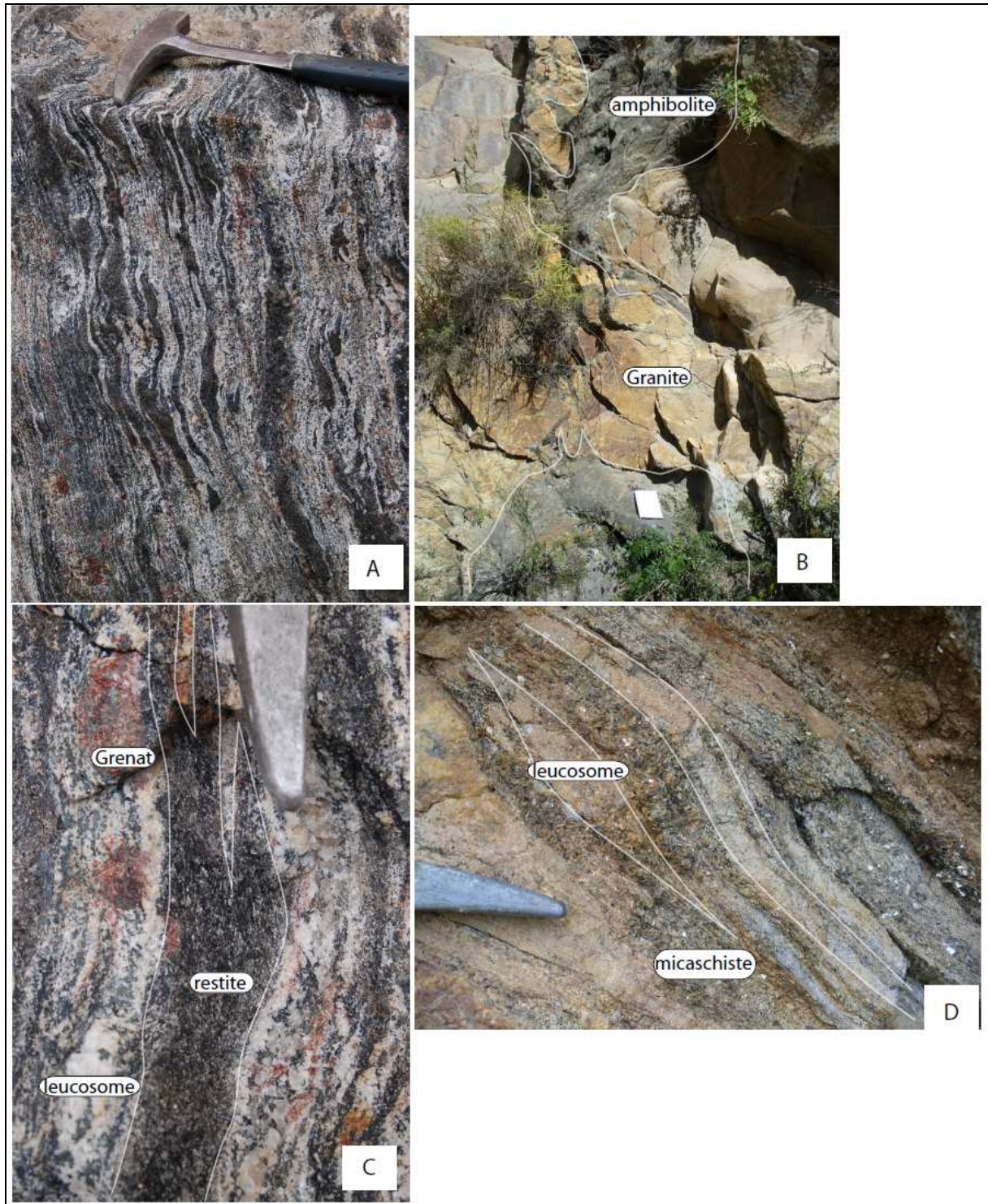


Figure 4.15: migmatites dans les massifs de Qingaling et Bawang-Cunnuchan. A) métatexites d'amphibolite dans le massif de Bawang-Cunnuchan. B) granite hétérogène, avec enclave d'amphibolite dans le massif de Qingaling. C) amas de grenat péritectique dans les métatexites d'amphibolites de Bawang-Cunnuchan. D) leucosomes dans les métatexites de paragneiss de la série sédimentaire encaissante des massifs migmatitiques (Bawang-Cunnuchan).

4.3.3 Assemblages minéralogiques

Nous présentons ici les assemblages minéralogiques observés sur le terrain, à l'échelle de l'affleurement. Ces assemblages minéralogiques sont purement descriptifs et ne correspondent pas forcément aux paragénèses métamorphiques successives qui se sont formées dans les roches, et décrites dans la suite. La répartition de ces assemblages minéralogiques constitue donc un outil cartographique mais ne peut pas être interprété simplement comme un gradient spatial des conditions pression-température.

Tableau 4.1 : Assemblages minéralogiques dans les différentes zones du complexe métamorphique de Danba.

	Zone à chlorite	Zone à biotite	Zone à grenat	Zone à staurotide	Zone à silicate d'alumine	Zone à migmatite
Quartz	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Plagioclase	- - - -	—————	—————	—————	—————	- - - - - -
Muscovite	—————	—————	—————	—————	—————	- - - - - -
Chlorite	—————	- - - - - -	- - - - - -	—————	—————	—————
Biotite	- - - -	—————	—————	—————	—————	- - - -
Grenat	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Staurotide	—————	—————	- - - -	—————	- - - -	—————
Silicate d'alumine	—————	—————	—————	- - - -	—————	- - - -
K-feldspath	—————	—————	—————	—————	—————	—————

Notre travail de terrain permet de compléter et de modifier la carte d'isograde proposée par Huang et al. (2003a) et de proposer une nouvelle carte des assemblages minéralogiques (Tableau 4.1, Figure 4.16). Notons que la présence ou l'absence des minéraux marqueurs du métamorphisme dépend non seulement des conditions PT mais aussi de la chimie de base du protolithe. Ainsi les variations de lithologies dans le complexe métamorphique de Danba peuvent induire des variations minéralogiques.

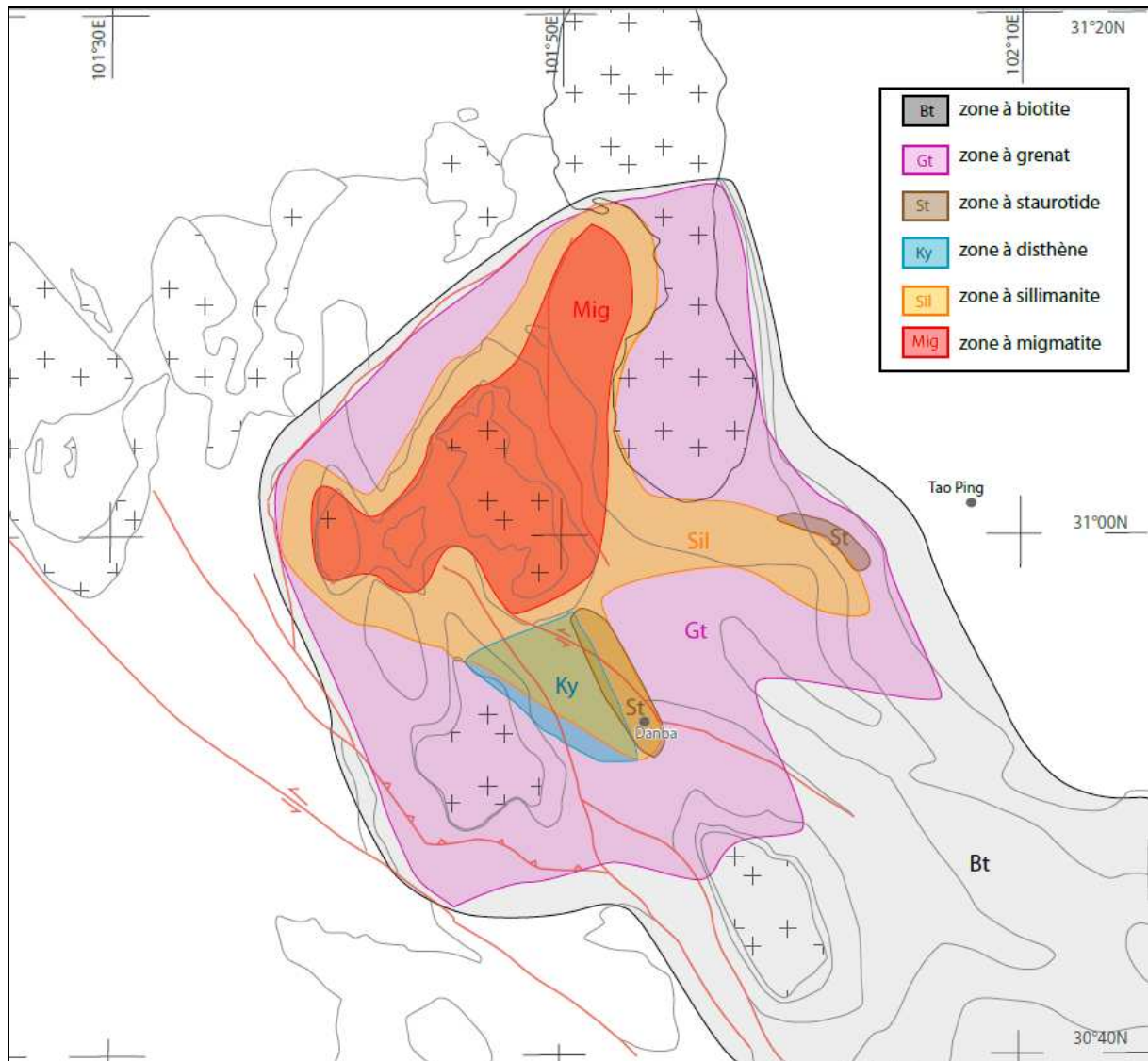


Figure 4.16 : Carte des assemblages minéralogiques observés dans le complexe métamorphique de Danba. La description des assemblages minéralogiques des différentes zones est décrite dans le tableau 4.1.

Les zones présentant les divers assemblages minéralogiques observés et leurs positions géographiques sont les suivantes. Les différences par rapport à la carte de Huang et al. (2003a) sont soulignées.

- Zone à biotite : l'assemblage biotite+muscovite+quartz±plagioclase±chlorite de la zone à biotite forme une bande un peu plus large que l'antiforme lithologique (figure 4.16). Tout le sud du complexe métamorphique est dans la zone à biotite.
- Zone à grenat : l'assemblage grenat+biotite+muscovite+quartz+plagioclase±chlorite de la zone à grenat forme une bande sur les bordures est et ouest du

complexe métamorphique. Dans la partie extrême nord du complexe, Huang et al. (2003a) proposent qu'une fine bande présentant l'assemblage de la zone à grenat souligne aussi la bordure nord. Nous n'avons pas pu observer cette région. Au sud du complexe, l'assemblage à grenat n'est observé que dans la partie nord du massif de Gezong et de sa couverture, contrairement à ce que proposent Huang et al. (2003a) qui indiquent que la zone à grenat s'étend au sud du dôme de Gezong (figure 4.16). Nous pensons que la zone à grenat suit globalement les structures plissées de la lithologie visibles en carte.

- Zone à staurotide : l'assemblage staurotide+grenat+biotite+muscovite+plagioclase+quartz±disthène de la zone à staurotide n'est observé que très localement : dans une fine bande orientée NW-SE à l'est du complexe, et autour de la ville de Danba, où le staurotide coexiste avec le disthène. Ceci diffère de la carte des isograde de Huang et al. (2003a) qui proposent que la zone à staurotide suive globalement la zone à grenat (figure 4.16).
- Zone à disthène : l'assemblage disthène+grenat+biotite+muscovite+quartz+plagioclase de la zone à disthène est observé au nord-ouest de la ville de Danba, en une bande orientée NW-SE. Dans la partie nord de la nappe déversée de Gongcai, au niveau du contact est avec les métasédiments, le disthène et la sillimanite coexistent (figure 4.16).
- Zone à sillimanite : l'assemblage sillimanite+grenat+biotite+muscovite+plagioclase+quartz±disthène±staurotide de la zone à sillimanite est majoritaire dans la partie nord-est du complexe de Danba. A l'approche des massifs de migmatites, les roches contenant cet assemblage minéralogique présentent les leucosomes parallèles à la foliation. (Figure 4.15 D, 4.16). L'assemblage de la zone à sillimanite affleure également à l'est du complexe métamorphique, entre le village de Tao Ping et la ville de Danba selon une bande orientée NW-SE de roches présentant l'assemblage à sillimanite (Figure 4.16) et selon une autre bande NW-SE au niveau de la ville de Danba, où sillimanite et disthène coexistent, soit à des positions structurales différentes (sillimanite dans les ombres de pression et disthène en dehors, révélant peut-être des variations de conditions PT locales au sein de la roche), soit la sillimanite en pseudomorphe de disthène. La zone à

sillimanite présente donc une forme qui suggère un plissement de l'isograde à sillimanite.

4.3.4 Position des minéraux marqueurs du métamorphisme par rapport aux schistosités

Les relations entre les microstructures et les minéraux index du métamorphisme (minéraux anté-cinématiques en clastes moulés par la schistosité, minéraux syn-cinématiques soulignant la schistosité, minéraux post-cinématiques en blastes superposés à la schistosité) en fonction de la position géographique des échantillons au sein du complexe métamorphique de Danba permettent de reconstruire l'évolution spatiale et temporelle des conditions de pression et température. Les observations suivantes servent de base à l'interprétation. On considère ici que la limite du complexe métamorphique est le développement de la S₃ :

- Dans les turbidites triasiques, hors du complexe métamorphique, la surface stratigraphique S₀ plissée par les plis P₁ est marquée par l'alternance de niveaux riches en micas et de niveaux riches en quartz, hérités des alternances de lits pélitiques et gréseux du protolithe sédimentaire.
- La schistosité S₁ de plan axial des plis P₁ affectant les turbidites est soulignée par la muscovite et la chlorite très à l'est du complexe métamorphique (figure 4.17), ou par la muscovite, chlorite et biotite un peu à l'est de la limite du complexe métamorphique (figure 4.18)
- La schistosité S₂ qui transpose partiellement la foliation S₀₋₁ est soulignée par la muscovite et la chlorite (figure 4.17) très à l'est du complexe métamorphique ou par la muscovite, la chlorite et la biotite (figure 4.18) un peu à l'est du complexe métamorphique de Danba.

L'isograde de la biotite, qui suit la structure antiforme, mais passe au-delà de la limite lithologique qui apparaît en carte, marque la limite du complexe métamorphique d'un point de vue minéralogique. Ainsi la limite définie structuralement (le développement de la S₃ et la surface de décollement) ne coïncide pas complètement avec la limite définie par les minéraux. Les mêmes minéraux soulignent les schistosités S₁ et S₂, mais ces deux schistosités de pendage différent traduisent un changement dans le régime cinématique de la déformation (figure 4.9). Des porphyroblastes de biotite et des amas

pseudomorphiques de chlorite magnésienne sont superposés à la schistosité S2, et sont donc post-S2 (figure 4.19).

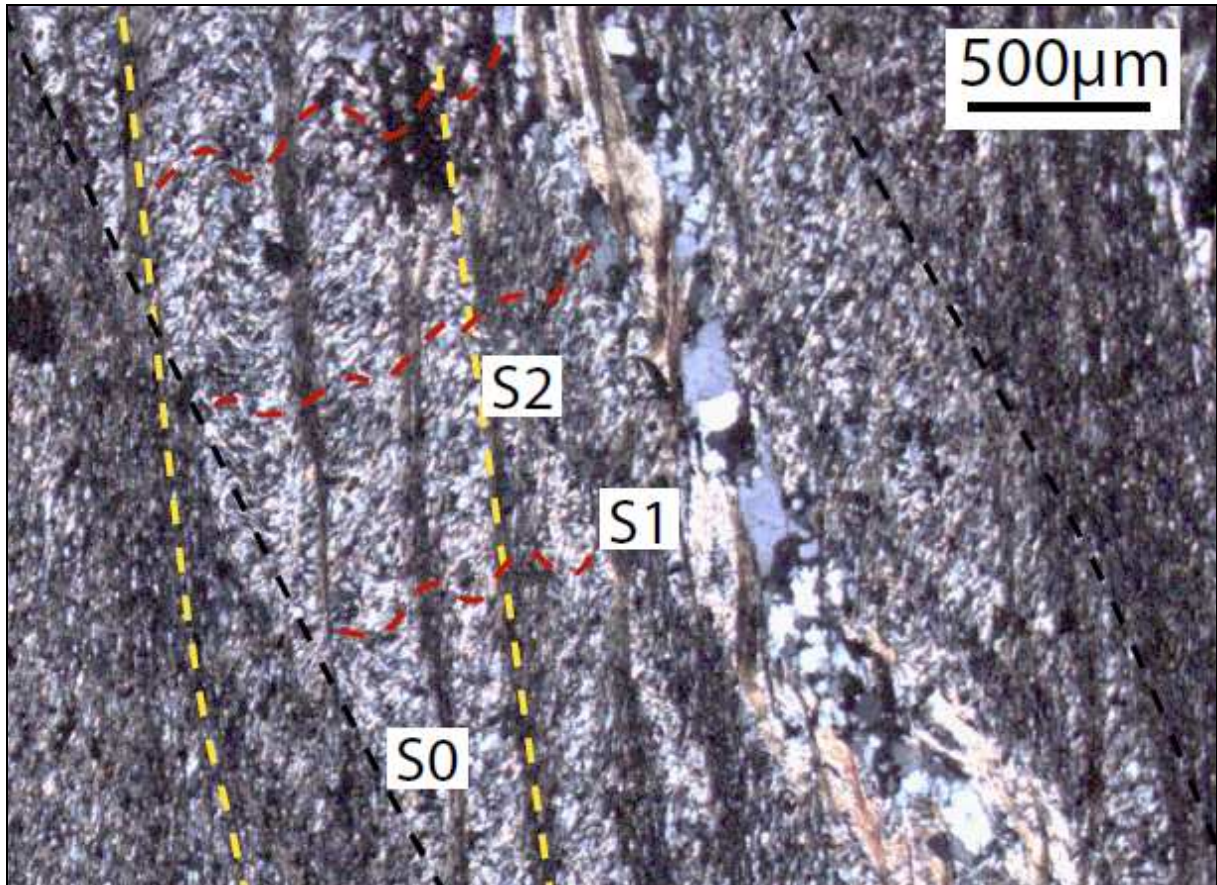


Figure 4.17 : Microphotographie d'un échantillon de turbidites du Songpan Ganze (CH 09 30, figure 4.3). La stratification (surlignée en pointillés noirs) est marquée par l'alternance de niveau micacés et quartzitiques. La S1 (surlignée en pointillés rouges), préservée dans les niveaux riches en quartz, est soulignée par des néoblastes syn-cinématiques de mica blanc. La schistosité S2 est soulignée par des néoblastes syn-cinématiques de mica blanc (surlignée en pointillés jaunes).

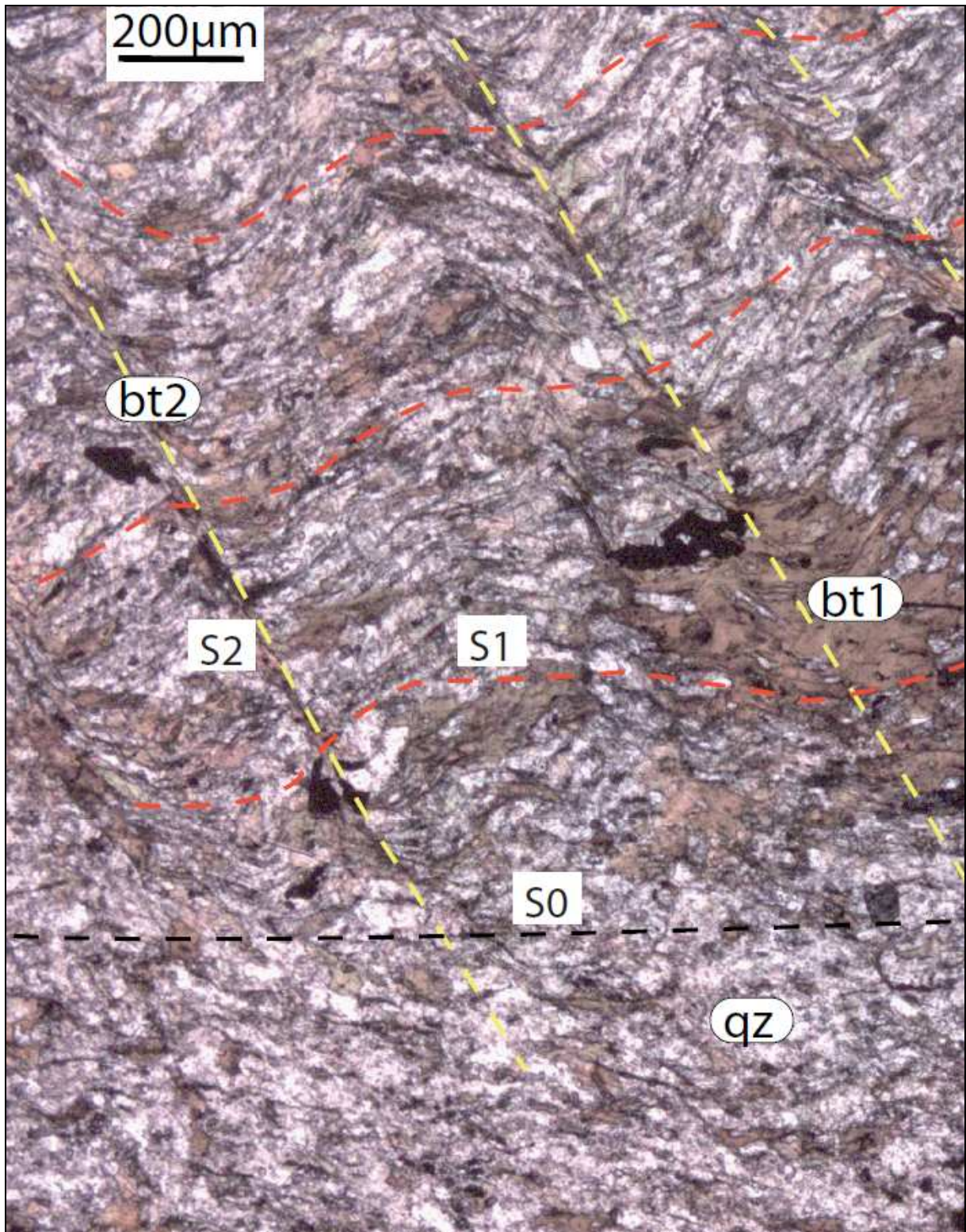


Figure 4.18 : microphotographie de l'échantillon CH 09 31 (figure 4.3). La stratification (surlignée en noir) est soulignée par une alternance de niveaux riches en quartz et de niveaux riches en micas. La S1 (surlignée en rouge) déforme des porphyroclastes de biotite (bt 1) et est soulignée par des néoblastes synchroniques de biotite et de mica blanc. La S2 (surlignée en jaune) est soulignée par des cristaux de biotite recrystallisés dans les plans de schistosité (bt 2). Qz=quartz.

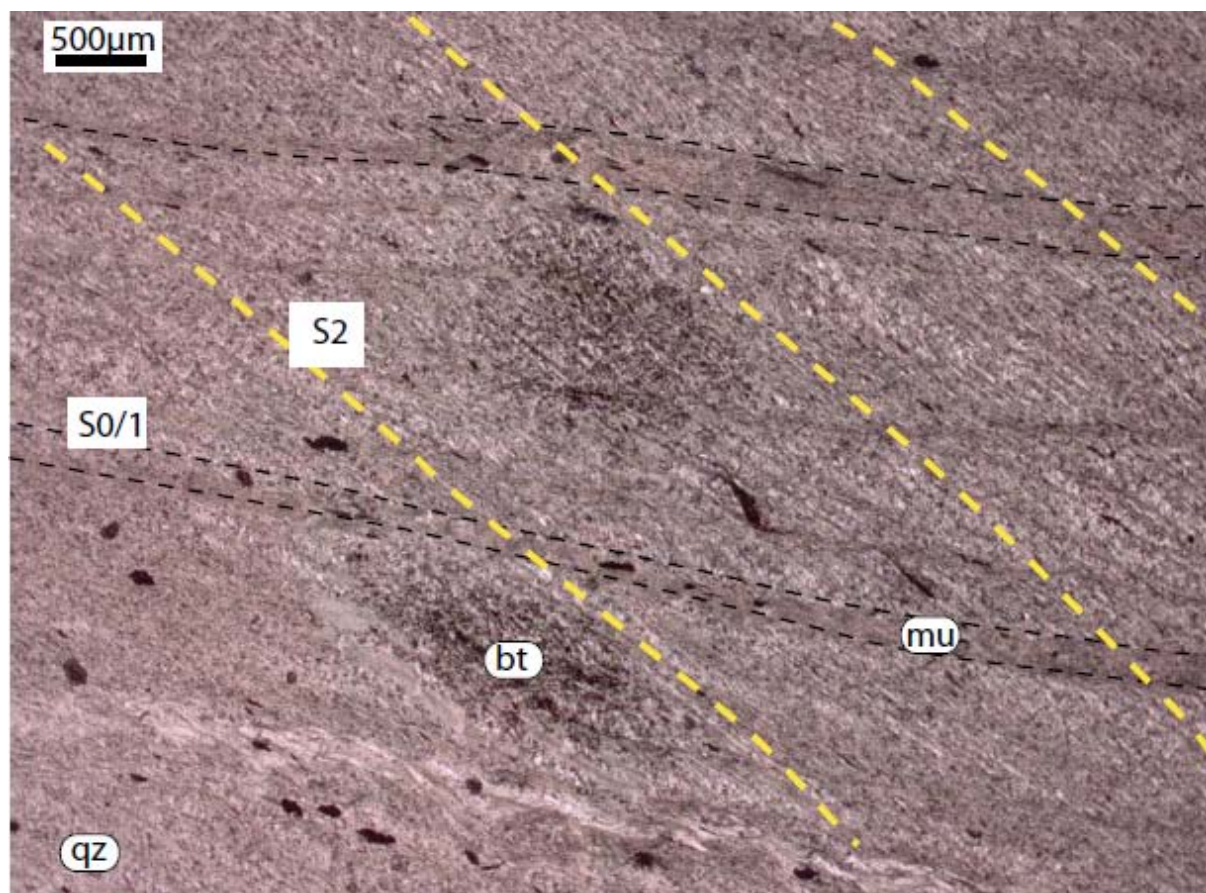


Figure 4.19 : Porphyroblastes de biotite superposés à la S2 (surlignée en jaune) dans l'échantillon CH 09 30 (figure 4.3).

- La bordure du complexe métamorphique de Danba est marquée par la transposition de la foliation S_{0-1/2} en relation avec le développement de la schistosité S₃. La foliation S_{0-1/2/3} qui en résulte souligne les structures au sein du complexe métamorphique mais est associée à différents assemblages minéraux différents selon la position géographique.
 - Aux bords du complexe, la schistosité S₃ moule les clastes de biotite dans lesquels des inclusions soulignent la foliation S_{0-1/2}. La schistosité S₃ correspond à des bandes de cisaillement délimitant des microlithons sigmoïdes indiquant un mouvement du haut vers le nord (figure 4.7). La schistosité S₃ est également soulignée par des blastes de biotite recristallisés (figure 4.7). A la bordure du complexe métamorphique, le

grenat, localement associé au staurotide est en blastes automorphes superposés à la schistosité S_3 indiquant que la croissance de ces minéraux est postérieure à la déformation synchrone du développement de la schistosité S_3 (figure 4.20).

- Dans le cœur du complexe métamorphique, on observe principalement la foliation $S_{0-1/2/3}$. Le cœur du complexe est affecté par du métamorphisme de haut degré caractérisé en particulier par des minéraux plus gros qu'en bordure du complexe. Le cœur du complexe métamorphique comprend deux générations de cristaux de biotite : (i) des porphyroclastes de biotite sigmoïdes moulés par la schistosité S_3 et donc antérieurs à sa formation (figure 4.21 A), (ii) des néoblastes de biotites recristallisés selon la schistosité S_3 . Ces néoblastes sont associées à des néoblastes de mica blanc qui sont les principaux minéraux porteurs de la schistosité S_3 dans le cœur du complexe métamorphique (figure 4.21 A). Dans la zone à sillimanite, ce minéral est également porteur de la schistosité S_3 , ce qui indique une croissance syn-développement de la S_3 de ce minéral (figure 4.21 D). Dans les échantillons du cœur du complexe, le grenat est présent en clastes centimétriques moulés et roulés dans la schistosité S_3 , ce qui indique une croissance anté-schistosité S_3 . Cependant, certains cristaux de grenats contiennent des inclusions de quartz et de mica qui soulignent des plans de schistosités internes de forme hélicitiques ce qui traduit une croissance syn-cinématique (figure 4.21 A), syn-développement de la schistosité S_3 . Le staurotide et le disthène sont présents en clastes moulés par la schistosité S_3 au cœur du complexe métamorphique. Ces minéraux sont donc anté-cinématiques, anté schistosité S_3 .(figure 4.21 C). La linéation L_3 associée à la schistosité S_3 est portée par les micas et la sillimanite. La schistosité S_3 souligne les massifs de socle cristallin de Gezong, Gongcai, Bawang-Cunnuchan et Qingaling. La formation de ces structures est donc contemporaine au développement de la schistosité S_3 .

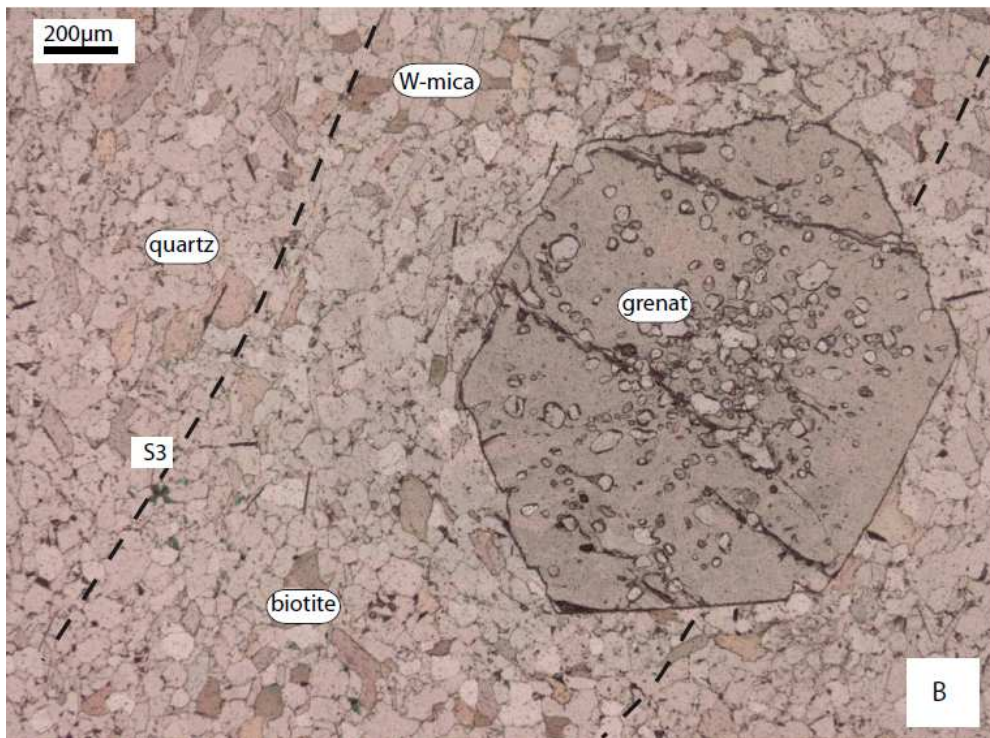
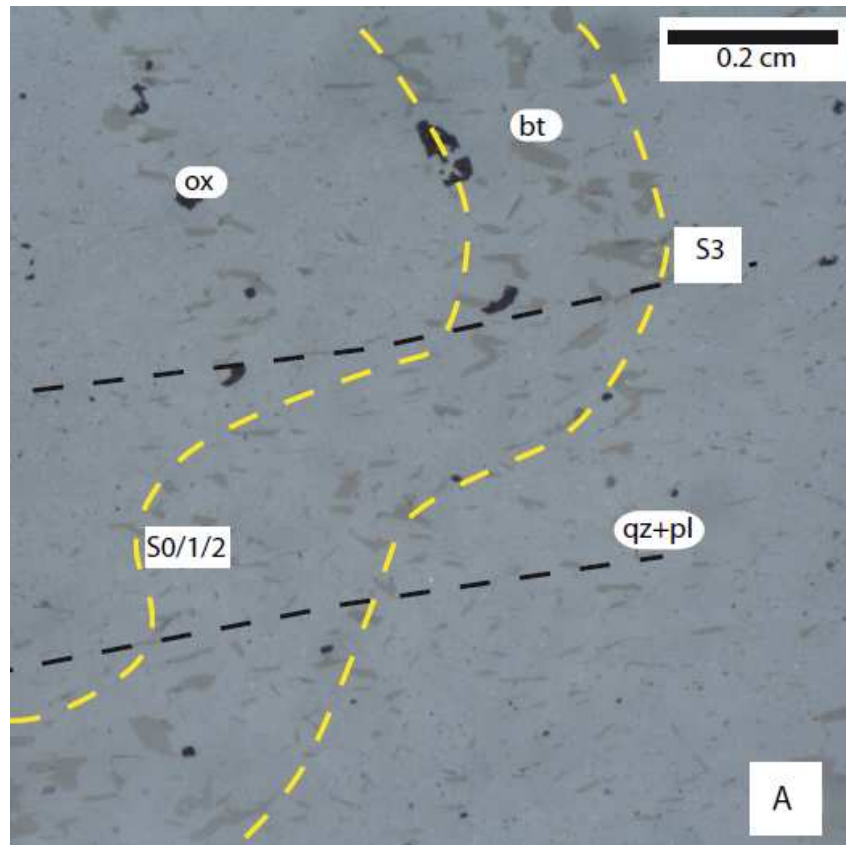


Figure 4.20 : Microphotographies de l'échantillon CH 09 35 (figure 4.3). A) Schistosité S3 soulignée par l'orientation préférentielle des néoblastes automorphes de biotite (surlignée en noire) et reprenant la So-1/2 (surlignée en jaune). B) Schistosité S3 recoupée par des porphyroblastes de grenat parfaitement automorphes et sont donc post S3. ox=oxyde, qz+pl=quartz et plagioclase, bt=biotite, W-mica=mica blanc.

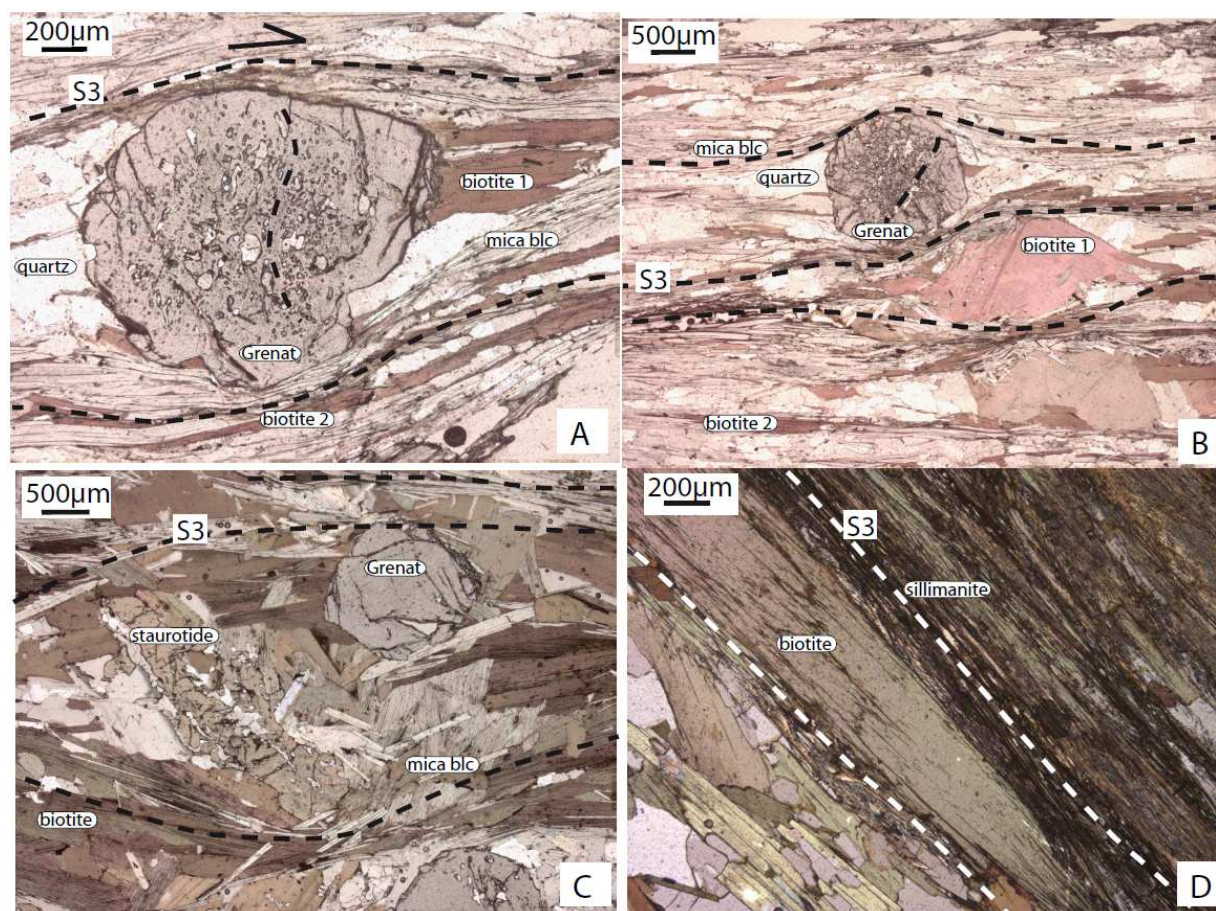


Figure 4.21: Relations entre la S_3 et les minéraux du métamorphisme. A) grenat avec schistosité interne hélicitique, moulé dans la S_3 soulignée par des néoblastes de mica blanc (mica blc) et de biotite recrystallisés (biotite 2) (échantillon CH 09 84, $S_3=N20$, 60W). B) Porphyroblaste de grenat moulé dans la S_3 et porphyroclaste de biotite sigmoïde moulé dans la S_3 , soulignée par des néoblastes de mica blanc (mica blc) et de biotite (biotite 2) (échantillon CH 09 84, $S_3=N20$, 60W). C) Porphyroclastes de staurotide et de grenat moulés dans la S_3 portée par des néoblastes de biotite et de mica blanc (CH 09 67B, $S_3=N120$, 55N). D) biotite et sillimanite soulignant la S_3 (échantillon SG 07 40A, $S_3=N28$, 75E).

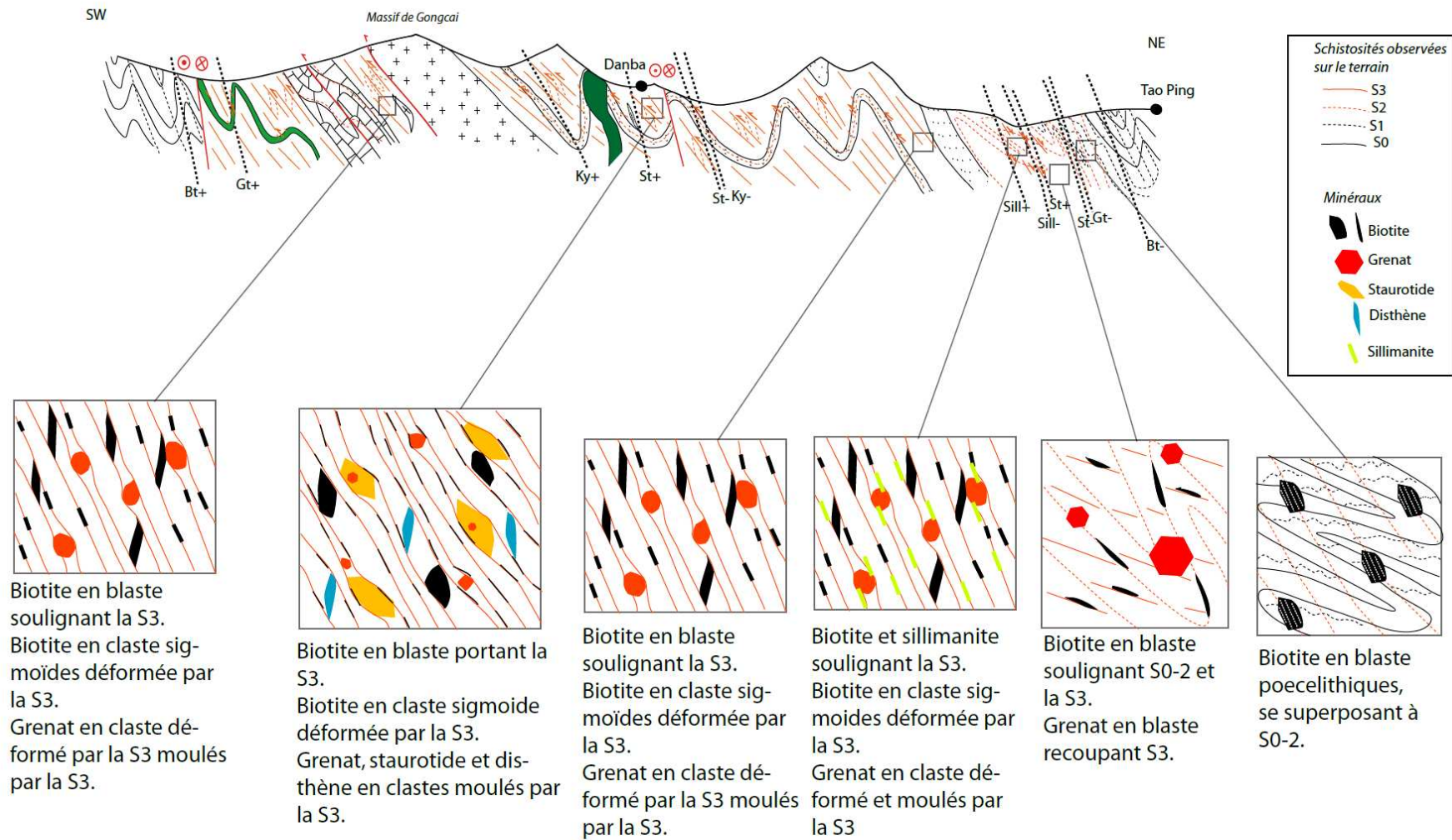


Figure 4.22: Coupe NE-SW passant par Danba (coupe CD de la figure 4.2) et montrant les relations entre schistosités et minéraux marqueurs du métamorphisme dans le complexe métamorphique de Danba, ainsi que la position des isogrades (la présence et l'absence des minéraux le long de la coupe est décrite d'ouest en est).

Ainsi il apparaît que le développement des assemblages minéralogiques à staurotide et disthène correspondent à une phase de métamorphisme anté-schistosité S₃, alors que les assemblages à sillimanite correspondent à une phase de métamorphisme syn-S₃. On considère donc deux phases métamorphiques : (i) une phase correspondant à des conditions de haute pression et moyenne température, (ii) une phase correspondant à des conditions de moyenne pression et haute température. Ceci est cohérent avec ce que décrit Huang et al. (2003a).

4.4 Chimie des minéraux

La chimie des divers minéraux observés a été déterminée par analyse à la microsonde électronique, au service CAMPARIS de l'université Pierre et Marie Curie de Paris. Les analyses ont été effectuées sur les microsondes CAMECA SX 50 et CAMECA SX 100, avec les réglages standards.

4.4.1 Grenats

Les analyses chimiques des cristaux de grenat du complexe de Danba sont très cohérentes. Les grenats sont essentiellement des almandins. Dans les diagrammes Xalmandin-Xpyrope-Xspessartine, ils ont une composition comprise entre 90 et 70 % d'almandin, entre 8 et 20% de pyrope, et 0 et 25% de spessartine (figure 4.23). Dans ces diagrammes, seul l'échantillon SG 07 40B de la zone à migmatite présente des variations importantes de composition entre le pôle almandin et le pôle spessartine. Dans les diagrammes Xalmandin-Xpyrope-Xgrossulaire, les grenats du complexe métamorphique de Danba apparaissent riches en almandin et présentent une composition comprise entre 65 et 90% d'almandin, entre 5 et 15% de pyrope et entre 2 et 25% de grossulaire (figure 4.24). Dans ce diagramme, les échantillons des zones à staurotide et grenat présentent des variations entre le pôle almandin et le pôle grossulaire, qui peuvent traduire des variations de pression. Seul l'échantillon SG 07 42 B, qui est une amphibolite, présente des grenats de chimie très différente des autres, caractérisés par une richesse en pyrope et en spessartine (figure 4.23).

Des profils de composition des grenats ont été effectués dans des échantillons représentatifs des différents assemblages minéralogiques et des relations entre minéraux et structures. De manière générale, les profils d'analyses chimiques montrent que de la zone à grenat jusqu'à la zone à staurotide, les grenats s'enrichissent en almandin au cours de leur croissance (figure 4.23 et 4.24) pour atteindre un maximum de leur teneur en cette phase autour de 80% dans les zones de plus haut degré de métamorphisme (zone à disthène et sillimanite).

4.4.1.1 Zone à grenat :

Les échantillons représentatifs de la zone à grenat (figure 4.3) ont été prélevés au nord du massif de Gezong (SG 07 34 A et CH 09 4B) et à l'ouest de la ville de Danba (CH 09 28B). Dans ces échantillons, le grenat se présente sous forme de porphyroclastes d'un diamètre d'environ 3mm, moulés dans la schistosité et avec des ombres de pression sigmoïdes indiquant un cisaillement du haut vers le sud-ouest (figure 4.26 A). Le grenat est inclus dans une matrice de quartz et de plagioclase et est en contact avec la biotite dont les minéraux soulignent la schistosité. Les contacts sont francs, attestant un équilibre thermodynamique entre les phases en présence. Les cristaux de grenat sont fracturés, mais présentent peu d'inclusions (figure 4.26A).

La composition du grenat indique une richesse en almandin, et jusqu'à 22% de grossulaire (figure 4.25). Notons que la proportion d'almandin et de pyrope augmentent du cœur vers le bord, tandis que la proportion de spessartine et de grossulaire diminue (figure 4.25). La diminution du rapport $Fe/Fe+Mg$ du cœur vers le bord (figure 4.25) traduit une augmentation de la température au cours de la cristallisation (Spear et al. 1991). Les cristaux de grenat de la zone à grenat ont donc conservé une zonation prograde.

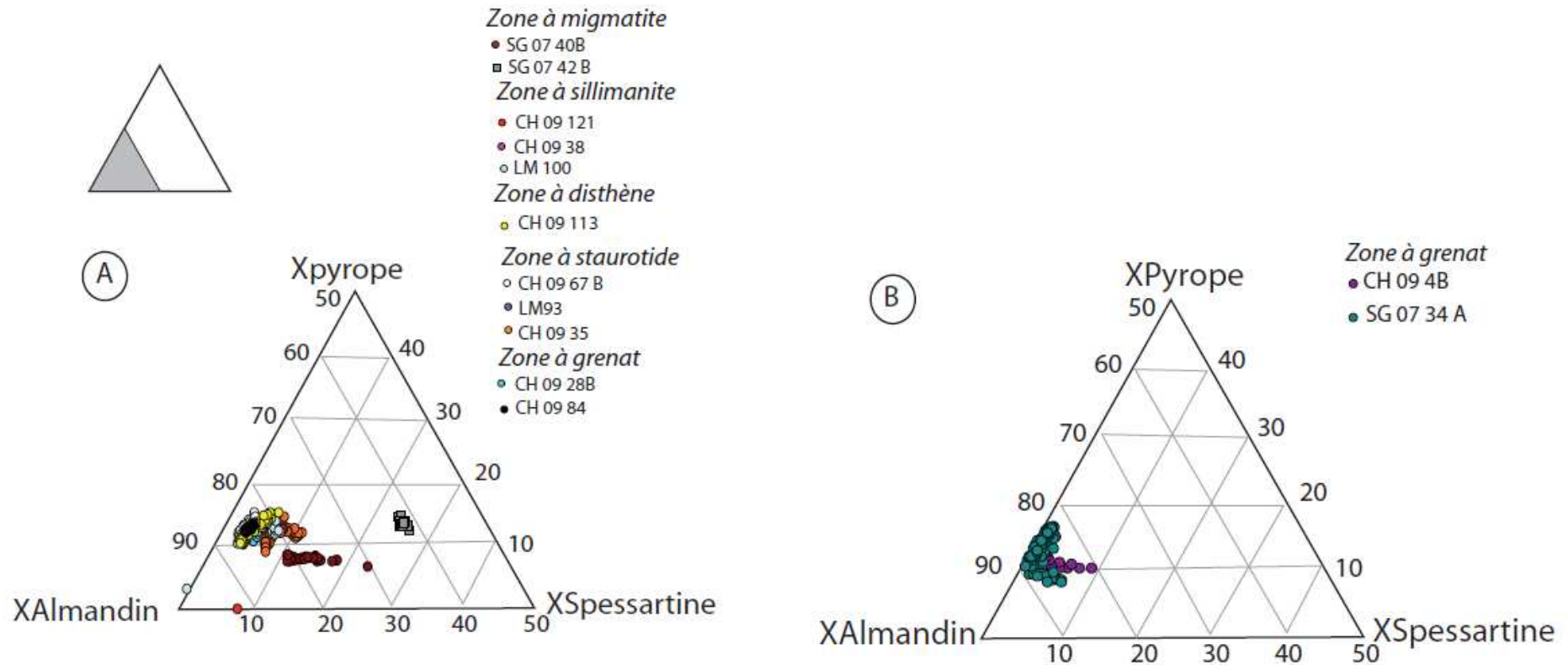


Figure 4.23 : Diagrammes Xpyrope-Xalmandin-Xspessartine montrant les compositions chimiques des grenats des échantillons du complexe métamorphique de Danba. A) Compositions des grenats de la partie nord du complexe, où le métamorphisme atteint le faciès amphibolite (figure 4.3 pour localisation des échantillons). B) Compositions des grenats de la couverture métasédimentaire du massif de Gezong, où le métamorphisme est moins fort (figure 4.3 pour localisation des échantillons). Les grenats sont riches en almandin. Les grenats des métapélites de la zone à migmatite présentent une tendance qui traduit des variations de compositions entre le manganèse et le fer, à teneur en magnésium constante. Les symboles ronds représentent des échantillons de métapélites, les symboles carrés représentent des metabasites.

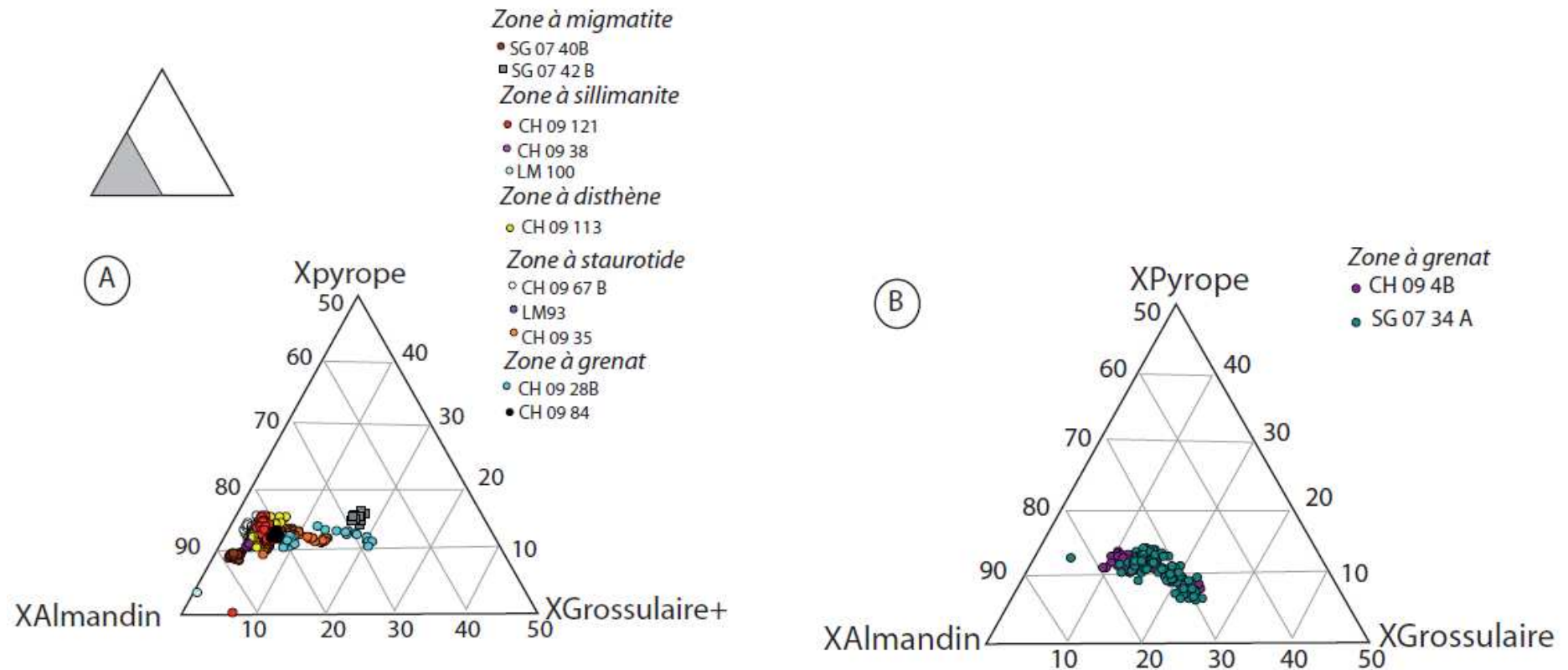


Figure 4.24 : Diagrammes Xpyrope-Xalmandin-Xgrossulaire montrant les compositions chimiques des grenats des échantillons du complexe métamorphique de Danba. A) Compositions des grenats de la partie nord du complexe, où le métamorphisme atteint le faciès amphibolite (figure 4.3 pour localisation des échantillons). B) Compositions des grenats de la couverture métasédimentaire du massif de Gezong, où le métamorphisme est moins fort (figure 4.3 pour localisation des échantillons). Les grenats sont riches en almandin. Les grenats des métapélites des zones à staurotide et grenat présentent une tendance qui traduit des variations de compositions entre le calcium et le fer, à teneur en magnésium quasi constante. Les symboles ronds représentent des échantillons de métapélites, les symboles carrés représentent des metabasites.

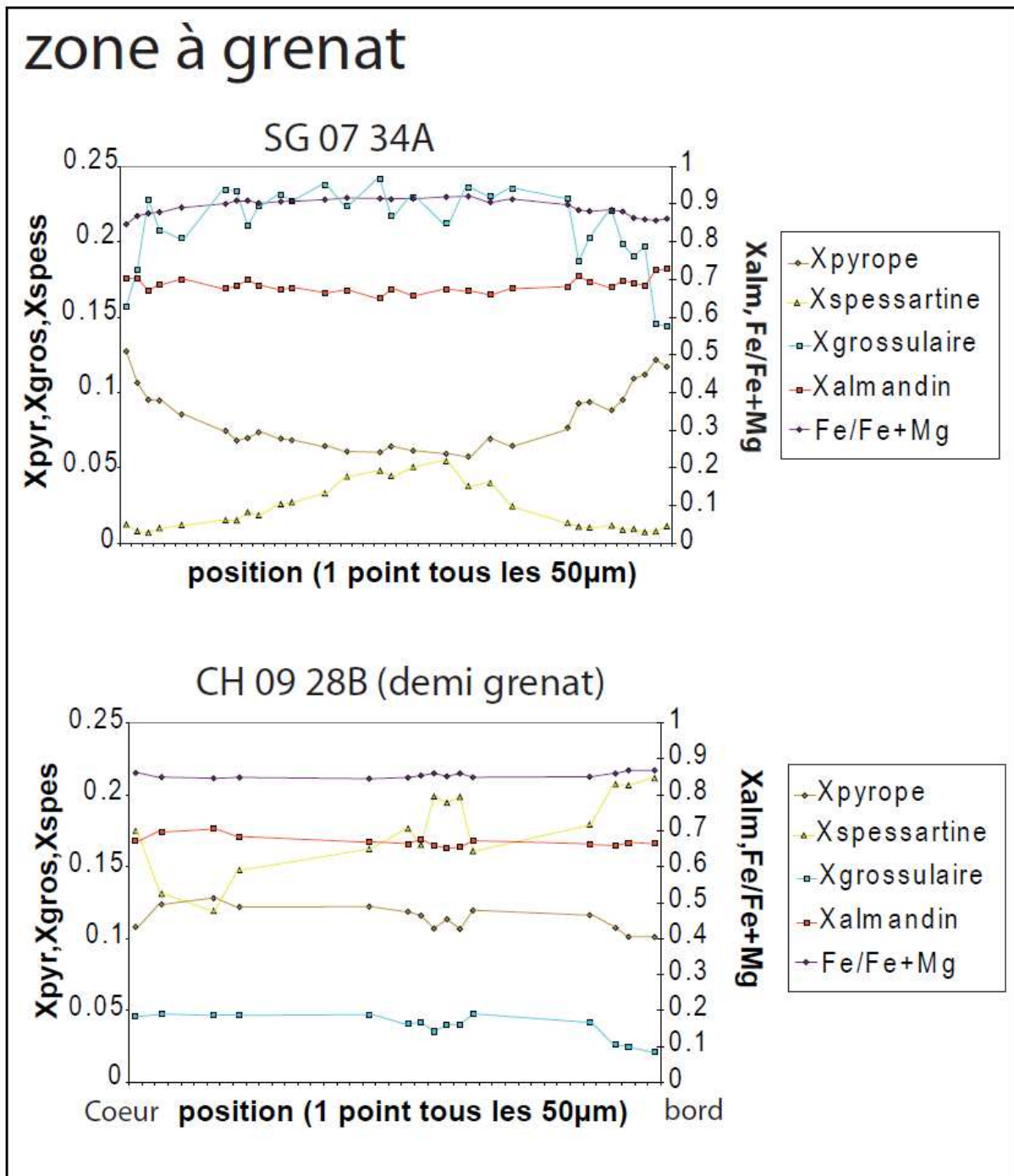


Figure 4.25 : Profils de composition de grenats issus d'échantillons représentatifs de la zone à grenat (SG 07 34 A et CH 09 28 B, figure 4.3 pour localisation, figure 4.25 A pour l'aspect des grenats)

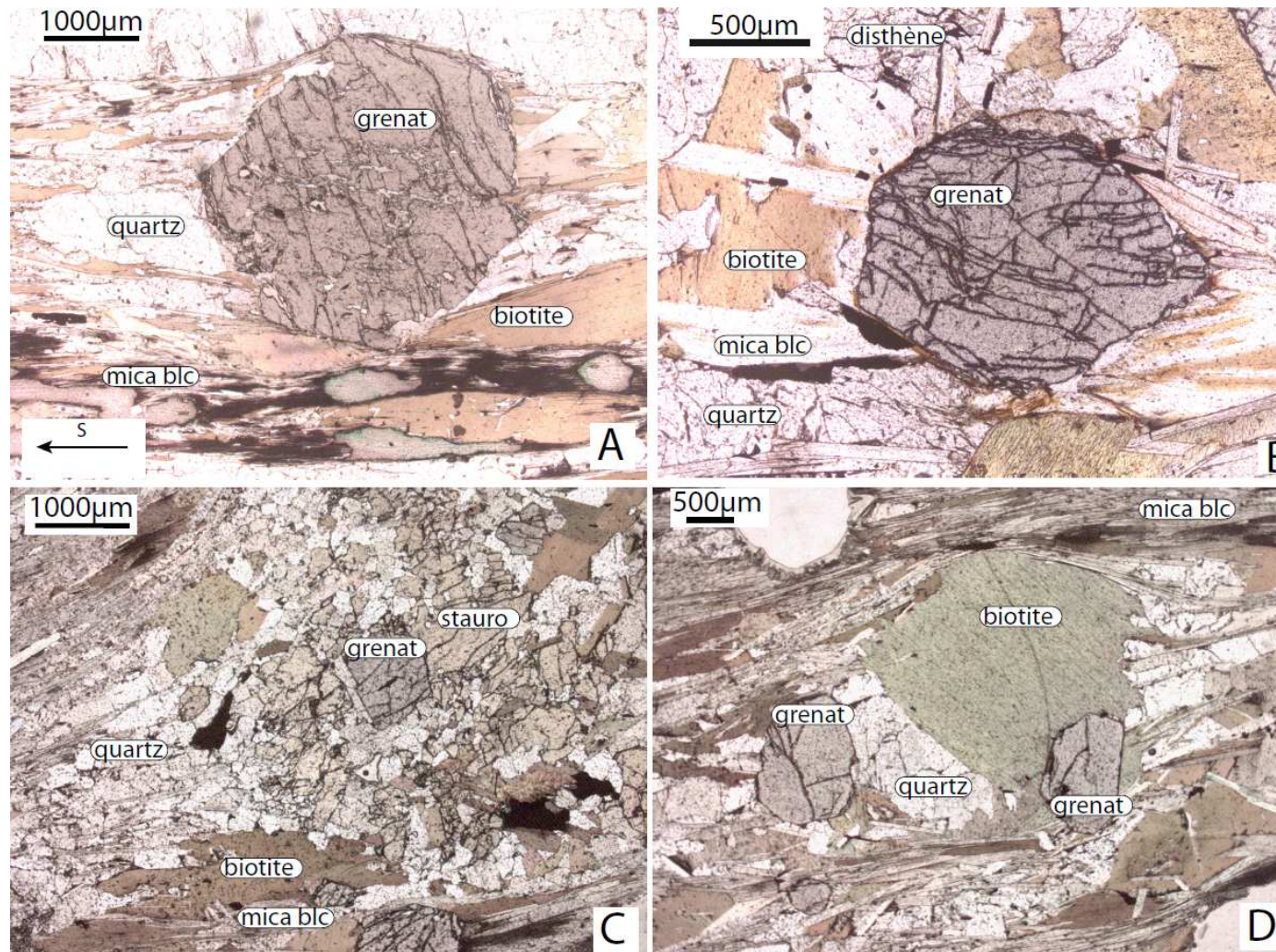


Figure 4.26 : Microphotographies des cristaux de grenats des différentes zones du complexe métamorphique de Danba. A) zone à grenat (échantillon CH 09 4B). B) zone à disthène (échantillon CH 09 113). C) et D) zone à staurotide (échantillon CH 09 67B)

4.4.1.2 Zone à staurotide :

Les grenats de la zone à staurotide (figure 4.3) sont décrits à partir d'un échantillon représentatif (CH 09 35) prélevé dans la zone à staurotide du bord du complexe métamorphique (figure 4.3). Dans cet échantillon, le grenat est en porphyroblastes automorphes et sécants sur la schistosité S₃ (figure 4.20B). Ces cristaux de grenats ont un diamètre de 2 à 3 millimètres et présentent des inclusions principalement de quartz, réparties grossièrement sur des cercles concentriques. Ils sont en contact avec des cristaux de biotite, de staurotide, de quartz, et de plagioclase. Les contacts sont francs, ce qui suggère que la texture est équilibrée d'un point de vue thermodynamique (figure 4.20B).

La composition chimique du grenat indique une richesse en almandin. La composition en éléments majeurs de ces cristaux de grenat est caractérisée par :

- des proportions de spessartine et de grossulaire qui décroissent du cœur au bord (figure 4.27),
- une proportion d'almandin qui augmente du cœur au bord (figure 4.27),
- une proportion de pyrope qui, soit suit celle de l'almandin au cœur, mais qui décroît en s'approchant des bords (figure 4.27), soit suit celle du grossulaire.

Ces profils sont caractéristiques d'une croissance prograde de ces minéraux (Tirone et Ganguly, 2010, Spear et al. 1991). La baisse de la proportion de pyrope aux extrêmes bords peut s'expliquer par un phénomène de diffusion post-croissance des cristaux de grenat. Le rapport Fe/Fe+Mg est quasiment constant dans ces cristaux, avec une légère augmentation aux bords, qui est lié à la baisse de pyrope. Les profils de composition de ces cristaux de grenats suggèrent une croissance lors du trajet prograde du métamorphisme, avec une légère diffusion post-croissance affectant la bordure des cristaux.

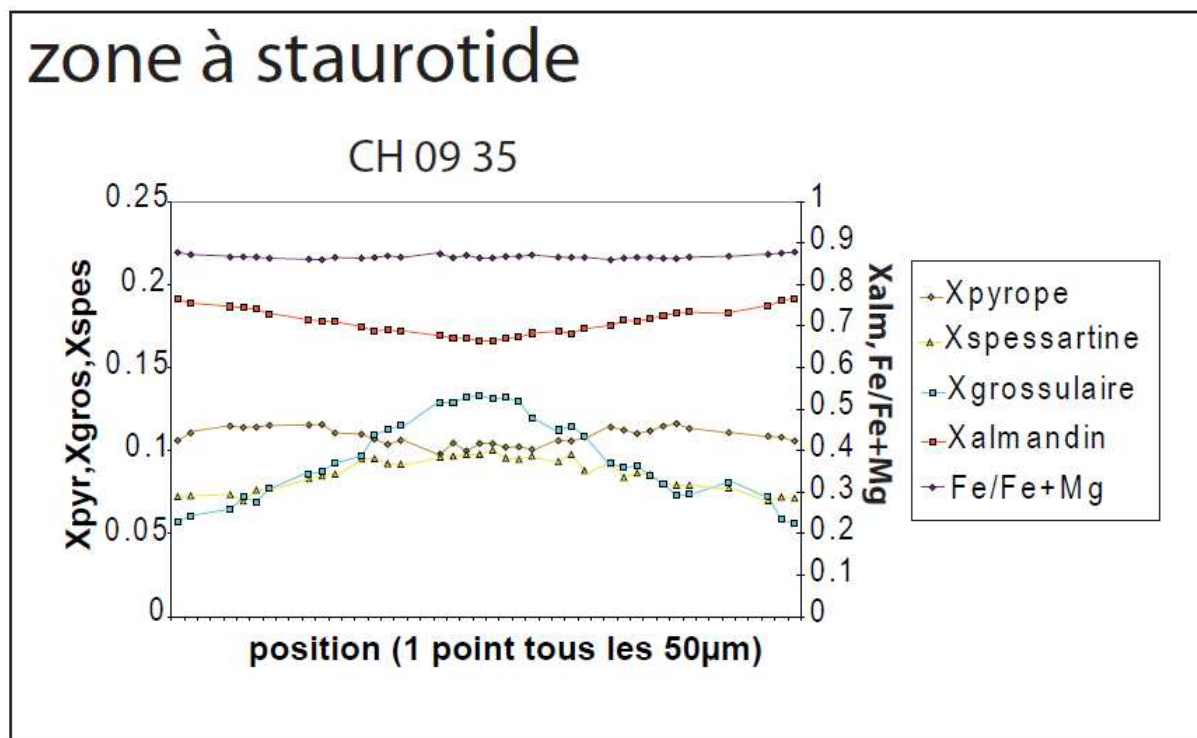


Figure 4.27: Profil de composition d'un grenat issu d'un échantillon représentatif de la zone à staurotide (CH 09 35, figure 4.3 pour localisation, figure 4.20 B pour aspect du grenat)

4.4.1.3 Zone à disthène :

L'échantillon représentatif choisi pour la description est l'échantillon CH 09 113 (figure 4.3). Dans cet échantillon, les cristaux de grenat sont petits (moins d'un millimètre). Ils ne comportent pas d'inclusions. Ils sont parfois moulés par la schistosité soulignée par des néoblastes de micas blancs, parfois inclus dans des porphyroclastes de (figure 4.26B). Ils sont en contact avec les micas blancs, de grandes biotites en clastes sigmoïdes, du disthène. Les contacts entre ces minéraux sont francs, la texture est équilibrée d'un point de vue thermodynamique (figure 4.26 B)

La composition en éléments majeurs des cristaux de grenat de la zone à disthène indique une dominance de l'almandin. Les profils de composition sont généralement plats (figure 4.28), malgré une petite augmentation de la proportion d'almandin et du rapport $Fe/Fe+Mg$, et une baisse des proportions en spessartine, grossulaire et pyrope près de la bordure (figure 4.28).

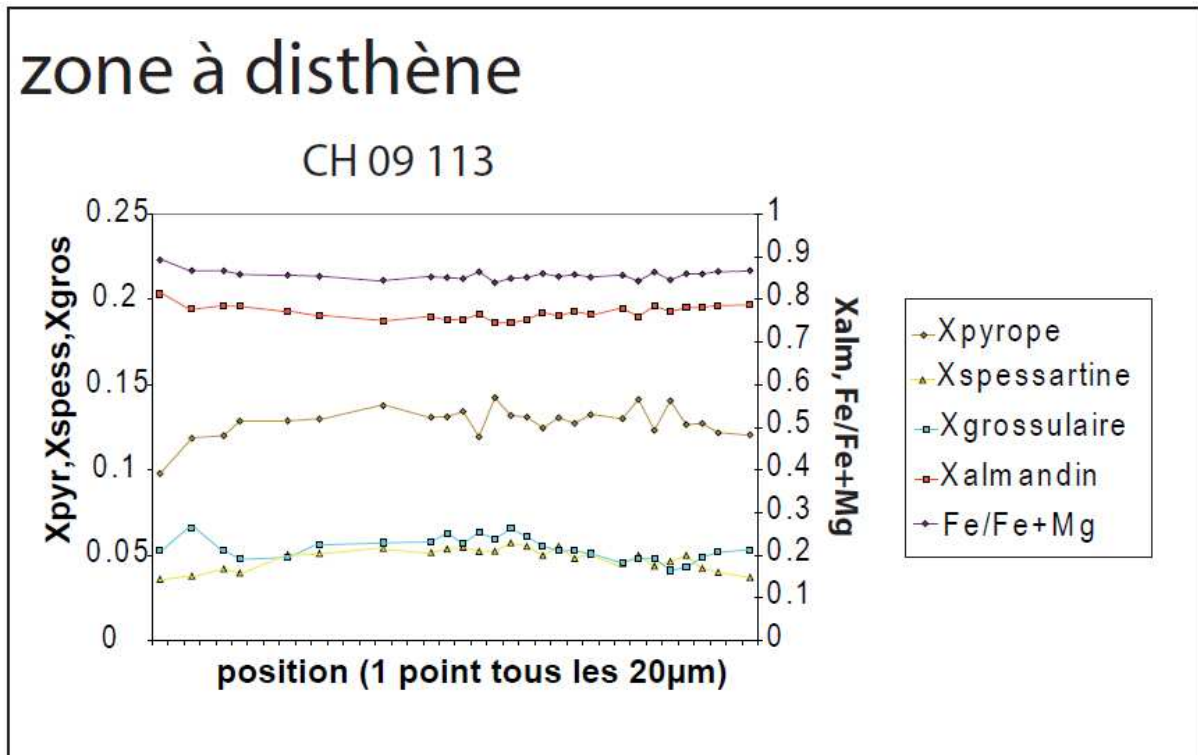


Figure 4.28 : Profil de composition d'un grenat de l'échantillon représentatif de la zone à disthène (CH 09 113, figure 4.3 pour localisation, figure 4.25 B pour aspect du grenat)

Ces profils peuvent s'expliquer par une homogénéisation de la composition du grenat à haute température, suivie d'une légère diffusion d'éléments sur les bords.

4.4.1.4. Zone à sillimanite

Les échantillons représentatifs choisis pour la description sont les échantillons CH 09 38, LM 100 et CH 09 121 (figure 4.3). Les cristaux de grenat de ces échantillons sont de taille variable. Dans certains échantillons (CH 09 38), ils sont très gros (figure 4.31 A), jusqu'à un demi centimètre, moulés dans la schistosité, avec des « barbes » de sillimanite fibreuse (figure 4.31 A). Ces gros grenats présentent des cœurs de composition différente des bords et caractérisée par une richesse en spessartine (figure 4.29). Les grenats les plus petits de ces échantillons sont toujours en contact avec la sillimanite (figure 4.31 B, C). Les cristaux de grenat de la zone à sillimanite sont aussi en contacts avec la biotite et le mica blanc (figure 4.31). Les contacts entre minéraux sont toujours nets et suggèrent un

équilibre thermodynamique entre ces différentes phases. La composition de ces cristaux de grenat est caractérisée par une richesse en almandin.

Les profils de compositions des petits grenats de la zone à sillimanite sont caractérisés par :

- des proportions d'almandin et des rapports Fe/Fe+Mg homogènes le long du profil (figure 4.30),
- des proportions de spessartine qui diminuent du cœur au bord (figure 4.30),
- des proportions de grossulaire qui augmentent du cœur au bord (figure 4.30),
- des proportions de pyrope plus ou moins homogènes, avec parfois une petite diminution près de la bordure dans les plus petits grenats contrebalancée par l'augmentation du fer (figure 4.30).

Ces profils ne sont pas typiques d'une cristallisation prograde. Les textures observées dans certains échantillons montrent des figures de dissolution (figure 4.31 B) qui sont cohérentes avec une évolution post-pic de métamorphisme. Cependant, les profils de ces grenats, avec un Fe/Fe+Mg constant, suggèrent aussi une croissance à température constante, mais avec des variations de pression, comme l'indiquerait les variations de la proportion de grossulaire.

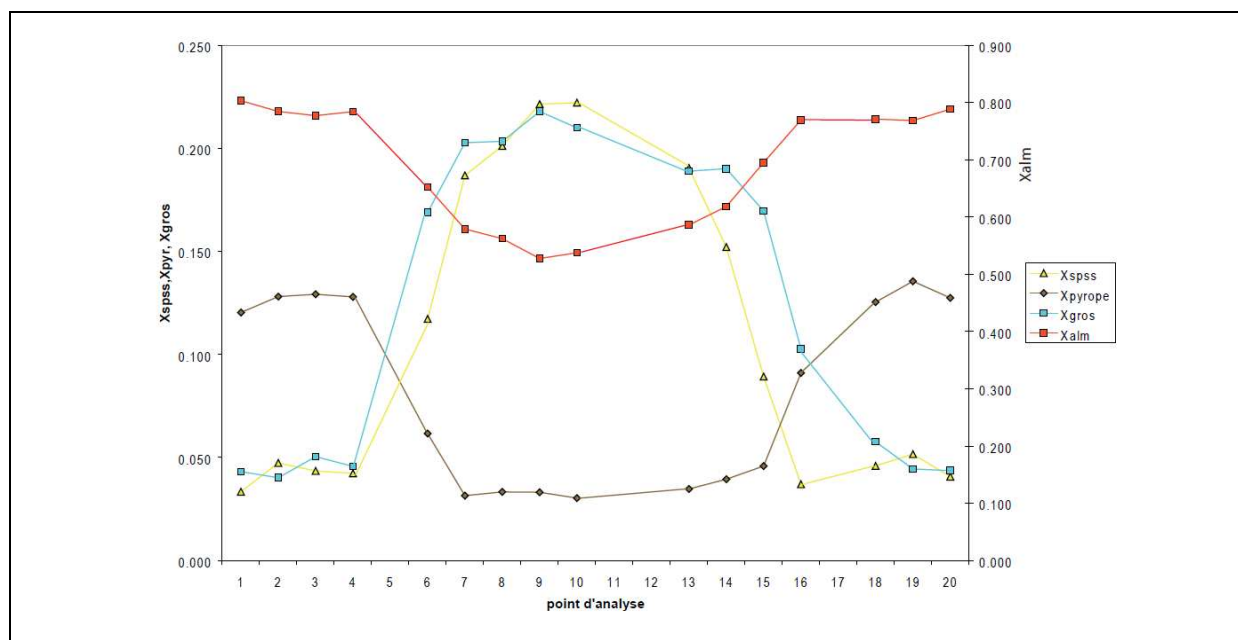


Figure 4.29 : Profil de composition du gros grenat de l'échantillon CH 09 38. Le diamètre du cristal de grenat est 5 mm. On a donc un point d'analyse tous les 0.25 mm. Ce grenat présente un cœur de composition très différente de sa bordure et caractérisé par une richesse en spessartine (jusqu'à 23%).

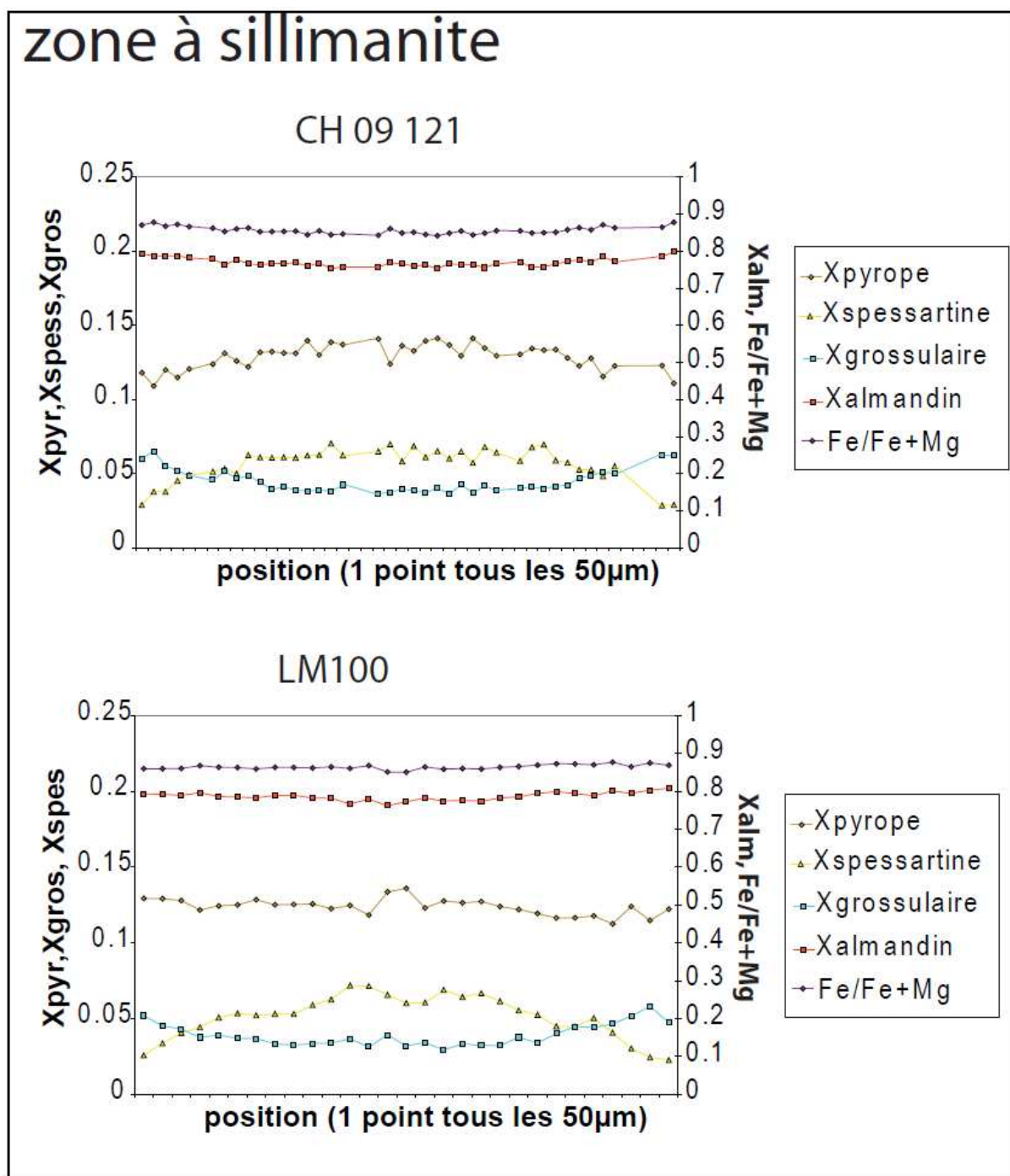


Figure 4.30: Profils de composition de grenats issus d'échantillons représentatifs de la zone à sillimanite (CH 09 121 et LM 100, figure 4.3 pour localisation, figure 4.29 B et C pour aspect des grenats)

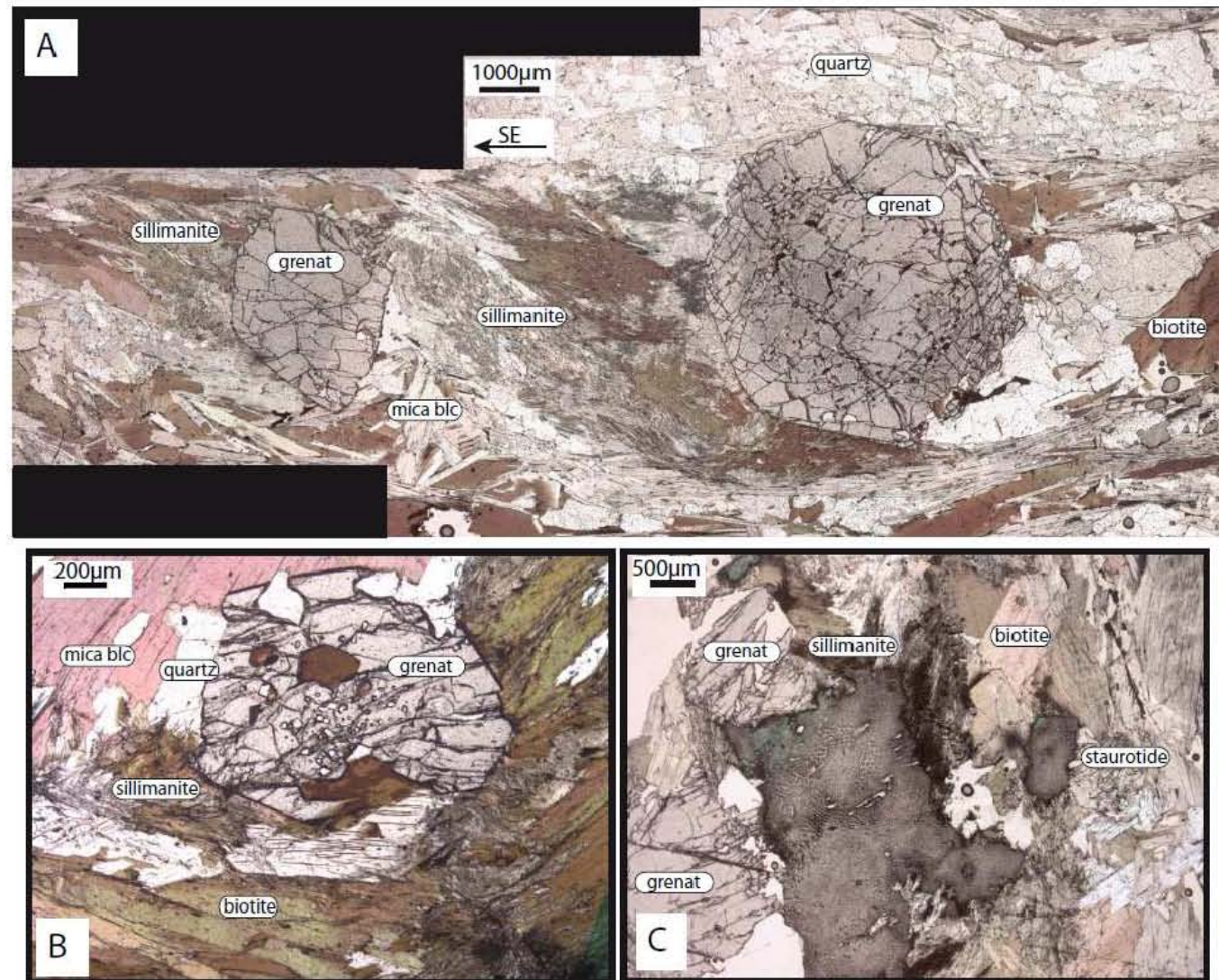


Figure 4.31 : Microphotographie des grenats de la zone à sillimanite. A) gros grenat centimétrique avec « barbe » de sillimanite fibreuse (échantillon CH 09 38). B) Petit grenat associé spatialement à la sillimanite (échantillon LM100). C) Petit grenat associé à la sillimanite (échantillon CH 09 121)

4.4.2 Biotites

Les cristaux de biotites des métasédiments du complexe métamorphique de Danba présentent des compositions homogènes, avec un X_{Fe} compris entre 0.42 et 0.55 (figure 4.32). Les cristaux de biotites d'une amphibolite de la couverture du massif de Gezong (SG 07 34 C, zone à grenat) sont plus riches en Mg que ceux des métasédiments, tandis que les cristaux de biotite d'un leucosome du massif de Qingaling (SG 07 40 B) sont plus riches en Fe que ceux des métasédiments (figure 4.32). Notons que les grenats de ce leucosome sont également très pauvres en Mg. Les compositions des cristaux de biotites des métasédiments ne sont pas significativement différentes selon la position géographique (figure 4.32). Au sein d'un échantillon, on remarque que généralement, les porphyroclastes de biotite de forme sigmoïdes sont légèrement plus riches en Mg que les néoblastes de biotites soulignant la schistosité. De manière générale, la teneur en Ti des biotites des métasédiments du complexe de Danba baisse avec l'augmentation de leur teneur en Fe.

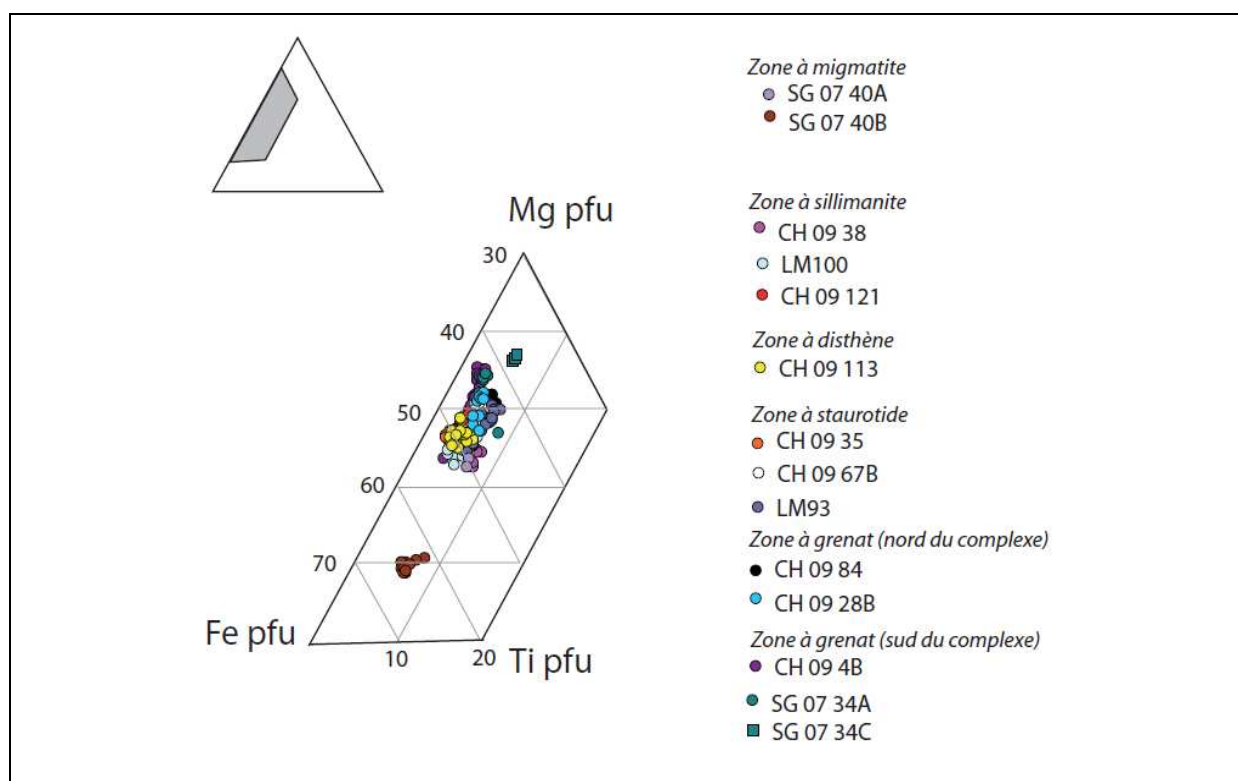


Figure 4.32 : Diagramme triangulaire montrant la composition en Fe, Mg et Ti des biotites des roches métamorphiques des différentes zones du complexe métamorphique de Danba. Les symboles ronds représentent des métasédiments et les symboles carrés représentent des metabasites.

4.4.3 Micas blancs

Les micas blancs des métapélites de la partie nord du complexe métamorphique de Danba ont des compositions en éléments majeurs assez homogènes. La teneur en Si des minéraux est généralement faible, comprise pour la plupart entre 4.05 et 4.1 Si pfu (figure 4.33 A). Quelques micas des échantillons SG 07 40 B (leucosome du massif de Qingaling, figure 4.3) et CH 09 84 (métapélite, figure 4.3) contiennent un peu plus de Si (figure 4.33 A). Les teneurs en Mg sont plus étalées : X_{Mg} varie entre 0.25 et 0.6 (figure 4.33 A).

Dans la partie sud du complexe métamorphique, les métasédiments au nord du massif de Gezong (zone à grenat, CH 09 4B et SG 07 34C, figure 4.3) contiennent des micas présentant une teneur en Si plus étalée que dans la partie nord du complexe métamorphique de Danba (Si pfu=4.05-4.22) (figure 4.33 B). Leur X_{Mg} est aussi légèrement plus élevé que celui des roches du nord du complexe métamorphique ($X_{Mg}=0.5-0.7$) (figure 4.33 B).

Les micas blancs de l'échantillon de schistes verts du sud du massif de Gezong (CH 09 13B, figure 4.3) ont un X_{Mg} bas (0.25-0.45) et des teneurs en Si très variées (Si pfu=4.05-4.4) (figure 4.33 B).

Dans les diagrammes pyrophyllite-céladonite-muscovite (figure 4.34 A), les positions des cristaux de micaschistes du nord du complexe métamorphique de Danba sont très homogènes et proches du pôle muscovite. Dans le diagramme céladonite-paragonite-muscovite, les échantillons de chaque zone métamorphique présentent une proportion de paragonite qui leur est propre (figure 4.34 C). La composition des micas blancs s'appauvrit en paragonite depuis la zone à staurotide (CH 09 67B, LM93), jusqu'à la zone à sillimanite (CH 09 35, CH 09 121, LM100) et à migmatites (SG 07 40 A, SG 07 40B). Au sein d'un même échantillon, la composition varie entre le pôle céladonite et le pôle muscovite. Les cristaux de mica des schistes du nord du massif de Gezong (zone à grenat, CH 09 4B, SG 07 34 A, figure 4.3) présentent les mêmes caractéristiques compositionnelles que ceux des échantillons du nord du complexe métamorphique de Danba dans le diagramme pyrophyllite-céladonite-muscovite (figure 4.34 B). Dans le diagramme céladonite-paragonite-muscovite (figure 4.34 D), la position des cristaux de micas des métasédiments du faciès schiste verts du sud du massif de Gezong (CH 09 13B, figure 4.3) indique une proportion de céladonite et de paragonite plus élevée que tous les autres

métasédiments du complexe métamorphique (jusqu'à 32% de céladonite) (figure 4.34 D). Ceci est cohérent avec leur forte teneur en Si. Par ailleurs, ces cristaux sont tout de même très riches en muscovite.

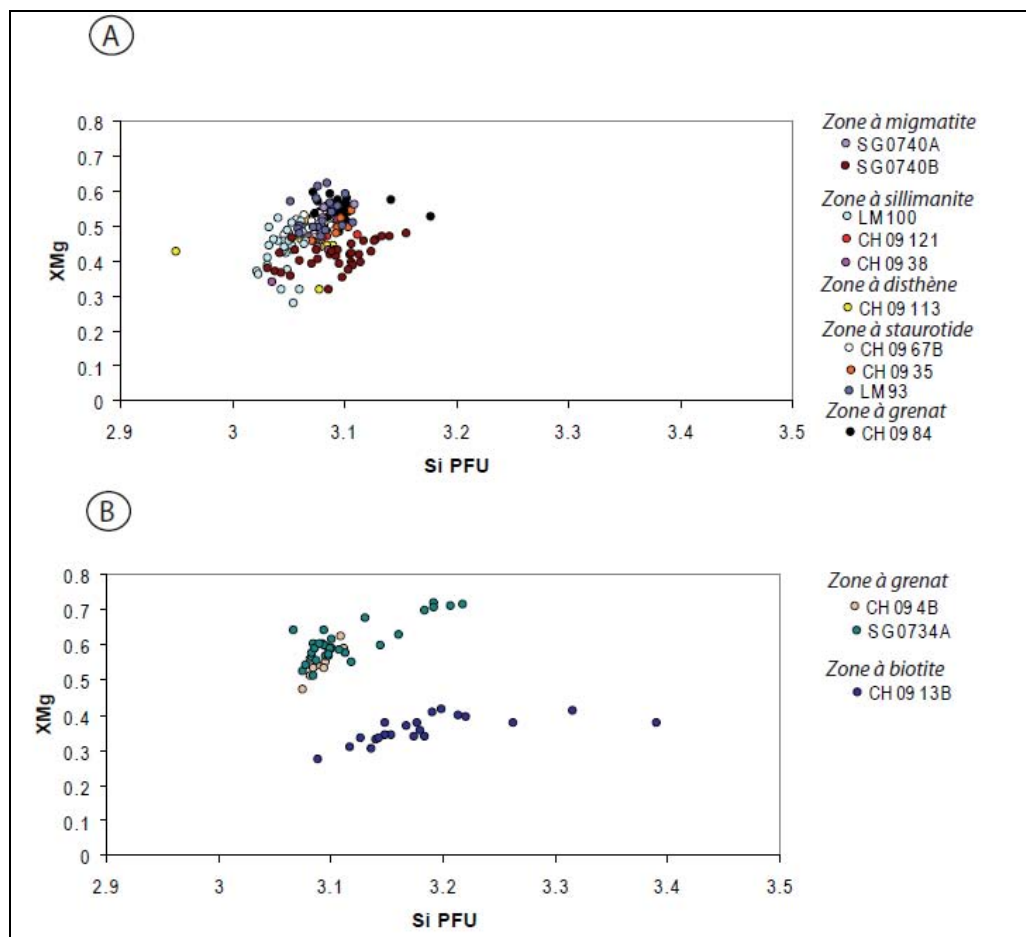


Figure 4.33 : Diagrammes X_{Mg} versus Si pfu pour les micas blancs du complexe métamorphique de Danba (figure 4.3 pour localisation). A) Composition des micas blancs de la partie nord du complexe métamorphique. B) composition des micas blancs des métasédiments de la couverture du massif de Gezong.

Ainsi les teneurs en céladonite sont les plus élevées dans les zones de plus faible grade métamorphique, suggérant que ces zones ont peut-être enregistré des conditions progrades en pression, alors que le cœur du complexe métamorphique a peut-être enregistré des conditions progrades en température lors de la décompression. Notons dans ce sens que les micas provenant de la zone à staurotide (LM 93) sont plus riches en céladonite que les micas provenant de la fusion partielle (SG 07 40 B).

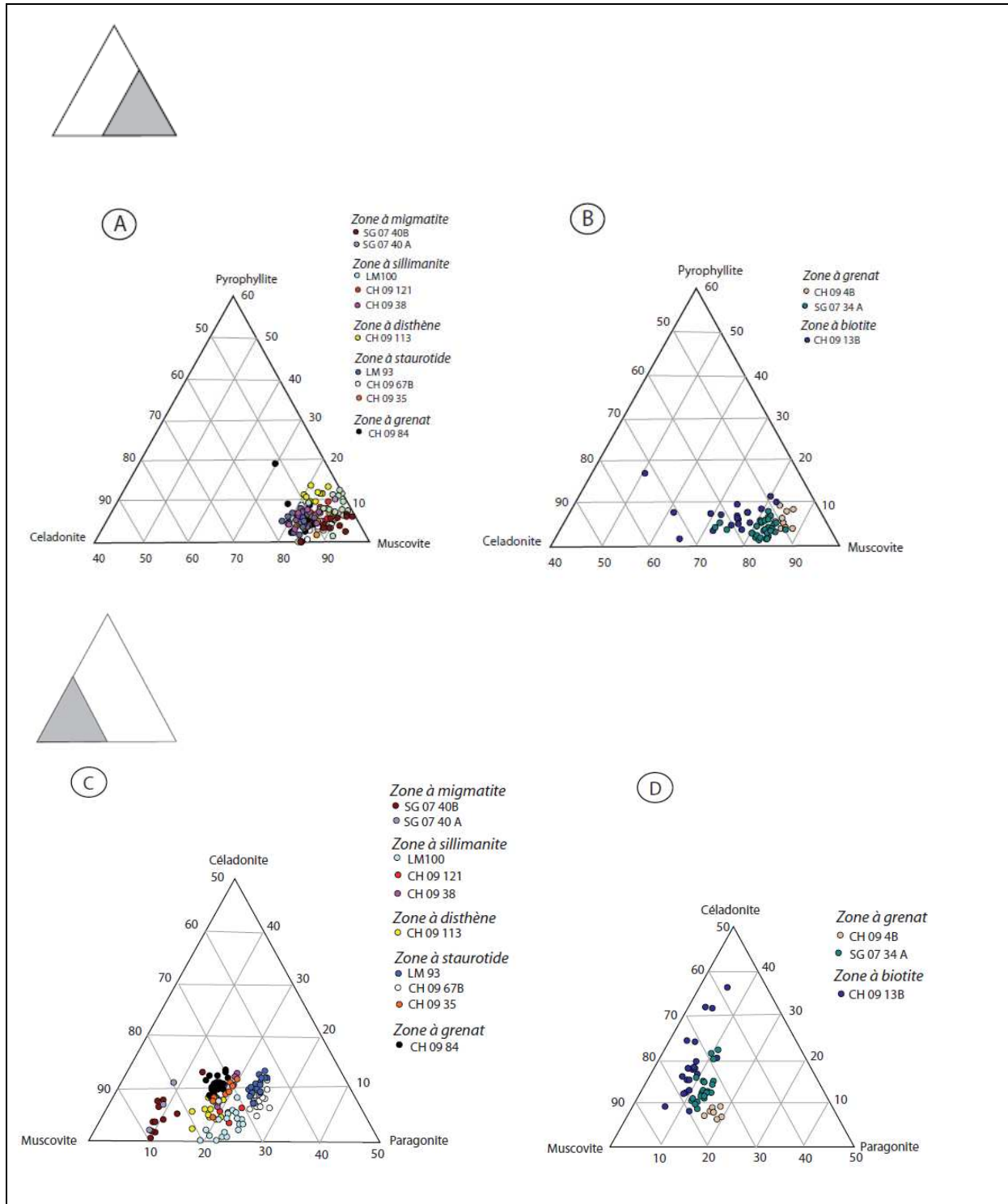


Figure 4.34: Diagrammes ternaires montrant la composition des micas blancs du complexe métamorphique de Danba (localisation figure 4.3). A) diagramme céladonite-pyrophyllite-muscovite des échantillons du nord du complexe métamorphique. B) diagramme céladonite-pyrophyllite-muscovite des échantillons des métasédiments du massif de Gezong. C) diagramme paragonite-pyrophyllite-muscovite des échantillons du nord du complexe métamorphique. D) diagramme paragonite-pyrophyllite-muscovite des échantillons des métasédiments du massif de Gezong.

4.4.4 Chlorites

La chlorite est présente dans les métasédiments de la couverture du massif de Gezong. Au sud du massif, dans le faciès schistes verts, ces chlorites ont un X_{Mg} compris entre 0.4 et 0.5 et une teneur en Si entre 2.62 et 2.82 Si pfu (échantillon CH 09 13 B, figure 4.35). Les quelques cristaux de chlorites observés dans les métasédiments au nord du massif de Gezong ont des teneurs en Si du même ordre que celles des roches du sud du massif, mais leur X_{Mg} est plus élevé (0.55-0.6) (figure 4.35).

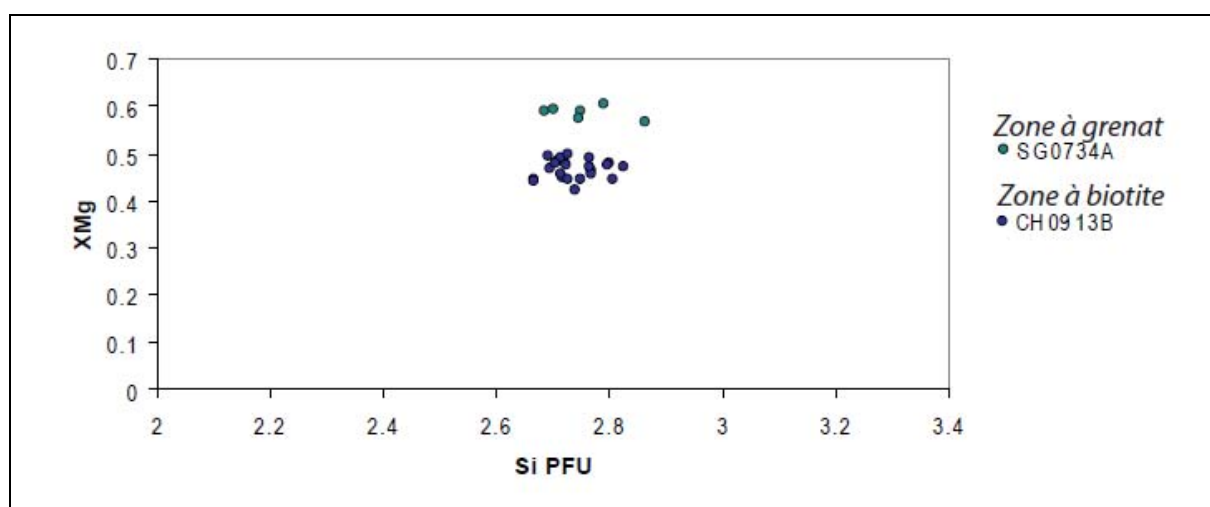


Figure 4.35 : Diagramme X_{Mg} versus Si pfu pour les chlorites des métasédiments de la couverture du massif de Gezong, dans la partie Sud du complexe métamorphique de Danba.

Dans le diagramme ternaire amésite-clinochlore-daphnite (figure 4.36), les chlorites des schistes verts du sud du massif de Gezong ont une composition assez homogène avec entre 20 et 35% d'amésite, 15 et 25% de clinochlore, 48 et 56% de daphnite. Les chlorites des métasédiments du nord du massif de Gezong ont une proportion de daphnite plus petite, une proportion d'amésite équivalente et une proportion en clinochlore plus grande que celles du schiste vert (figure 4.36).

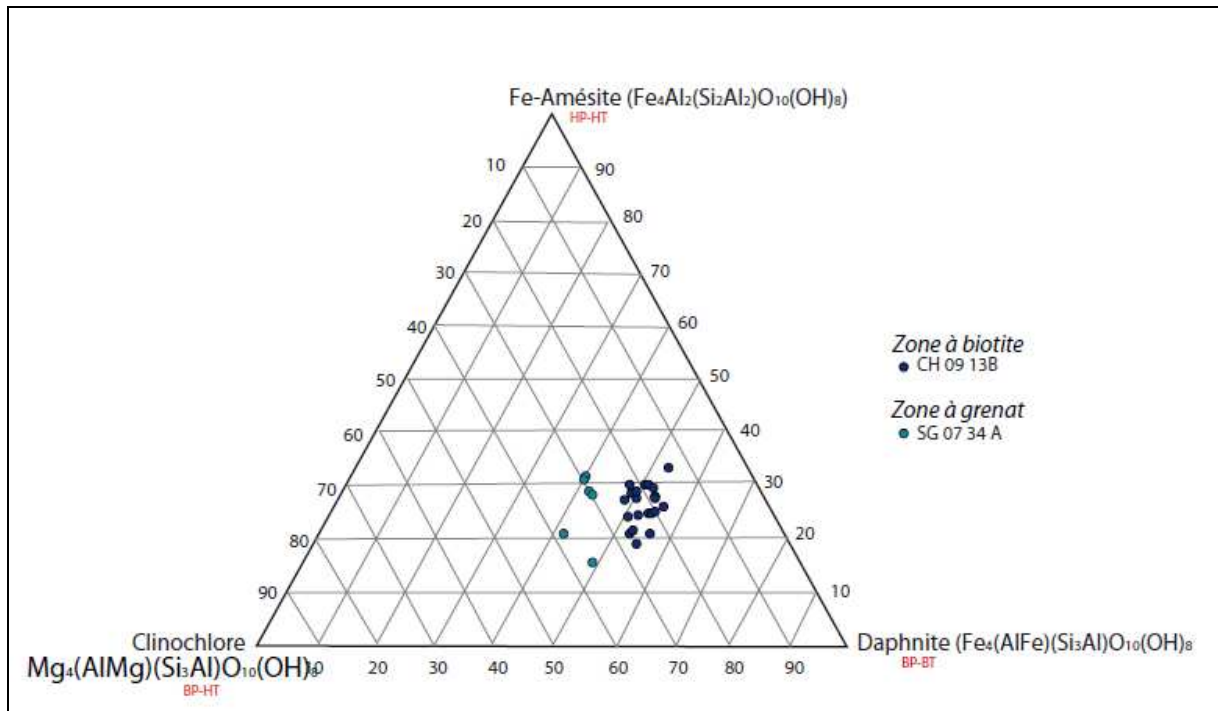


Figure 4.36 : Diagramme amésite-clinochlore-daphnite montrant la composition des cristaux de chlorite des métasédiments de la couverture du dôme de Gezong, au Sud du complexe métamorphique de Danba.

4.4.5 Feldspaths :

Les feldspaths des métapélites de la région de Danba sont des plagioclases avec entre 10 et 60% d'anorthite (Figure 4.37). Les metabasites (Figure 4.37, symboles carrés, SG 07 42 A et LM 95 C) prélevées dans le massif migmatitique de Qingaling contiennent quelques feldspaths potassiques, probablement lié à la fusion partielle. De plus, les metabasites, comme les échantillons d'assez bas degré de métamorphisme sont plus riches en anorthite que les échantillons de plus haut grade, dont les plagioclases sont albitiques (Figure 4.37).

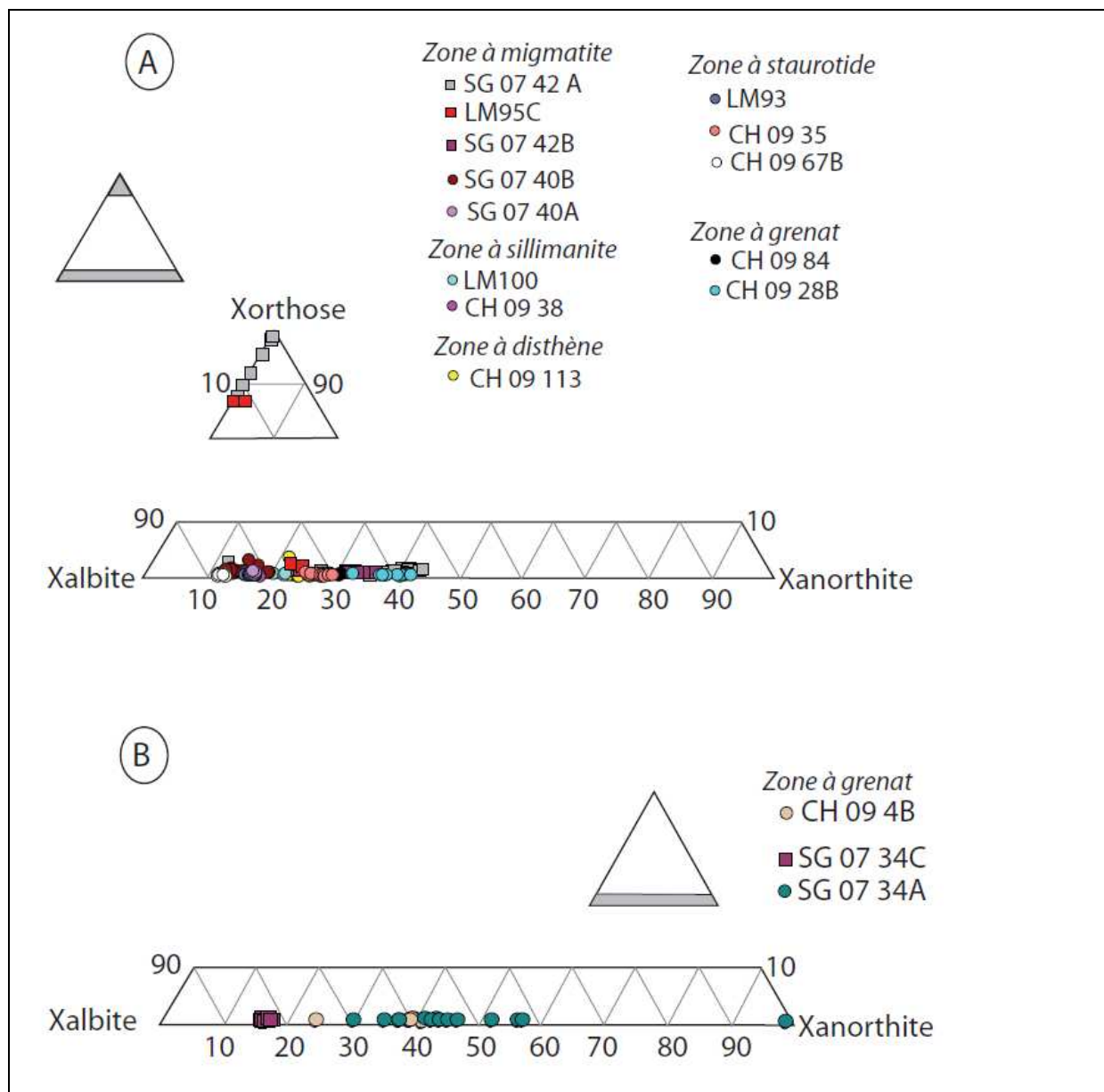


Figure 4.37 : Composition des feldspaths du complexe métamorphique de Danba. A) Composition des feldspaths de la région nord du complexe métamorphique de Danba. B) Composition des feldspaths des roches de la couverture du massif de Gezong. Les symboles carrés représentent les metabasites, les symboles ronds représentent les métasédiments.

4.4.6 Staurotide :

Les cristaux de staurotide des roches métasédimentaires du complexe métamorphique de Danba sont très riches en fer. Leur X_{Fe} est en moyenne de 0.8.

En résumé, on constate que :

- 1) Les compositions moyennes du grenat sont peu variables d'une zone géographique à l'autre avec une dominance de l'almandin. Cependant, les profils de composition des cristaux de grenat suggèrent une croissance de ces minéraux lors du métamorphisme prograde dans la zone à grenat, au nord du massif de Gezong, alors que dans les roches de plus haut degré de métamorphisme, les profils de composition homogènes à travers les cristaux de grenat suggèrent qu'ils ont enregistré une évolution à haute température après stabilisation de la pression.
- 2) La composition des cristaux de biotite est peu variable d'une région géographique à l'autre. Les cristaux de biotite soulignant la foliation sont légèrement plus riches en fer que les porphyroclastes de biotites.
- 3) Les micas blancs sont très riches en muscovite, mais présentent des variations de compositions en paragonite selon le degré de métamorphisme, avec de moins en moins de paragonite des zones à staurotide vers les zones à sillimanite et migmatite. On observe également une évolution entre la muscovite et la céladonite dans chaque échantillon.
- 4) Les plagioclases ont des compositions variables, et comme les micas blancs, leur composition varie avec le degré de métamorphisme. Ils sont en effet plus riches en albite dans les roches de la zone à sillimanite et migmatite que dans des roches des zones à grenat et staurotide.

4.5 Conditions de pression et température enregistrées dans le complexe métamorphique de Danba.

4.5.1 Présentation des échantillons étudiés

Parmi les 112 lames minces de roches métamorphiques étudiées pétrographiquement et structuralement dans le cadre de ce chapitre, 4 ont été sélectionnées (figure 4.3) pour le calcul de pseudosections avec le logiciel Perplex (Connolly 1990, 2005, 2009). Ces quatre échantillons sont positionnés sur une coupe SE-NW jusqu'au cœur migmatitique du complexe métamorphique de Danba. Ces échantillons appartiennent à des zones

métamorphiques différentes (zone à staurotide, zone à sillimanite, zone à migmatite), et sont présentés du moins métamorphique (zone à staurotide) au plus métamorphique (zone à migmatite). Ces quatre échantillons sont des métapélites, dont la composition chimique globale, déterminée par ICP-MS au Service d'Analyse des Roches et Minéraux du Centre de Recherches Pétrographique et Géochimique (CRPG, Nancy) est très similaire. Ces quatre échantillons sont représentatifs des différentes zones métamorphiques rencontrées dans la partie nord du complexe métamorphique de Danba, et l'évolution des assemblages minéralogiques observées peut être généralisée à l'ensemble de cette partie du complexe métamorphique. Ces quatre échantillons sont structurés par la schistosité S₃, la principale schistosité du le complexe métamorphique.

L'étude et la mise en relation de ces 4 échantillons permet de déterminer la succession des paragénèses. Nous avons de plus étudié des échantillons représentatifs de la zone à grenat (CH 09 4 B et SG 07 34 A), sans cependant calculer la pseudo-section associée, ce qui nous a permis de déterminer une paragénèse supplémentaire.

- Les échantillons CH 09 4 B et SG 07 34 A sont équivalents, et proviennent des métasédiments du nord du massif de Gezong, dans la zone à grenat (figure 4.4.). Néoblastes de mica blanc, biotite, chlorite, plagioclase et ilménite constituent la paragénèse de la schistosité S₃. Des porphyroclastes de grenats et de biotites sont moulés dans cette schistosité. Les grenats présentent des profils de compositions typiques d'une croissance prograde (figure 4.25)
- L'échantillon CH 09 67 B provient de la zone à staurotide. Il a été prélevé à la sortie est de la ville de Danba (Figure 4.3). Il contient un grand nombre de minéraux différents : néoblastes de biotite (plus riche en Fe que les porphyroclastes de biotites), néoblastes de mica blanc, quartz, plagioclase et ilménite constituent la paragénèse de la schistosité S₃. Des porphyroclastes sigmoïdes de biotites (plus riche en Mg que les néoblastes soulignant la foliation), des clastes de staurotide et un cristal de disthène sont moulés dans cette schistosité. Les grenats, dont les profils de composition sont plats, traduisant une homogénéisation à haute température (figure 4.27) sont soit inclus dans le staurotide, soit associés aux porphyroclastes de biotites, soit moulés dans la foliation (figure 4.26 C, D)

- L'échantillon CH 09 121 provient de la zone à sillimanite (figure 4.3). Dans cet échantillon, la schistosité S_3 est peu marquée, et il est donc difficile de déterminer les relations des phases minérales avec cette structure. L'échantillon est très riche en micas blancs et biotites dont les compositions sont homogènes (figures 4.32, 4.33, 4.34), et contient peu de quartz et de plagioclase. Il contient des grenats dont les profils sont plats, ce qui implique une homogénéisation à haute température, avec de légers rebroussements en bordure, qui peuvent traduire une diffusion post-croissance (figure 4.30). Ces grenats sont systématiquement associés à la sillimanite sous forme de fibrolite (figure 4.31 C), et aux staurotides, à partir desquels on voit se développer la sillimanite (Figure 4.38 A). Ces textures réactionnelles indiquent que l'assemblage à staurotide+grenat+biotite+mica blanc se transforme en un assemblage à sillimanite+ grenat+biotite+mica blanc.
- L'échantillon CH 09 38 provient de la zone à sillimanite (figure 4.3). La paragenèse de la schistosité S_3 est biotite+micas blancs+quartz+plagioclase+sillimanite. Cet échantillon contient des très gros porphyroclastes de grenats moulés dans la schistosité S_3 et dont les profils de composition révèlent des cœurs de composition très différente du bord (figure 4.29). Ces gros grenats présentent des « barbes » de sillimanite fibrolite (figure 4.31 A). L'ensemble grenat-sillimanite a une forme sigmoïde qui indique un mouvement cisailant du top vers le SE (figure 4.31 A) cohérent avec la structure générale du complexe métamorphique de Danba. Dans cet échantillon, la sillimanite est en contact avec les grenats et les biotites. En outre, on observe de minuscules staurotides inclus dans les micas blancs (figure 4.38 B), ou associés à la biotite et à la sillimanite (figure 4.38 C).
- L'échantillon SG 07 40A provient de la zone à migmatite (figure 4.3). Il s'agit d'un échantillon non fondu qui présente un assemblage minéralogique à biotite+micas blanc+ quartz+ plagioclase dans la schistosité S_3 , ce qui caractérise l'ensemble des échantillons du complexe métamorphique de Danba. En outre, il contient de la sillimanite, associée aux micas, et pas de grenat (figure 4.21 D). Il ne contient pas non plus de cordiérite.

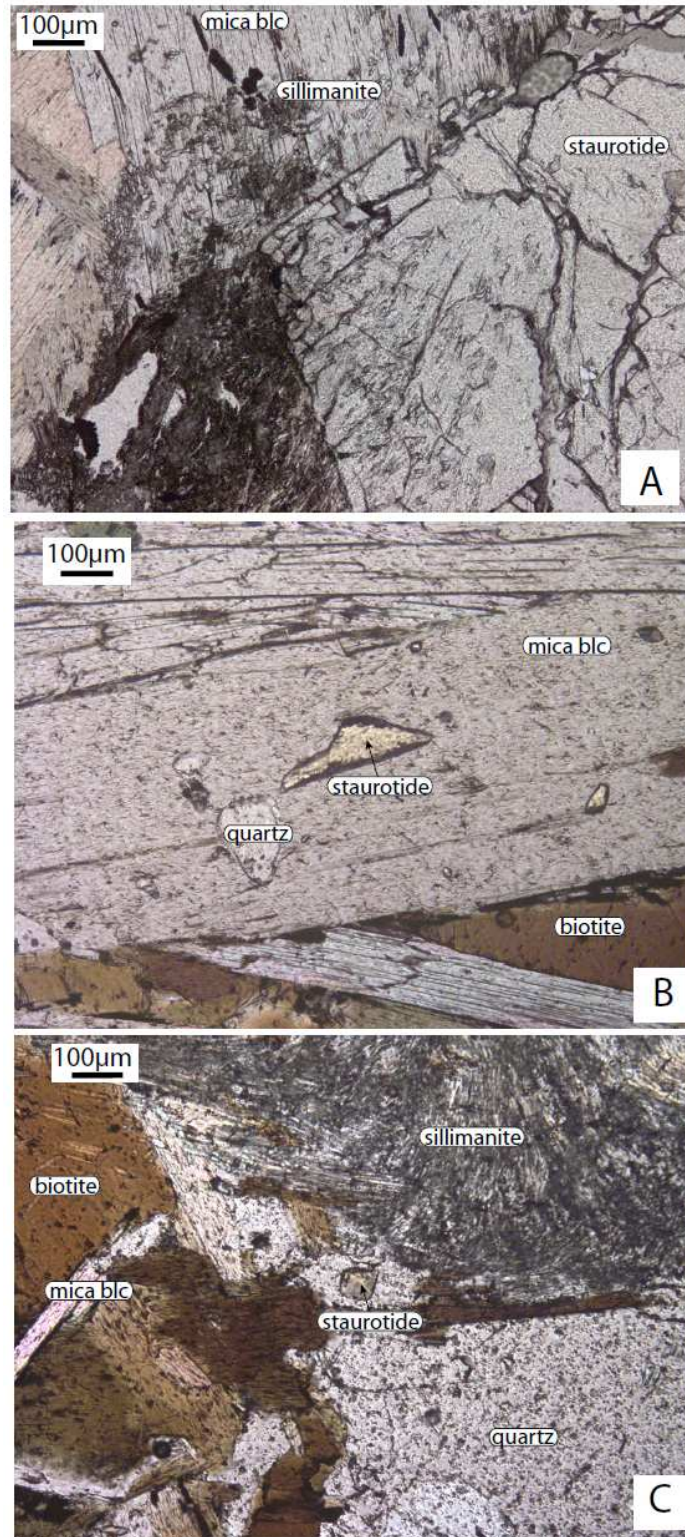


Figure 4.38: Microphotographies montrant les relations texturale entre les minéraux dans les échantillons CH 09 121 et CH 09 38. A) Sillimanite se développant à partir d'un cristal de staurotide (échantillon CH 09 121). B) Relique de staurotide incluse dans un mica blanc (échantillon CH 09 38). C) relique de staurotide associée à des cristaux de biotite, mica blanc et sillimanite (échantillon CH 09 38).

4.5.2. Paragénèses

D'après ces observations, on peut noter tout d'abord que plagioclase, biotite, mica blanc et quartz sont stables dans toutes les paragénèses. Une figure majeure de l'évolution métamorphique est l'apparition de la sillimanite aux dépens de la staurotide. Cette évolution peut-être expliquée par la réaction $\text{staurotide} + \text{quartz} = \text{sillimanite} + \text{grenat}$ du système KFLASH, ce qui entraîne la disparition du staurotide et la formation d'une paragénèse à sillimanite+ grenat+ biotite+micas blanc. On observe quelques échantillons présentant l'assemblage disthène+ grenat+ biotite + mica blanc à l'équilibre. La réaction précédente, conduisant à la disparition du staurotide peut donc donner du disthène alternativement. Enfin, la disparition du grenat peut-être expliquée par des réactions impliquant la disparition concomitante de muscovite et la formation de biotite et d'une phase alumineuse, soit, dans le système KFLASH les réactions $\text{grenat} + \text{muscovite} = \text{biotite} + \text{sillimanite}$ ou $\text{grenat} + \text{muscovite} = \text{biotite} + \text{staurotide}$.

On considère donc que les différentes paragénèses sont les suivantes :

- 1) Grenat + biotite + mica blanc + chlorite + plagioclase + quartz + ilménite. Cette paragénèse correspond à la paragénèse dominante des échantillons de la zone à grenat (CH 09 4 B et SG 07 34 A) des métasédiments du nord du massif de Gezong (figure 4.3).
- 2) Grenat + staurotide + biotite + mica blanc + plagioclase + quartz + ilménite. Cette paragénèse correspond à la paragénèse dominante des échantillons de la zone à staurotide (échantillon CH 09 67B qui présente également quelques cristaux de disthène, figure 4.3)
- 3) Grenat + silicate d'alumine + biotite + mica blanc + plagioclase + quartz + ilménite. Cette paragénèse correspond à celle d'une partie des échantillons de la zone à disthène et de la zone à sillimanite (CH 09 121 dans lequel la staurotide est aussi présente, et montre des figures réactionnelles, CH 09 38 dans lequel quelques reliques de staurotide sont observées, figure 4.3)
- 4) Sillimanite + biotite + mica blanc + plagioclase + quartz + ilménite. Cette paragénèse correspond à la paragénèse dominante de la zone à migmatite (SG 07 40A, figure 4.3.).

Les échantillons CH 09 67B, CH 09 38 et CH 09 121 présentent un assemblage minéralogique intermédiaire entre les paragénèses 2 et 3. En effet, CH 09 67B contient déjà des cristaux de silicate d'alumine, tandis que CH 09 38 et CH 09 121 contiennent des reliques de staurotide. Cela traduit l'évolution temporelle des paragénèses dans ces échantillons.

Notons que d'après les critères structuraux, nous avons montré que les paragénèse à sillimanite se développent en même temps que la schistosité S₃, et après les paragénèses à grenat, staurotide et disthène dont les minéraux sont déformés par la schistosité S₃. Dans l'étude des pseudosections qui suit, nous considérons le plus possible des paragénèses syn-cinématiques (associations néoblastes de biotites/bords des clastes de grenats par exemple) et nous cherchons à comprendre le métamorphisme syn-cinématique.

4.5.3. Pseudosections

Les pseudosections Perplex (Connolly 1990, 2005, 2009) ont été construites à partir de la composition roche totale des métapélites CH 09 67 B, CH 09 121, CH 09 38 et SG 07 40 A (figure 4.3 pour la localisation des échantillons). Nous constatons que les échantillons de métapélites choisis présentent des compositions chimiques en roche totale très proches. Une fois déterminés les paramètres adéquats, nous nous attendons donc à ce que les pseudosections se ressemblent et que les successions des paragénèses, température de fusion, évolution des compositions chimiques soient similaires pour les quatre échantillons modélisés.

Nous avons utilisé les modèles de solutions solides suivants :

- Biotite : Bio(HP) (Powell et Holland 1999), modèle de spéciation qui ne prend pas en compte le Ti dans la biotite. Des essais avec le modèle Bio(TCC) (Tajcmanova et al. 2009) qui prend en compte le Ti ont produits des biotites beaucoup trop titanifères par rapport à ce que l'on observe réellement.
- Mica blanc : Mica(CHA) (Auzanneau et al. 2010, Coggon et Holland 2002) qui n'autorise pas les substitutions de Tschermaks dans les sous-systèmes à Ca et Na,
- Grenat : Gt(HP) (Holland et Powell 1998)
- Staurotide : St(HP) (Holland et Powell 1998)

- Plagioclase : Pl(h) (Newton et al. 1980)
- Chlorite : Chl(HP) (Holland et al. 1998),
- Chloritoïde : Ctd(HP) (White et al. 2000),
- Cordiérite : hCrd (idéal),
- Feldspath potassique : Kf (Waldbaum et Thompson 1968), modèle de mélange pour la sanidine,
- Ilménite : IlGkPy (idéal)
- Liquide de fusion : Melt(HP) (Holland et Powell 2001, White et al. 2001), modèle de liquide magmatique pour une composition granitique et une faible pression.

Une roche métamorphique ne pouvant être considérée comme un système clos pour l'eau, la quantité d'eau à prendre en compte pour le calcul des pseudosections ne peut pas s'appuyer sur la mesure actuelle et doit être considérée comme une variable du modèle. La quantité d'eau a été estimée pour chaque échantillon à l'aide de sections T versus X_{H_2O} . Les sections T- X_{H_2O} montrent que lorsque le système est saturé en H_2O , la fusion partielle se produit à très basse température (environ 880K= 607°C), et coïncide avec la disparition de la chlorite. De plus, les paragénèses déterminées par les observations pétrographiques n'apparaissent pas. La quantité d'eau qui permet de modéliser les paragénèses observées est de l'ordre de 2% et est légèrement inférieure à la perte au feu des échantillons considérés. Elle correspond à un système sous-saturé avant la fusion partielle. Le système chimique utilisé dans les pseudosections est donc SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, MgO, MnO, Na_2O , K_2O , CaO, H_2O . Nous n'avons pas introduit d' O_2 dans les modèles.

Les grilles obtenues sur les 4 échantillons étudiés ont beaucoup de points communs, ce qui reflète les compositions chimiques proches et les protolithes similaires des échantillons sélectionnés. Un grand nombre de secteurs correspondant à un assemblage minéralogique donné se retrouve d'une pseudosection à l'autre et leurs positions relatives sont toujours les mêmes. Cela nous permet de comprendre les conditions PT correspondant aux paragénèses que nous avons déterminées précédemment en nous affranchissant de l'effet de la composition chimique de l'échantillon.

4.5.3.1. Echantillon CH 09 67 B : micaschiste à grenat et staurotide.

La figure 4.39 montre la pseudosection obtenue pour l'échantillon CH 09 67 B. L'espace PT correspondant à l'assemblage grenat + staurotide + biotite + mica blanc + plagioclase + disthène + quartz + ilménite a été colorié en jaune. Nous avons ajouté à la grille les lignes d'apparition et de disparition du grenat, de la staurotide, de la sillimanite et du liquide de fusion. La paragenèse grenat + staurotide + biotite + mica blanc + plagioclase + quartz + ilménite \pm disthène contenant des minéraux en claste dans la schistosité S3 correspond à une paragenèse anté-cinématique (grenat, staurotide, disthène, grandes biotites), la paragenèse syn-cinématique étant caractérisée par une génération de biotite différente (néoblastes de biotite dans la schistosité S3).

Les bords des grenats en clastes de cet échantillon présentent une proportion de pyrope de 0.125 ± 0.006 , une proportion d'almandin de 0.815 ± 0.007 , une proportion de grossulaire est 0.030 ± 0.004 et une proportion de spessartine est 0.031 ± 0.002 . Les néoblastes de biotites présentent un $X_{Fe} = 0.483 \pm 0.007$. Nous avons tracé les zones correspondant aux compositions suivantes (figure 4.39) :

- Composition des grenats en clastes :
 1. Proportion d'almandin (X_{alm}) entre 0.80 et 0.82,
 2. Proportion de pyrope (X_{pyr}) entre 0.11 et 0.13,
 3. Proportion de grossulaire (X_{gro}) entre 0.025 et 0.035,
- Proportion de fer dans les néoblastes de biotite (X_{Fe}) entre 0.47 et 0.49.

Toutes ces isoplèthes passent par le champ correspondant à l'assemblage minéralogique observé (figure 4.39). Les zones correspondant aux compositions des minéraux de l'échantillon se superposent à des conditions PT de 820K (=547°C) et 6 kbars. Ces conditions estimées par la modélisation des pseudosections sont en accord avec les données précédemment publiées (Huang et al. 2003a) et avec les résultats obtenus pour le thermomètre grenat-biotite avec la calibration de Kleemann et Reinhard (1994, prend en compte le Ti) qui donne une température de $527 \pm 5^\circ\text{C}$.

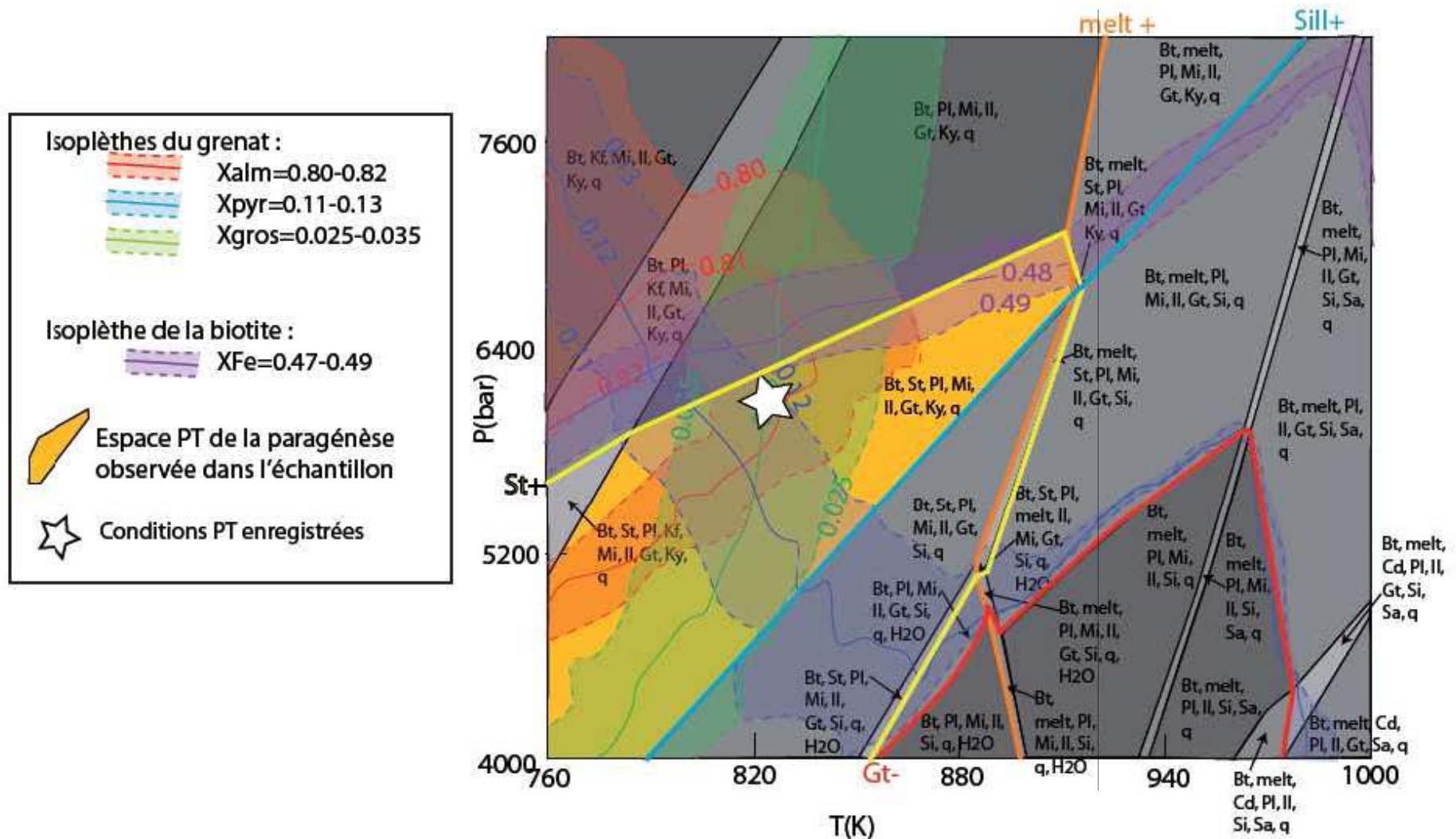


Figure 4.39: Pseudosection Perplex de l'échantillon CH 09 67 B. Bt=biotite, Mi=mica blanc, Il=ilménite, q=quartz, Gt=grenat, St=staurotide, Ky=disthène, Pl=plagioclase, Si=sillimanite, Sa=sanidine, Kf=feldspath potassique, Cd=cordiérite, melt=fusion partielle.

4.5.3.2. Echantillon CH 09 121 : micaschiste à grenat, staurotide et sillimanite.

La figure 4.40 montre la pseudosection obtenue pour l'échantillon CH 09 121. Cet échantillon présente des figures de réaction entre la staurotide et la sillimanite, mais la paragenèse stable considérée est grenat + sillimanite + biotite + mica blanc + plagioclase + quartz + ilménite. Dans cet échantillon, la schistosité S₃ est peu marquée et il est difficile de s'assurer que la paragenèse ci-dessus soit syn-cinématique. L'espace PT correspondant à cette paragenèse sur la pseudosection a été colorié en jaune (figure 4.40). Nous avons ajouté à la grille les lignes d'apparition et de disparition du grenat, de la staurotide, de la sillimanite et du liquide de fusion

Du point de vue de l'évolution des paragenèses, d'après nos observations pétrographiques, on passe dans cet échantillon de la paragenèse à staurotide (grenat + staurotide + biotite + mica blanc + plagioclase + quartz + ilménite) à la paragenèse à sillimanite (grenat + sillimanite + biotite + mica blanc + plagioclase + quartz + ilménite). Ce passage se fait sur une gamme de pression s'étalant de 4.5 à 6.3 kbars environ et sur une gamme de température allant de 820 à 870K (=547-597°C). Les conditions de pression de cet échantillon sont donc plutôt mal contraintes par la réaction métamorphique staurotide+quartz=sillimanite+grenat, au contraire des conditions de température qui sont proches des températures obtenues par le thermomètre grenat-biotite sur cet échantillon (534±6°C, calibration de Kleemann et Reinhard, 1994).

Du point de vue de la composition des minéraux, le tracé des isoplèthes de la biotite et du grenat nous permet de tester la validité du modèle (figure 4.40). Les biotites présentent un $X_{Mg}=0.508\pm 0.01$. Sur la pseudosection, nous avons tracé les isoplèthes $X_{Mg}=0.49$, $X_{Mg}=0.50$ et $X_{Mg}=0.51$. La bande formée par ces isoplèthes de la biotite passe dans l'espace pression-température défini par la paragenèse à sillimanite considérée (figure 4.40). Nous avons tracé les isoplèthes correspondant aux compositions du grenat (figure 4.40). Le grenat présente une proportion d'almandin de 0.77 ± 0.01 et une proportion de pyrope de 0.13 ± 0.008 . La proportion de grossulaire des grenats est 0.045 ± 0.007 . Les isoplèthes du grossulaire calculées à partir de ce modèle et correspondant à la composition analysée au cœur des grenats n'apparaissent pas dans l'espace PT dans

lequel nous avons calculé la pseudosection. Cependant, nous avons tracé les zones correspondant à une proportion d'almandin entre 0.75 et 0.77 et à une proportion de pyrope entre 0.12 et 0.14 (figure 4.40). Les zones définies par ces intervalles de compositions du grenat et de la biotite se superposent approximativement dans le champ correspondant à la paragenèse. Cette superposition des isoplèthes donne des conditions de pression d'environ 5.3 kbar et des conditions de température autour de 870K (=597°C).

4.5.3.3. Echantillon CH 09 38 : micaschiste à grenat et sillimanite.

Cet échantillon, à la différence des trois autres échantillons modélisés, présente une teneur en MnO particulièrement élevée (0.23% contre 0.1% en moyenne pour les autres échantillons). Les profils de composition réalisés dans les grenats de cet échantillon montre que les grenats les plus gros présentent un cœur de composition bien différente de celle du bord et très riche en spessartine (jusqu'à 23% de spessartine, figure 4.29). Pour calculer la pseudosection qui correspond à la paragenèse à l'équilibre avec le bord du grenat, nous avons recalculé la composition effective de l'échantillon en éliminant la composition des cœurs des gros grenats.

Le rapport de la surface occupée par les cœurs des gros grenats dans la lame (2.5 mm de diamètre) sur la surface totale de la lame nous permet d'estimer que les cœurs de grenats très riches en Mn représentent environ 0.8% de la surface de la lame, et par extension, 0.8% de la masse de l'échantillon. La composition moyenne de ces cœurs de grenat est : SiO₂=36.55%, Al₂O₃=21.33%, MnO=7.4%, FeO=27.54%, MgO=0.945%, CaO=6%. Nous avons donc enlevé à la composition roche totale déterminée par le SARM la composition de ces cœurs de grenat. La composition chimique obtenue représente celle de la roche lors de la cristallisation des bords du grenat, ce qui nous intéresse ici.

La figure 4.41 montre la pseudosection obtenue pour cette composition correspondant à la cristallisation des bords des grenats. L'espace PT correspondant à la paragenèse grenat + sillimanite + biotite + mica blanc + plagioclase + quartz + ilménite observée a été colorié en jaune (figure 4.41). Nous avons ajouté à la grille les lignes d'apparition et de disparition du grenat, de la staurotide, de la sillimanite et du liquide de fusion. Dans cet échantillon, on considère la paragenèse syn-cinématique avec les compositions des néoblastes de biotite qui soulignent la schistosité S₃ et les bords des grenats roulés dans cette schistosité S₃.

Du point de vue de l'évolution des paragenèses, on observe dans cet échantillon des reliques de staurotides associées à la sillimanite. Une fois encore, ceci atteste la réaction staurotide+quartz=sillimanite+grenat. Cette réaction se produit à une pression comprise entre 4.9 et 6.4 kbar et à une température comprise entre 890 et 900K (=617-627°C) (figure 4.41).

Nous avons ajouté à la grille les isoplèthes du bord des grenats et des néoblastes de biotite afin de vérifier la validité du modèle (figure 4.41) pour les conditions PT syn-cinématiques. La bordure des cristaux de grenat de l'échantillon CH 09 38 présentent une proportion d'almandin de 0.78 ± 0.005 et une proportion de pyrope de 0.123 ± 0.006 . La proportion de grossulaire est 0.053 ± 0.002 et la proportion de spessartine est de 0.043 ± 0.005 . Les isoplèthes de l'almandin, du pyrope, du grossulaire et du spessartine se recouvrent grossièrement dans l'espace PT défini par la paragénèse. Les néoblastes de biotite de cet échantillon présentent une proportion en Fe de 0.510 ± 0.018 . Nous avons tracé les isoplèthes correspondant à une proportion de Fe entre 0.50 et 0.52 (figure 4.41). Les isoplèthes du Fe dans la biotite considérées passent elles aussi dans l'espace PT défini par la paragénèse à sillimanite. Ainsi, les isoplèthes correspondant aux compositions des bords du grenat et des néoblastes de biotites sont cohérents avec les conditions PT données par la paragénèse grenat + sillimanite + biotite + mica blanc + plagioclase + quartz + ilménite, et l'on considère que cet échantillon a subi des conditions de métamorphisme de 5.2 kbar **et 900K (= 627°C)** (étoile sur la figure 4.41). Ces conditions déterminées par les isoplèthes sont cohérentes avec celles de la réaction staurotide+quartz=sillimanite+grenat déduite des observations pétrographiques et la température obtenue est cohérente avec celle déduite du thermomètre grenat-biotite dans cet échantillon (570°C avec la calibration de Kleeman et Reinhardt, 1994).

4.5.3.4. Echantillon SG 07 40A : micaschiste à sillimanite.

La figure 4.42 montre la pseudosection obtenue pour l'échantillon SG 07 40 A. L'espace PT correspondant à la paragenèse sillimanite + biotite + mica blanc + plagioclase + quartz + ilménite observée a été colorié en jaune. Nous avons ajouté à la grille les lignes d'apparition et de disparition du grenat, de la staurotide, de la sillimanite et du liquide de fusion ; ainsi que l'isoplèthe du magnésium de la biotite afin de vérifier la validité du modèle (figure 4.42). La paragenèse, caractérisée par des néoblastes de biotite, est syn-cinématique.

Les biotites de cet échantillon présentent un XMg de 0.465 ± 0.005 . Sur la pseudosection, nous avons tracé les isoplèthes du Mg dans la biotite correspondant à des XMg entre 0.45 et 0.47. L'espace pression-température déterminé par ces isoplèthes est très large et englobe celui défini par la paragenèse (figure 4.42). En l'absence de grenat dans cet échantillon, les conditions PT sont donc très mal contraintes. Cependant, le champ correspondant à la paragenèse est petit et nous permet d'estimer les conditions PT du métamorphisme de cet échantillon à 900K (=627°C) et 3.7 kbars.

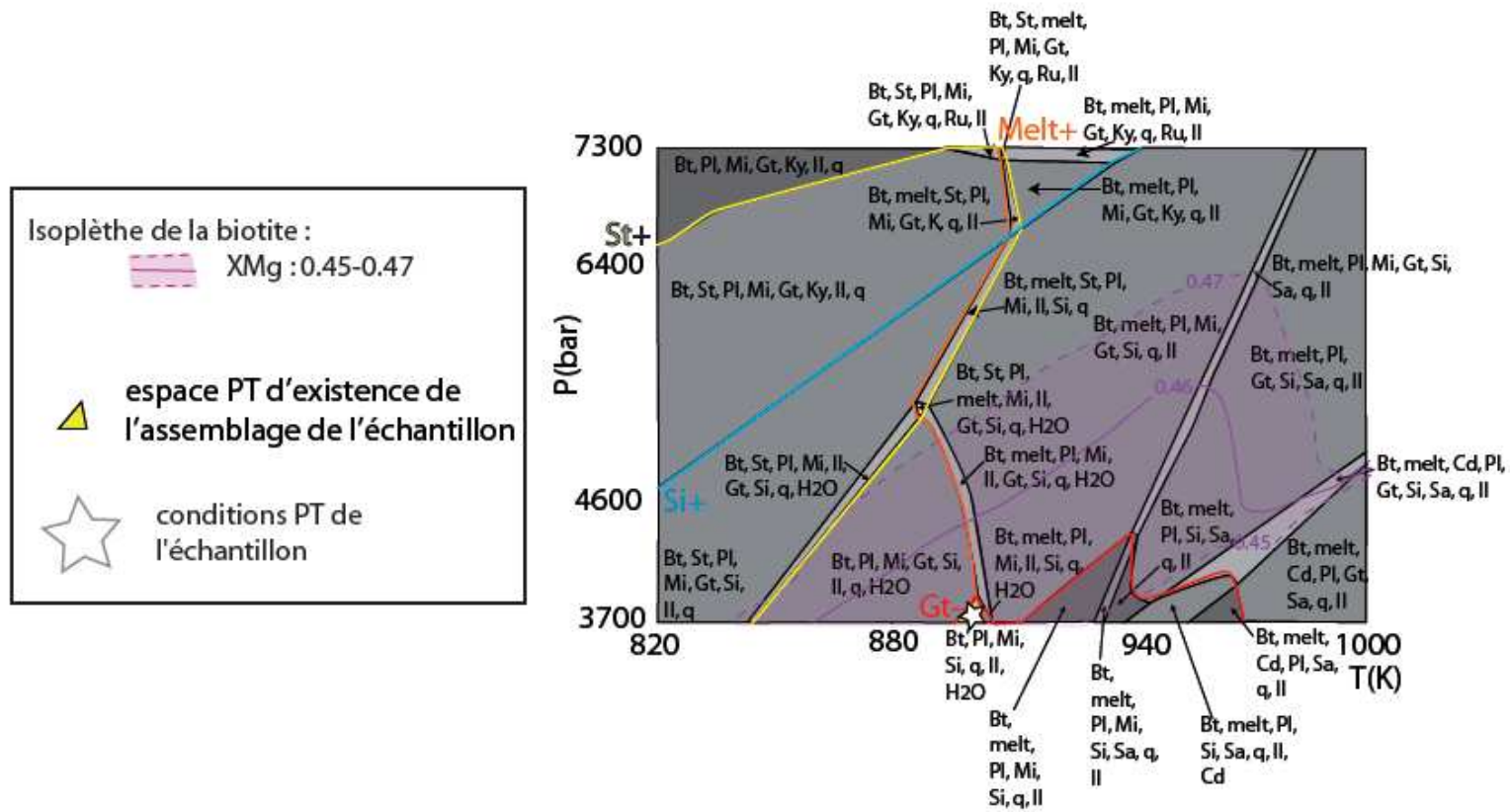


Figure 4.42 : Pseudosection Perplex de l'échantillon SG 07 40 A. Mêmes abréviations que dans la figure 4.38.

4.5.4. Gradient PT régional

La mise en commun des estimations PT pour les 4 échantillons (figure 4.43) rend compte d'une évolution inverse des pressions et des températures. En effet, lorsque l'on se rapproche du cœur du complexe métamorphique de Danba, dans sa partie nord, les températures correspondant à la paragenèse dominante augmentent alors que les pressions diminuent. Cette évolution reflète à la fois une évolution temporelle et une évolution spatiale. En effet, entre l'échantillon CH 09 67B et l'échantillon CH 09 121, la diminution de pression et l'augmentation de température enregistrées sont associées à la mise en place du régime cinématique défini par la schistosité S₃. Ils traduisent donc un trajet PT et un rechauffement lié à l'exhumation syn-S₃. En revanche, la diminution de pression et l'augmentation de température enregistrées entre les échantillons CH 09 121 et SG 07 40A traduit vraisemblablement un gradient spatial dans la mesure où les paragenèses identifiées sont synchrones de S₃. Les données thermobarométriques traduisent donc un gradient métamorphique inverse syn-S₃. Cet enregistrement métamorphique est cohérent avec l'extrusion de roches profondes au nord du complexe métamorphique de Danba comme mis en évidence par l'étude des structures. Ce plissement des isothermes lors de l'enregistrement métamorphique explique la mise en contact de roches chaudes dans un encaissant plus froid.

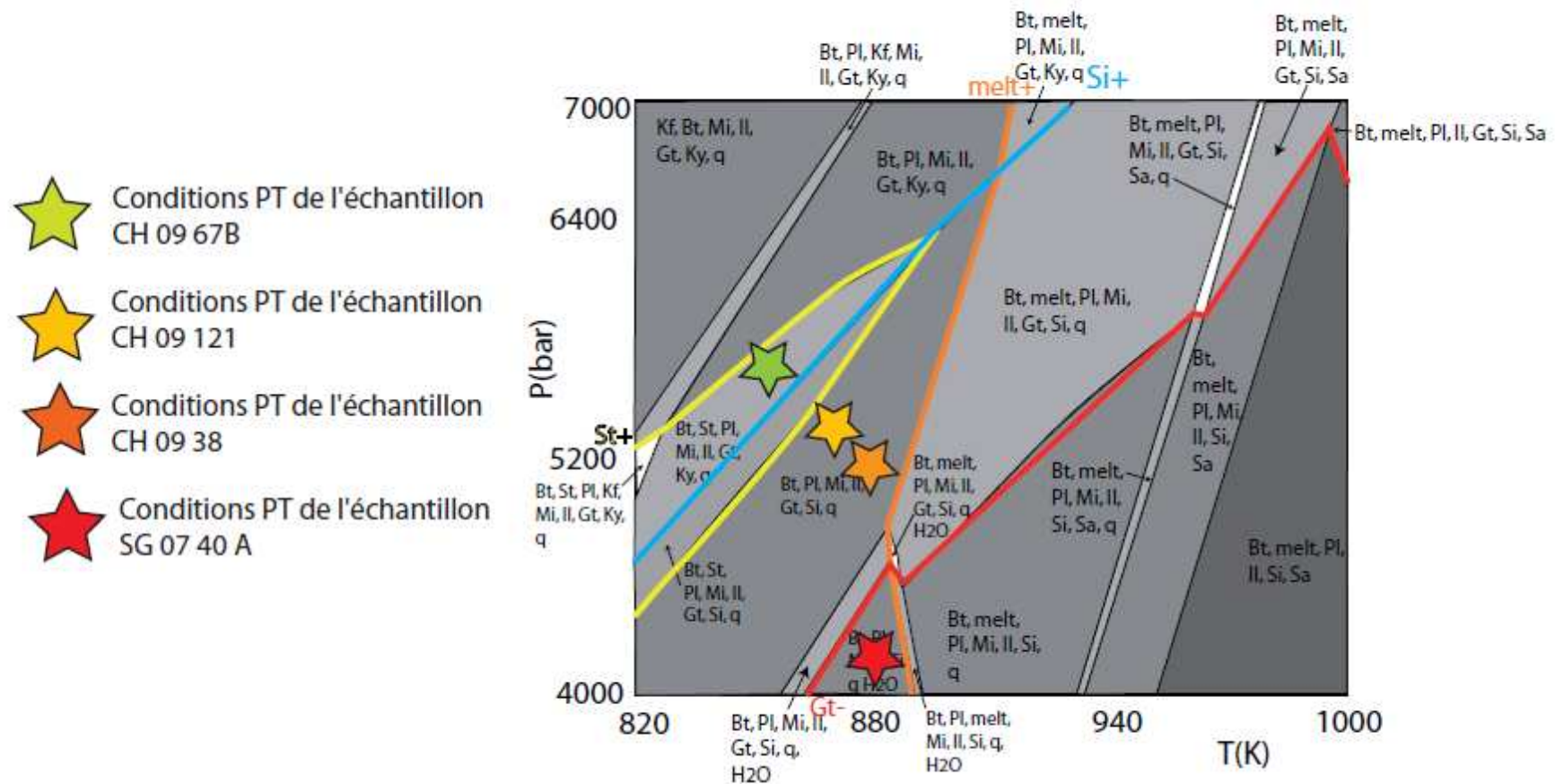


Figure 4.43 : Pseudosection type pour les échantillons étudiés, basée sur la composition de l'échantillon CH 09 121. Les étoiles représentent les positions relatives des échantillons étudiés dans l'espace PT. Les positions relatives de ces échantillons révèlent une baisse de pression à température quasi constante. Même abréviations que dans la figure 4.38.

4.6 Géochronologie et thermochronologie

4.6.1 U/Pb sur zircon

Nous avons effectué des datations U/Pb sur zircons sur un échantillon de filon granitique à amphiboles (échantillon SG 07 41 D) provenant du massif migmatitique de Qingaling (figure 4.3). Les cristaux de zircons ont été extraits de l'échantillon en utilisant les méthodes conventionnelles de la séparation magnétique et des liqueurs denses. Ils ont ensuite été montés dans une résine époxy, polis et métallisés pour l'observation en cathodoluminescence et l'analyse à la microsonde ionique. Les observations en cathodoluminescence ont été effectuées au Service Commun de Microscopie Electronique (SCMEM, Nancy Université). Les analyses *in situ* des zircons ont été réalisées au CRPG (Nancy) avec la microsonde CAMECA IMS 1270 en suivant la procédure décrite par Deloule et al. (2002).

Cet échantillon contient du plagioclase, de la biotite, de l'amphibole et du quartz comme minéraux majeurs. Les cristaux d'amphiboles présentent des bords arrondis et corrodés, qui suggèrent une déstabilisation du minéral. Les cristaux de zircon mesurent une centaine de μm de long et 70 μm de large. Ils présentent des formes très irrégulières, nébuleuses, avec un cœur qui présente des oscillations magmatiques et une surcroissance homogène visibles en cathodoluminescence et en microscopie électronique à balayage (figure 4.44).

Un total de 55 analyses a été réalisé sur les zircons de l'échantillon SG 07 41 D, avec un faisceau d'ions d'un diamètre d'environ 15 μm . Parmi celles-ci, 15 analyses présentant un excès de ^{204}Pb ont été écartées et 12 autres, notamment des analyses de surcroissances, ont été écartées car le faisceau d'ions avait touché une zone mixte entre le cœur et la surcroissance. Sur les 28 analyses restantes, deux sont des analyses de surcroissances qui présentent un âge concordant de $219,8 \pm 1,8$ Ma et 223 ± 83 Ma. Les résultats sont d'abord présentés sous la forme d'un histogramme des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (figure 4.45). L'histogramme révèle d'une part un pic d'âge vers 220 Ma, qui correspond aux deux surcroissances concordantes, et d'autre part, un groupe d'âges entre 980 et 550 Ma, qui

correspond aux âges enregistrés dans les cœurs des zircons (figure 4.45). Cet étalement suggère que les cœurs de ces zircons sont issus de grains détritiques, qui proviennent de l'érosion de divers massifs magmatiques d'âge variable au sein du Néoprotérozoïque. Nous proposons donc que ce leucosome à amphibole (échantillon SG 07 41 D) provient de la fusion partielle vers 220 Ma d'un métasédiment ayant récolté des zircons détritiques issus de l'érosion de la marge du craton du Yangtze (chapitre 2).

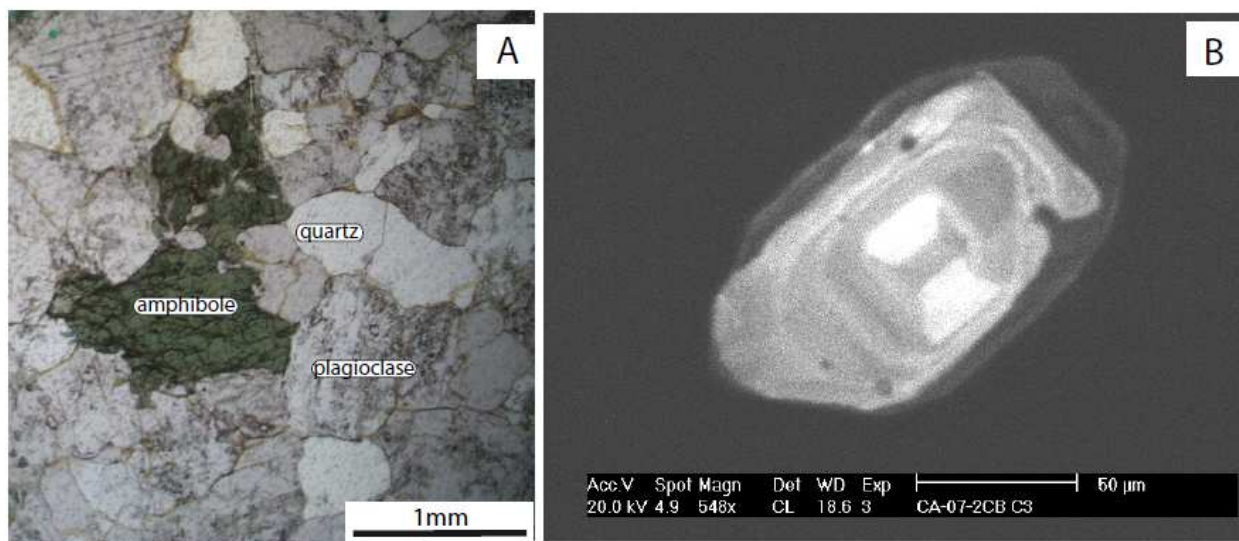


Figure 4.44: A) microphotographie de l'échantillon SG 07 41 D montrant la minéralogie caractéristique de l'échantillon et la texture des amphiboles. B) un exemple de zircon de l'échantillon SG 07 41 D, avec un cœur à oscillations magmatiques et une surcroissance homogène.

Les analyses reportées sur un diagramme concordia (figure 4.46) se présentent sous forme d'un amas de points grossièrement concordants entre 550 et 900 Ma et de deux autres points concordants vers 220 Ma qui correspondent aux âges obtenus sur les surcroissances.

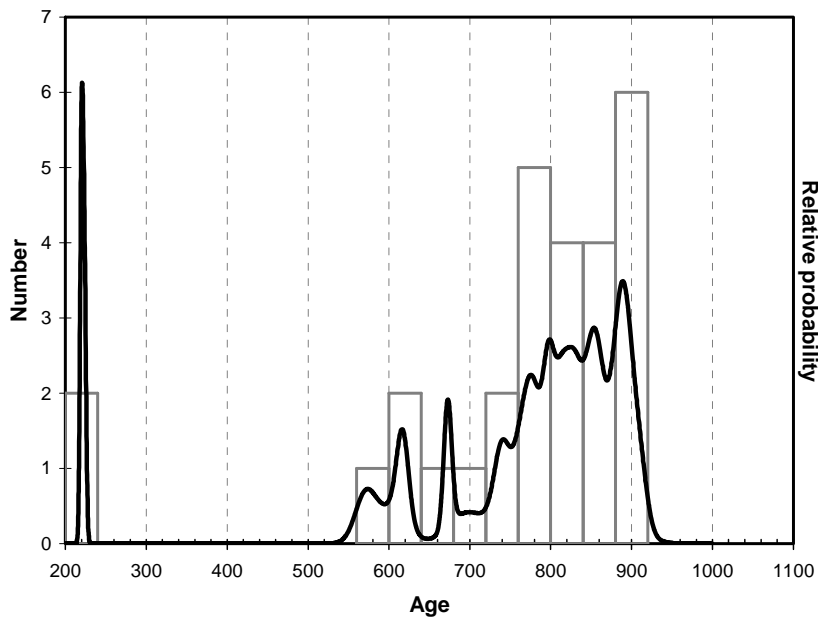


Figure 4.45: Histogramme de répartition des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ des zircons de l'échantillon SG 07 41 D.

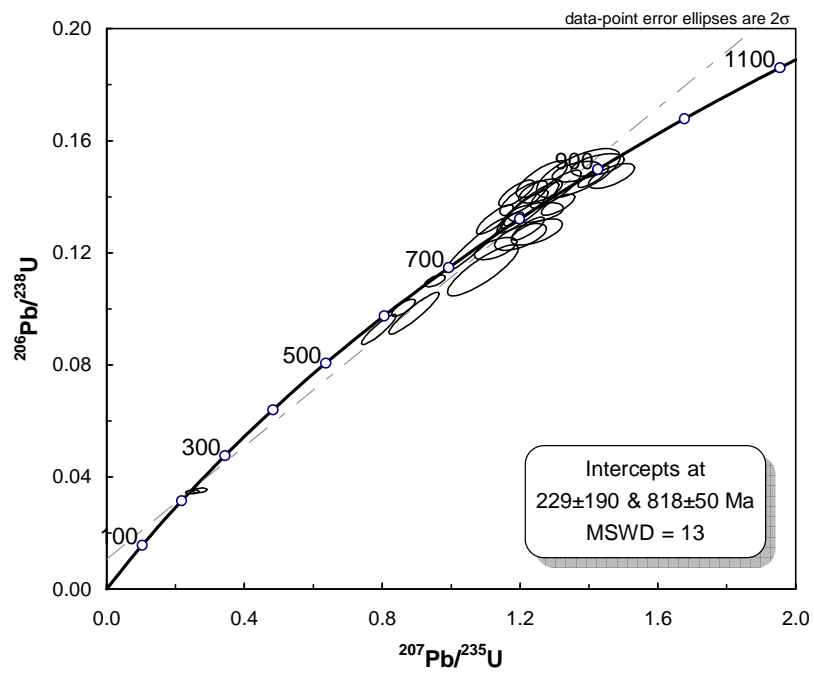


Figure 4.46 : Diagramme concordia pour l'échantillon SG 07 41 D

4.6.2 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphiboles et micas

Quatre échantillons ont été sélectionnés pour datation Ar/Ar sur mica et amphibole. Ces échantillons se répartissent sur une coupe N-S à travers le complexe métamorphique de Danba (figure 4.3). Les minéraux ont été séparés à la main après tamisage. Seuls les minéraux automorphes, exempts de chlorite et d'une taille suffisante ($>150\mu\text{m}$) ont été sélectionnés. Les échantillons ont été irradiés au réacteur nucléaire de McMaster, Canada et analysés au Laboratoire Géosciences de Montpellier selon la méthode décrite par Jolivet et al. (2007).

4.6.2.1 Description texturale et microstructurale des échantillons

L'échantillon SG 07 31 A est un leucogneiss à deux micas qui provient du massif de Gezong (figure 4.3). La biotite se présente en porphyroclastes de forme sigmoïde. On observe aussi de petites biotites recristallisées allongées dans la schistosité. Le mica blanc apparaît en néocristaux automorphes plus petits et qui soulignent les plans de cisaillement (figure 4.47). Les grains de quartz et le plagioclase présentent des joints triples à 120° , ce qui traduit une recristallisation à haute température (figure 4.47). Les biotites en claste présentent des zonations de compositions, notamment en Fe, K, Cl et Ti (figure 4.48). Ces zonations peuvent traduire une recristallisation, ou un front de chloritisation des biotites.

L'échantillon SG 07 35 B est un micaschiste à grenat qui provient de la couverture métasédimentaire du massif de Gezong (figure 4.3). Une foliation est soulignée par l'alternance de niveaux riches en micas et de niveaux riches en quartz et feldspath. Les cristaux de biotite et de muscovite sont interstratifiés ce qui traduit un équilibre thermodynamique ou au contraire une réaction entre ces deux phases qui occupent la même position microstructurale. Les cartographies MEB de ces minéraux révèlent qu'ils sont homogènes chimiquement. Les niveaux quartzo-feldspathiques présentent une texture polygonale typique d'une recristallisation à haute température (figure 4.49). On observe une légère anisotropie dans l'orientation des réseaux cristallins de ces minéraux, ce qui traduit une recristallisation dynamique.

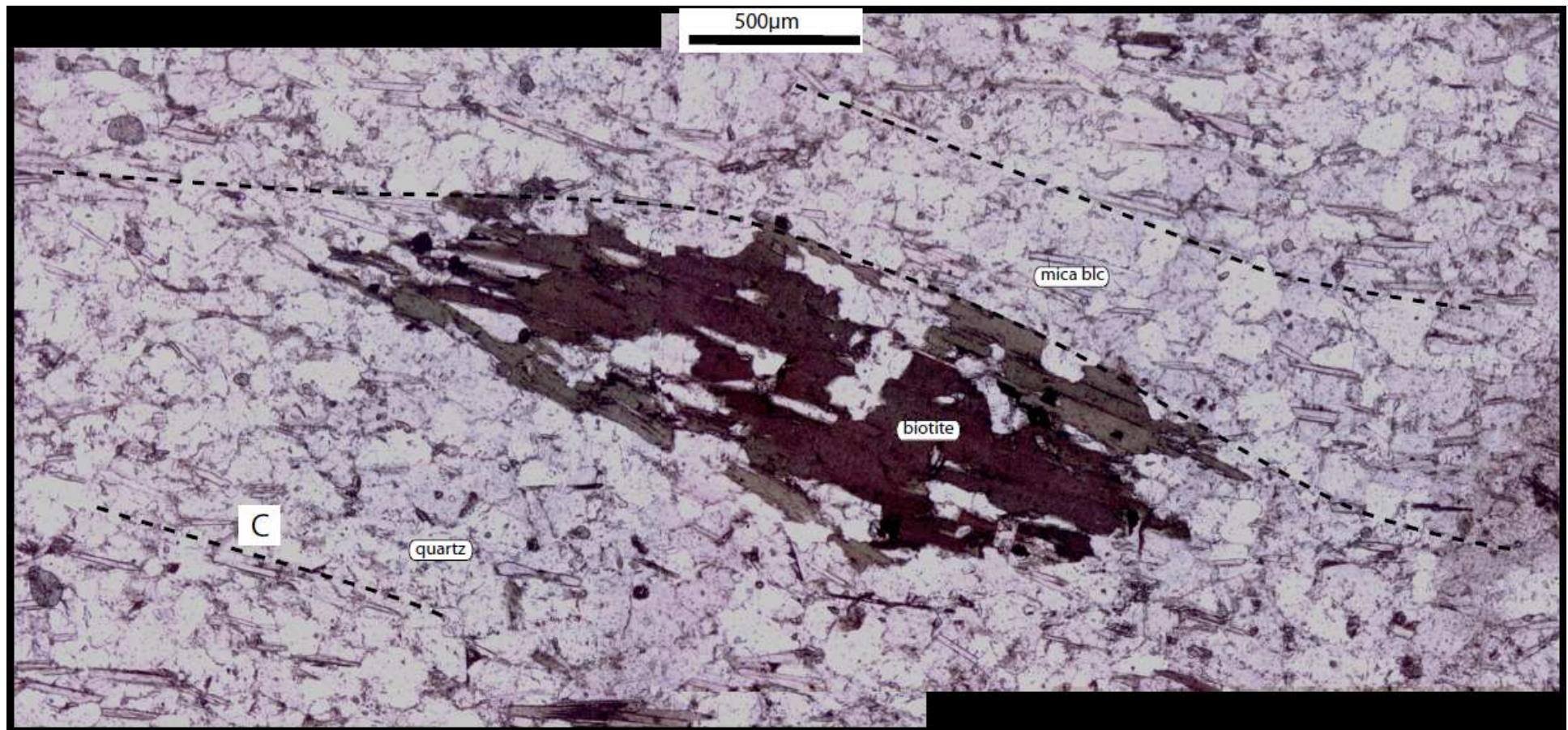


Figure 4.47 : Microphotographie montrant les microstructures associées aux micas dans l'échantillon SG 07 31 A. La biotite est sous forme de porphyroclaste sigmoïde, tandis que les micas blancs (mica blc) sont de petits néocristaux qui s'alignent sur les plans de cisaillement (C). Les grains de quartz et plagioclase ont une texture polygonale.

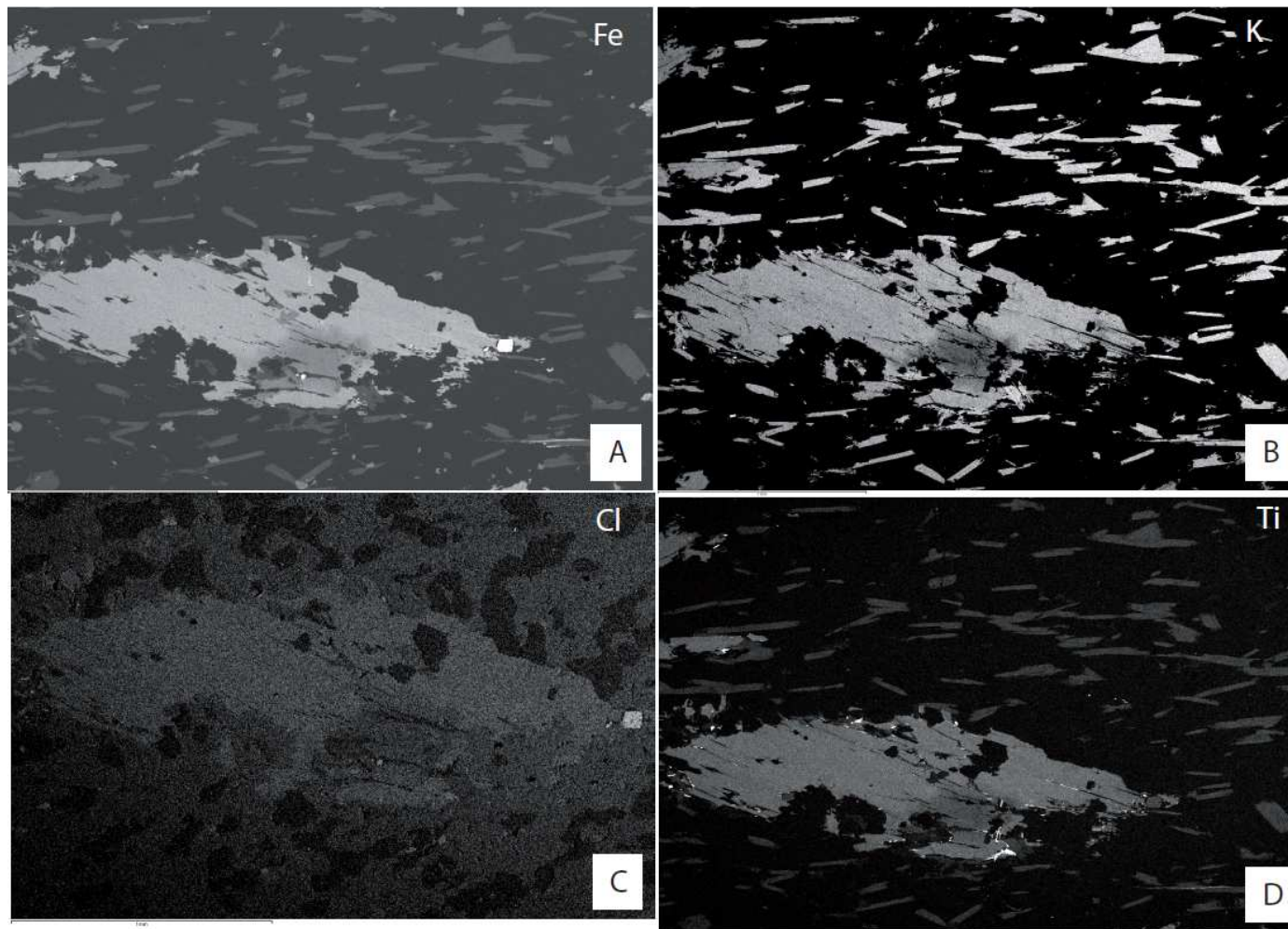


Figure 4.48 : Images MEB montrant la composition chimique d'une biotite de l'échantillon SG 07 31 A. Les gris clairs représentent des zones de fortes concentrations, les gris foncés représentent des faibles concentrations. A) Composition en Fe, B) Composition en K, C) composition en Cl, D) composition en Ti

L'échantillon SG 07 40 B est un granite à deux micas et grenat, présentant une texture magmatique bien préservée et qui provient du massif migmatitique de Qingaling (figure 4.3). L'association dominante entre les muscovites et les biotites consiste en des amas présentant un cœur de biotite entouré de muscovite (figure 4.50).

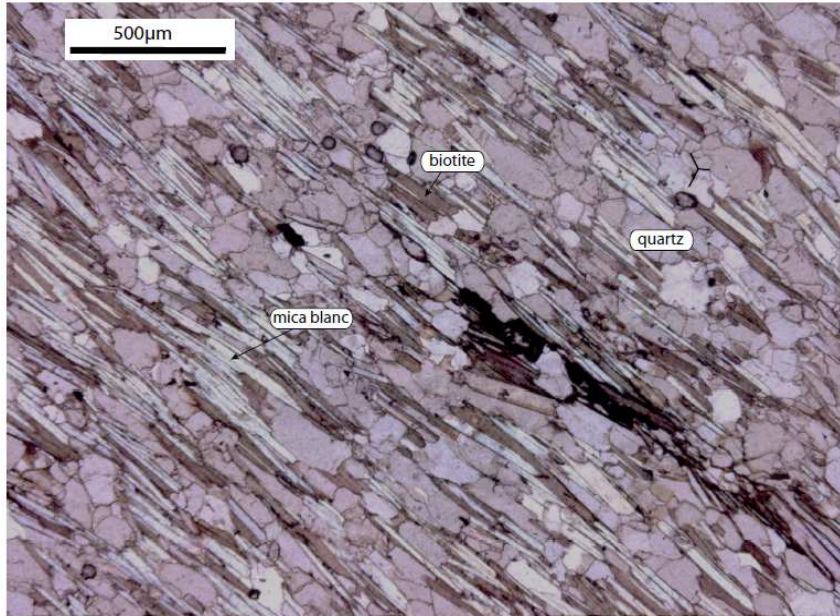


Figure 4.49 : Microphotographie de l'échantillon de micaschiste à grenat SG 07 35B, montrant les biotites et micas blancs interstratifiés.

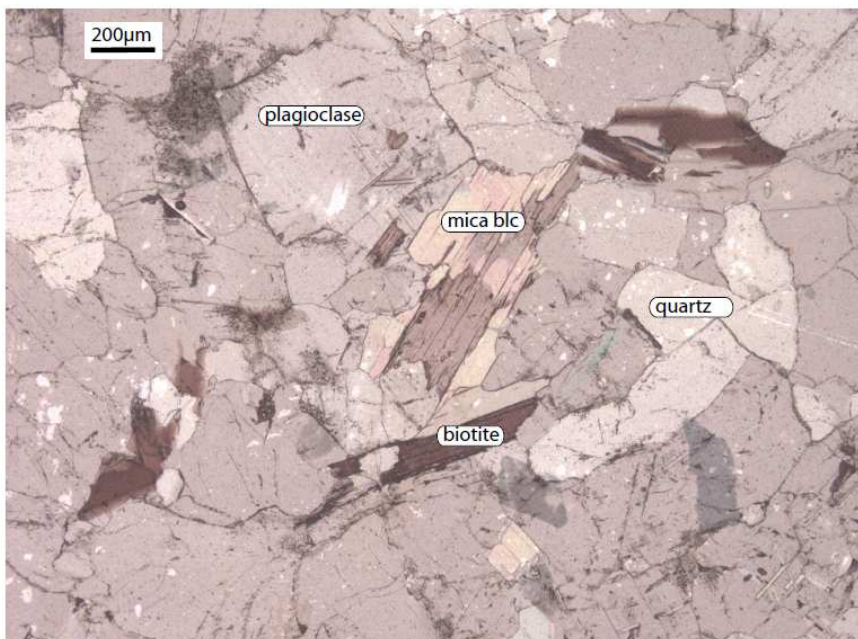


Figure 4.50 : Microphotographie de l'échantillon SG 07 40 B, montrant les amas de biotites et micas blancs.

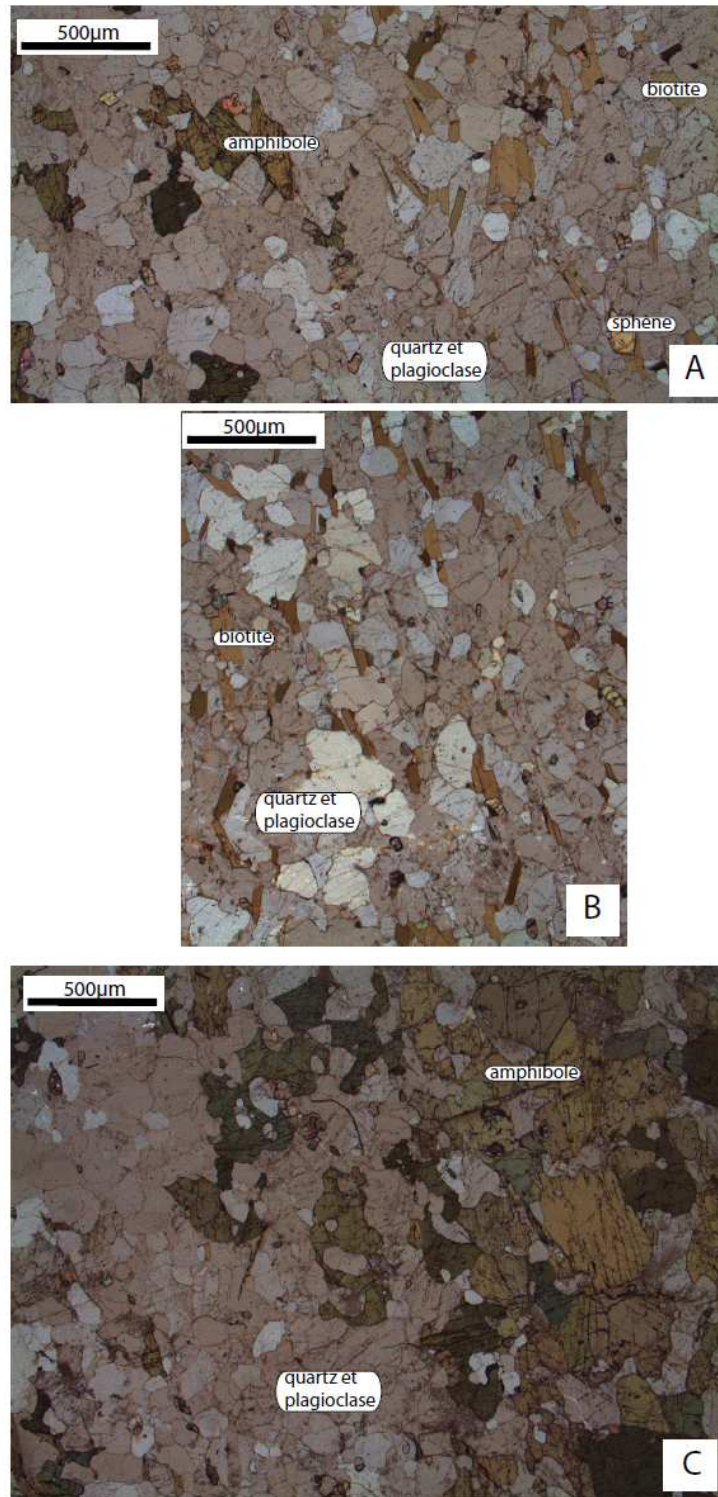


Figure 4.51 : Microphotographies de l'échantillon SG 07 42 A. A) matrice de quartz et plagioclase avec des biotites alignées sur une foliation et des amphiboles en cours de destabilisation. B) matrice de quartz et feldspath avec les biotites alignées sur une foliation et les grains de quartz et feldspath présentant des joints lobés. C) transition entre une zone très riche en amphiboles à texture polygonale et une zone riche en quartz et feldspath ou les amphiboles présentent des contours corrodés.

L'échantillon SG 07 42 A est un échantillon mixte, avec une partie granitique à amphibole et biotite (figure 4.51 A, B) et une partie amphibolitique (figure 4.51 C). Cet échantillon provient du massif de Qingaling (figure 4.3). La partie granitique constitue un équivalent du granite de l'échantillon SG 07 41 D qui a fait l'objet d'une datation en U/Pb sur zircon. Certaines zones sont riches en biotites, qui sont alignées sur une foliation, tandis que d'autres sont riches en amphiboles, présentant des bords corrodés et probablement en cours de déstabilisation (figure 4.51). La texture magmatique est modifiée par une déformation à l'état solide de relativement basse température par fluage-dislocation associée à une migration des joints de grains attestée par l'extinction ondulante des grains de quartz et des joints de grains lobés (Figure 4.51 B, Hirth and Tullis, 1989, 1991, 1994, Hirth et al., 2001, Passchier et Trouw, 1996).

4.6.2.2 Résultats

4.6.2.2.1. Leucogneiss à deux micas du massif de Gezong (échantillon SG 07 31 A) :

L'âge plateau obtenu pour les muscovites extraites de cet échantillon est 70.3 ± 0.71 Ma (figure 4.52). L'isochrone associée est bien définie, et le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est proche du rapport atmosphérique égal à 295 (figure 4.52). Le profil d'âge présente une forme de selle, avec des âges apparents plus vieux au début et à la fin du dégazage (figure 4.52, table 4.2). Le rapport Cl/K du gaz obtenu lors du chauffage présente un profil en selle, et le rapport K/Ca un profil en cloche (figure 4.52, table 4.2). Ainsi, on observe une corrélation positive entre les âges obtenus au cours du chauffage et le rapport Cl/K du gaz et une corrélation négative entre les âges et le rapport K/Ca du gaz. La corrélation entre les âges et la composition du gaz nous indiquent que la population de micas analysée présente une hétérogénéité de composition qui reflète différentes phases de croissance minérale (Négre et al. 2008). Ainsi, dans cet échantillon, on a au moins deux générations de micas blancs, avec un âge vieux (fractions du début et de la fin de l'analyse) autour de 100 Ma et un âge jeune (fraction du milieu de l'analyse) autour de 70 Ma (table 4.2).

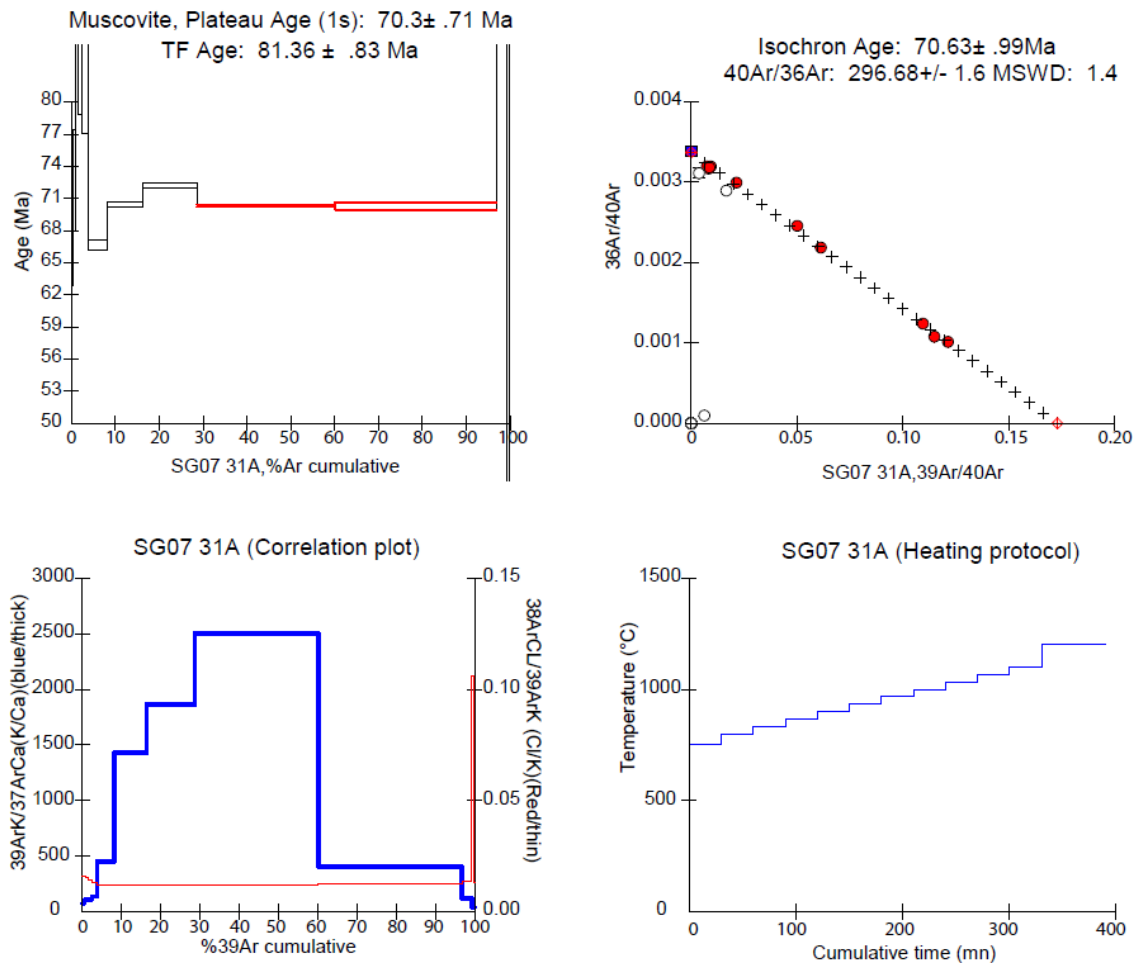


Figure 4.52 : Résultats des analyses de la population de muscovites de l'échantillon SG 07 31A.

L'analyse de la population de biotite de cet échantillon ne donne pas d'âge plateau d'un point de vue statistique (figure 4.53). Cependant, la composition de la totalité du gaz extrait indique un âge de $158,37 \pm 1.52$ Ma (figure 4.53). L'isochrone associée est assez bien définie, et le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est très supérieur au rapport atmosphérique (figure 4.53). Le profil d'âge défini par les biotites a une forme de M, avec des âges plus jeunes dans les premières et dernières fractions extraites, et vers 50% de gaz extrait (figure 4.53). Le rapport Cl/K dans les différentes fractions de gaz est anti-corrélé à l'âge jusqu'à 50% de gaz extrait, puis corrélé. Le rapport K/Ca présente des variations similaires à celles de l'âge au cours du dégazage. Ainsi, de nouveau, la population de biotites analysée présente une hétérogénéité chimique qui reflète l'existence de plusieurs générations de biotites. Un âge vieux autour de 160 Ma apparaît dans la plupart des fractions gazeuses, et un âge jeune d'environ 26 Ma apparaît dans les dernières fractions extraites (figure

4.53, table 4.2). Cette hétérogénéité chimique qui apparaît dans les analyses des fractions gazeuses est cohérente avec les zonations de compositions observées dans les cartographies MEB (figure 4.48).

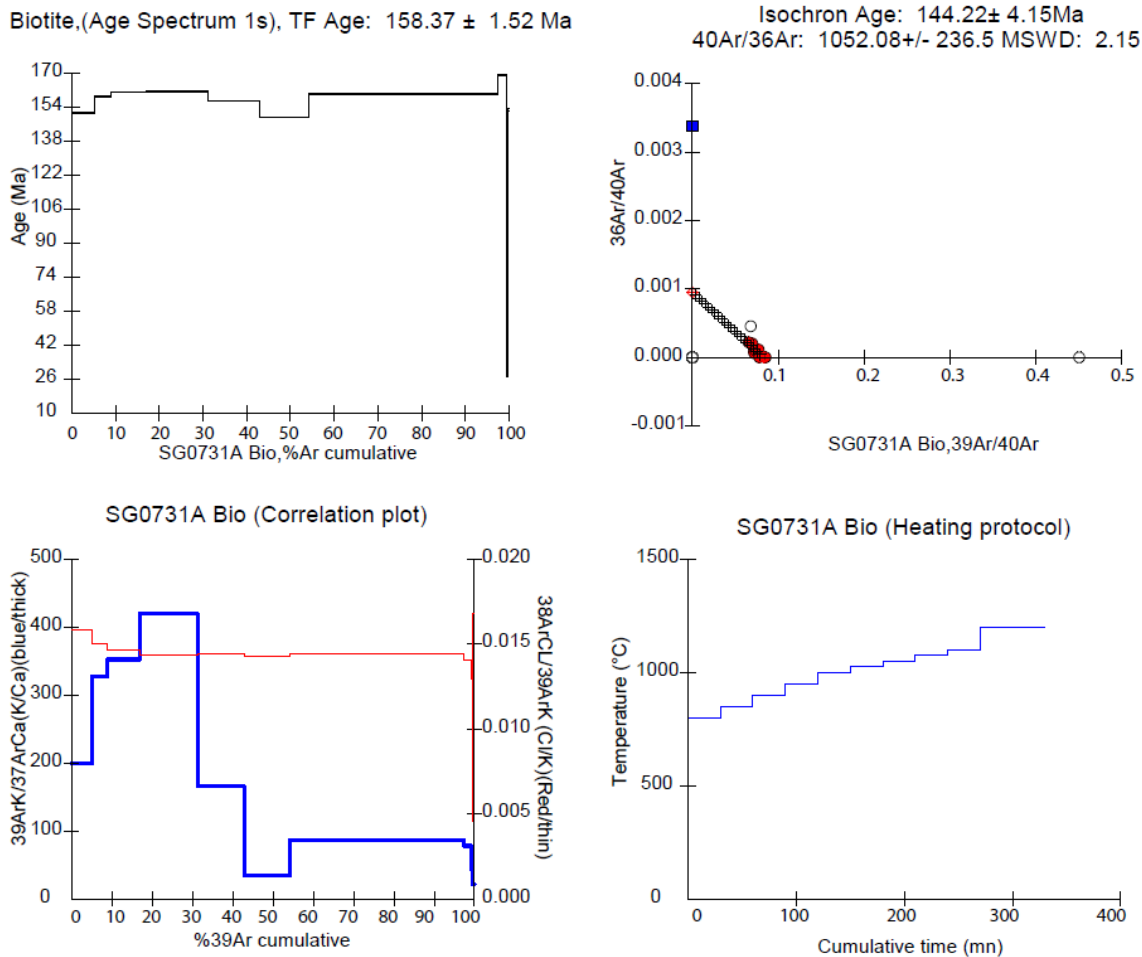


Figure 4.53 : Résultats des analyses de la population de biotites de l'échantillon SG 07 31A.

4.6.2.2.2. Micaschiste de la couverture métasédimentaire nord du massif de Gezong (échantillon SG 07 35 B :

L'âge plateau obtenu pour les muscovites de cet échantillon est $48,75 \pm 0,49$ Ma (figure 4.54). L'isochrone associée est bien définie et le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est légèrement plus grand que le rapport atmosphérique (figure 4.54). Le profil d'âge défini pour la population de muscovite est en forme de selle, avec des âges plus vieux dans les premières et les dernières fractions de gaz extraites (table 4.2, figure 4.54).

Table 4.2 : Ar/Ar results

T °C	40/39	38/39	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14) moles	F39Ar released	%40*	40*/39K	Age Ma	+/- 1s.d. Ma
J= 0.006896										
<i>SG07-31A Muscovite</i>										
750	46.755	0.043	0.02573	140.052	0.003	0.31	11.45	5.36	65.51	2.61
800	107.922	0.081	0.01917	345.006	0.006	0.92	5.52	5.96	72.70	4.77
833	121.149	0.087	0.01744	383.981	0.006	1.61	6.33	7.67	93.03	5.48
866	134.613	0.095	0.01766	430.482	0.008	2.46	5.49	7.39	89.71	10.91
900	116.573	0.083	0.01381	371.221	0.012	3.76	5.89	6.86	83.43	6.44
933	19.972	0.022	0.00426	49.083	0.038	8	27.3	5.45	66.59	0.49
966	9.14	0.014	0.00134	11.35	0.076	16.35	63.14	5.77	70.43	0.19
1000	8.712	0.014	0.00103	9.405	0.111	28.63	67.92	5.92	72.22	0.22
1033	8.25	0.014	0.00077	8.373	0.285	60.07	69.82	5.76	70.31	0.11
1066	16.326	0.019	0.00473	35.705	0.333	96.81	35.28	5.76	70.31	0.35
1100	60.147	0.046	0.01639	174.157	0.023	99.3	14.41	8.67	104.81	2.58
<i>SG07-31A Biotite</i>										
800	14.704	0.017	0.00965	6.699	0.049	5.21	86.44	12.71	151.57	0.24
850	13.979	0.015	0.00587	2.015	0.036	8.99	95.63	13.37	159.09	0.23
900	13.933	0.015	0.00545	1.208	0.075	16.98	97.33	13.56	161.28	0.18
950	13.854	0.015	0.00458	0.866	0.135	31.24	98.04	13.58	161.53	0.17
1000	13.622	0.015	0.01162	1.376	0.11	42.87	96.91	13.2	157.17	0.13
1025	12.963	0.015	0.05511	1.515	0.108	54.29	96.46	12.5	149.22	0.11
1050	14.352	0.015	0.02214	2.937	0.407	97.43	93.86	13.47	160.25	0.11
1075	15.278	0.015	0.02459	3.391	0.018	99.3	93.35	14.26	169.25	0.25
1100	11.723	0.013	0.04487	0.002	0.002	99.5	99.87	11.71	140.11	0.36
1400	12.813	0.017	0.11835	0.001	0.003	100	99.88	12.81	152.68	0.54
<i>SG07-35B Muscovite</i>										
500	12.428	0.027	0.05465	25.991	0.002	0.29	38.11	4.74	57.99	2.84
600	47.874	0	0.00026	0.045	0	0.31	99.94	47.85	514.41	12.46
700	16.8	0.024	0.11213	20.814	0	0.34	63.35	10.64	127.78	9.96
750	8.578	0.017	0.0282	6.609	0.002	0.59	77.08	6.61	80.44	1.82
800	8.288	0.017	0.02258	10.493	0.004	1.13	62.42	5.17	63.24	1.16
833	9.911	0.018	0.01361	16.822	0.004	1.72	49.7	4.93	60.26	1.24
866	8.754	0.017	0.01259	12.714	0.006	2.59	56.92	4.98	60.95	0.82
900	5.117	0.013	0.0065	1.881	0.009	3.95	88.84	4.55	55.69	0.38
933	4.316	0.013	0.00524	1.793	0.026	7.72	87.37	3.77	46.32	0.20
966	4.238	0.012	0.00257	1.739	0.026	11.6	87.51	3.71	45.55	0.19
1000	4.366	0.012	0.00252	1.251	0.047	18.53	91.18	3.98	48.86	0.13
1033	4.159	0.012	0.06934	0.323	0.157	41.66	97.46	4.05	49.74	0.22
1066	4.54	0.012	0.00591	1.884	0.362	94.9	87.4	3.97	48.70	0.07
1100	6.596	0.013	0.01575	7.258	0.027	98.91	67.27	4.44	54.37	0.15
1200	6.451	0.012	0.05043	3.607	0.005	99.7	83.29	5.37	65.64	0.16
1400	111.841	0.078	0.16428	342.644	0.002	100	9.47	10.59	127.13	10.84

Table 4.2. (suite)

SG07-35B Biotite

700	18.285	0.024	0.0418	32.947	0.003	0.43	46.69	8.54	103.197	1.851
750	16.449	0.019	0.02186	18.437	0.008	1.58	66.79	10.99	131.76	0.762
800	16.384	0.017	0.01713	10.242	0.018	4.34	81.44	13.34	158.807	0.358
833	16.728	0.016	0.01012	6.585	0.026	8.38	88.28	14.77	174.956	0.347
866	17.395	0.015	0.00941	5.627	0.04	14.52	90.36	15.72	185.648	0.269
900	17.138	0.014	0.00849	2.553	0.044	21.32	95.51	16.37	192.947	0.242
933	17.359	0.014	0.01043	1.823	0.051	29.25	96.81	16.81	197.824	0.198
966	16.939	0.014	0.01125	2.033	0.052	37.25	96.37	16.32	192.441	0.22
1000	17.064	0.014	0.00925	2.549	0.105	53.37	95.5	16.3	192.131	0.166
1033	16.409	0.014	0.01245	2.579	0.133	73.8	95.27	15.63	184.689	0.11
1066	18.144	0.014	0.02279	3.717	0.155	97.69	93.87	17.03	200.342	0.126
1100	16.89	0.013	0.04333	0.001	0.008	98.86	99.91	16.88	198.627	0.254

SG07-40B Muscovite

500	24.939	0.029	0.04635	52.119	0.001	0.07	38.2	9.53	114.79	6.50
800	39.671	0.034	0.04436	87.301	0.001	0.12	34.94	13.86	164.70	7.44
833	10.514	0.019	0.02802	20.454	0.001	0.24	42.38	4.46	54.60	2.39
866	5.285	0.014	0.02294	4.628	0.003	0.47	73.86	3.9	47.92	0.81
900	4.317	0.014	0.01091	5.562	0.006	0.99	61.58	2.66	32.77	0.58
933	3.15	0.013	0.00437	2.359	0.028	3.36	77.38	2.44	30.07	0.15
966	2.603	0.013	0.00112	0.952	0.091	11.03	88.59	2.31	28.47	0.06
1000	2.385	0.012	0.00037	0.485	0.158	24.29	93.34	2.23	27.49	0.05
1033	2.241	0.012	0.0006	0.28	0.366	55.04	95.61	2.14	26.46	0.04
1066	2.452	0.012	0.00183	0.819	0.459	93.58	89.5	2.19	27.10	0.03
1100	2.478	0.011	0.00397	1.014	0.059	98.54	87.29	2.16	26.72	0.05
1200	2.91	0.013	0.01038	0	0.012	99.52	99.46	2.9	35.66	0.05
1400	9.285	0.017	0.02488	20.269	0.006	100	35.34	3.28	40.37	0.48

SG07-40B Biotite

500	25.077	0.054	0.00289	67.616	0.002	0.27	20.26	5.08	62.13	3.41
600	44.672	0.053	0.04742	57.913	0	0.3	61.66	27.55	313.78	20.95
700	11.488	0.049	0.00547	21.507	0.002	0.64	44.55	5.12	62.57	1.98
750	10.167	0.049	0.00285	21.868	0.01	2.09	36.29	3.69	45.33	0.71
800	9.598	0.047	0.00121	20.275	0.027	5.93	37.42	3.59	44.14	0.32
833	7.449	0.046	0.00096	12.499	0.041	11.78	50.21	3.74	45.94	0.22
866	7.222	0.045	0.00081	11.616	0.056	19.79	52.25	3.77	46.35	0.27
900	7.852	0.046	0.00063	13.613	0.065	28.94	48.57	3.81	46.83	0.32
933	7.504	0.045	0.00054	12.553	0.064	37.96	50.36	3.78	46.41	0.29
966	7.453	0.044	0.00064	12.07	0.026	41.72	51.94	3.87	47.53	0.25
1000	7.369	0.038	0.00068	12.492	0.026	45.34	49.7	3.66	44.99	0.28
1033	6.453	0.041	0.00118	9.301	0.059	53.66	57.17	3.69	45.32	0.23
1066	7.269	0.044	0.00226	11.791	0.312	97.88	51.86	3.77	46.30	0.16
1100	13.77	0.047	0.00338	30.106	0.014	99.83	35.28	4.86	59.45	0.58
1200	18.421	0.042	0.01798	20.416	0.001	99.95	67.17	12.37	147.73	2.15
1400	113.081	0.094	0.10178	332.475	0	100	13.11	14.83	175.64	39.35

Table 4.2. (suite)

SG07-42A1 Biotite

700	9.242	0.026	0.07633	18.449	0.004	0.5	40.9	3.78	46.43	1.31
750	7.436	0.02	0.15615	13.353	0.008	1.5	46.89	3.49	42.87	0.70
800	7.545	0.019	0.06346	9.143	0.019	4.04	64.05	4.83	59.14	0.30
833	7.403	0.018	0.01821	6.005	0.032	8.27	75.84	5.61	68.53	0.22
866	7.332	0.018	0.01046	4.257	0.044	14.08	82.64	6.06	73.85	0.17
900	6.924	0.017	0.00686	2.308	0.056	21.52	89.93	6.23	75.85	0.13
933	6.722	0.017	0.00843	1.306	0.068	30.49	94.04	6.32	76.97	0.12
966	6.606	0.017	0.00868	1.068	0.059	38.25	95	6.28	76.43	0.12
1000	6.645	0.017	0.01221	1.316	0.066	47	93.92	6.24	76.02	0.11
1033	6.534	0.017	0.01773	1.303	0.117	62.57	93.89	6.14	74.76	0.10
1066	6.616	0.017	0.02272	1.518	0.26	97.05	93.01	6.15	74.97	0.09
1100	6.894	0.016	0.03011	1.631	0.015	99.02	92.82	6.4	77.91	0.11
1400	6.541	0.014	0.07344	0.001	0.004	100	99.76	6.53	79.47	0.10

SG07-42A2 Biotite

600	38.105	0.087	0.29334	88.744	0.001	0.13	31.2	11.89	142.17	7.30
800	18.295	0.036	0.58648	46.949	0.004	0.95	24.32	4.45	54.55	1.26
850	12.374	0.026	0.51479	26.878	0.007	2.29	36	4.46	54.61	0.86
900	10.548	0.022	0.05567	17.11	0.018	5.7	51.96	5.48	66.92	0.34
950	7.515	0.018	0.01058	5.699	0.065	17.86	77.39	5.82	70.95	0.17
1000	6.14	0.016	0.00721	2.008	0.086	34.02	90.09	5.53	67.54	0.14
1025	6.693	0.017	0.01731	2.464	0.076	48.22	88.91	5.95	72.56	0.11
1050	9.306	0.019	0.07721	11.222	0.265	97.95	64.26	5.98	72.91	0.14
1075	10.933	0.019	0.06793	13.579	0.01	99.9	63.2	6.91	83.98	0.43
1100	7.848	0	0.09442	0.009	0	99.98	99.8	7.84	94.96	0.48

Le profil obtenu pour le rapport Cl/K est corrélé à celui des âges, et le profil du rapport K/Ca est anti-corrélé à celui des âges (figure 4.54). De nouveau, la population de micas blancs étudiée est hétérogène chimiquement et reflète l'existence de plusieurs générations de muscovites (Négré et al. 2008). Dans les premières et dernières fractions de gaz extraites, un âge vieux autour de 130 Ma apparaît et dans les fractions du milieu, un âge Ar jeune est obtenu (environ 50 Ma) (table 4.2).

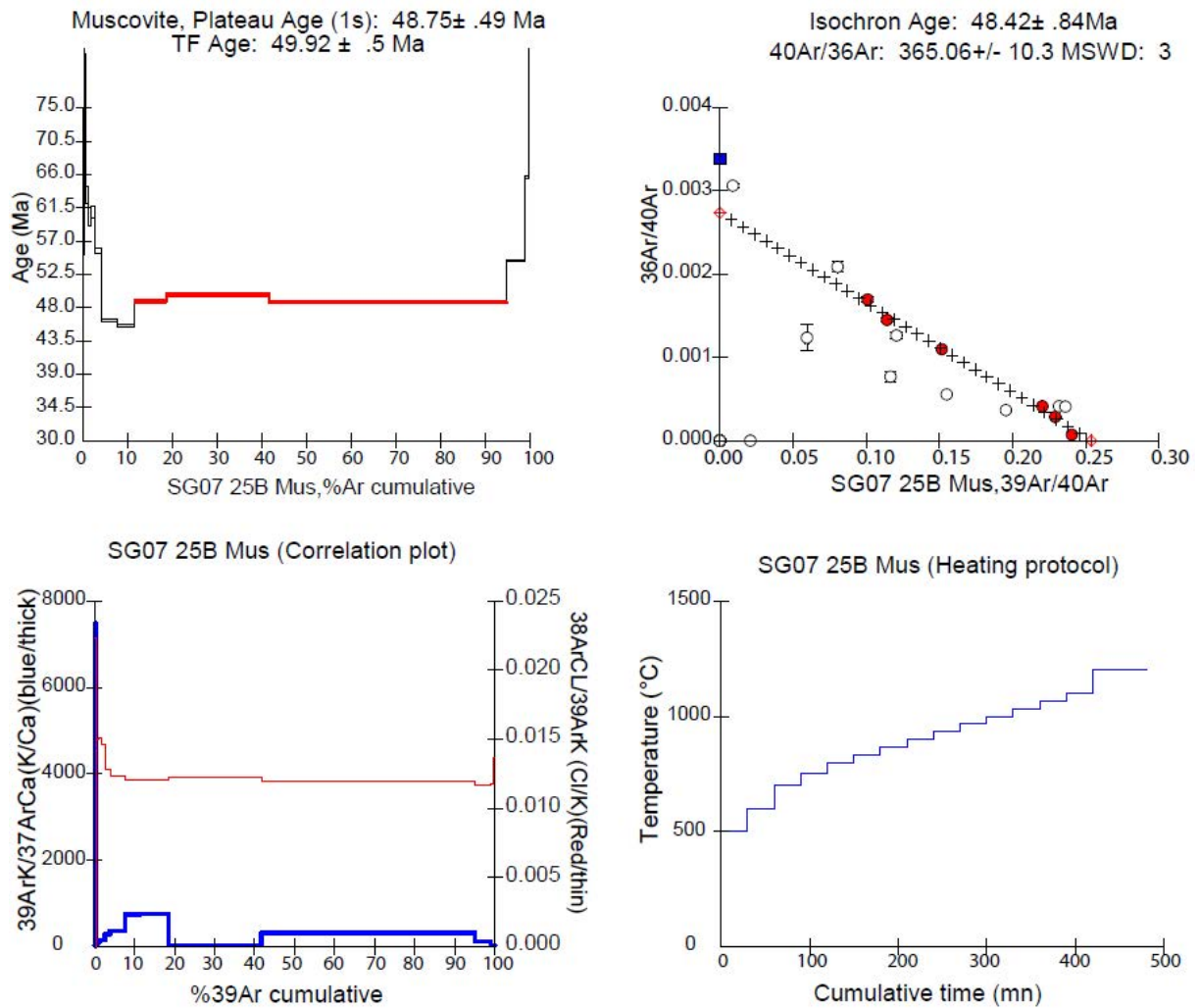


Figure 4.54 : Résultats des analyses de la population de muscovites de l'échantillon SG 07 35B.

L'analyse de la population de biotite de cet échantillon ne donne pas d'âge plateau d'un point de vue statistique. Cependant, la composition de la totalité du gaz extrait indique un âge de $188,48 \pm 0.06$ Ma (figure 4.55). L'isochrone associée n'est pas définie, et le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est très supérieur au rapport atmosphérique (figure 4.55). Le profil d'âge défini par les biotites a une forme de cloche, avec des âges plus jeunes dans les premières et dernières fractions extraites (figure 4.55). Cette forme de cloche suggère un mélange entre plusieurs stades de cristallisation. Le rapport Cl/K dans les différentes fractions de gaz est anti-corrélé à l'âge sauf à la toute fin du chauffage. Le rapport K/Ca présente des variations similaires à celles de l'âge au cours du dégazage. Ainsi, la population de biotites analysée présente une hétérogénéité chimique qui reflète l'existence de plusieurs générations de cristaux, ce qui est cohérent avec la forme en

cloche du profil d'âge. Un âge vieux autour de 190 Ma apparaît dans les fractions du milieu de l'analyse, et un âge jeune d'environ 100 Ma, mais mal contraint apparaît dans les premières fractions extraites (figure 4.55, table 4.2).

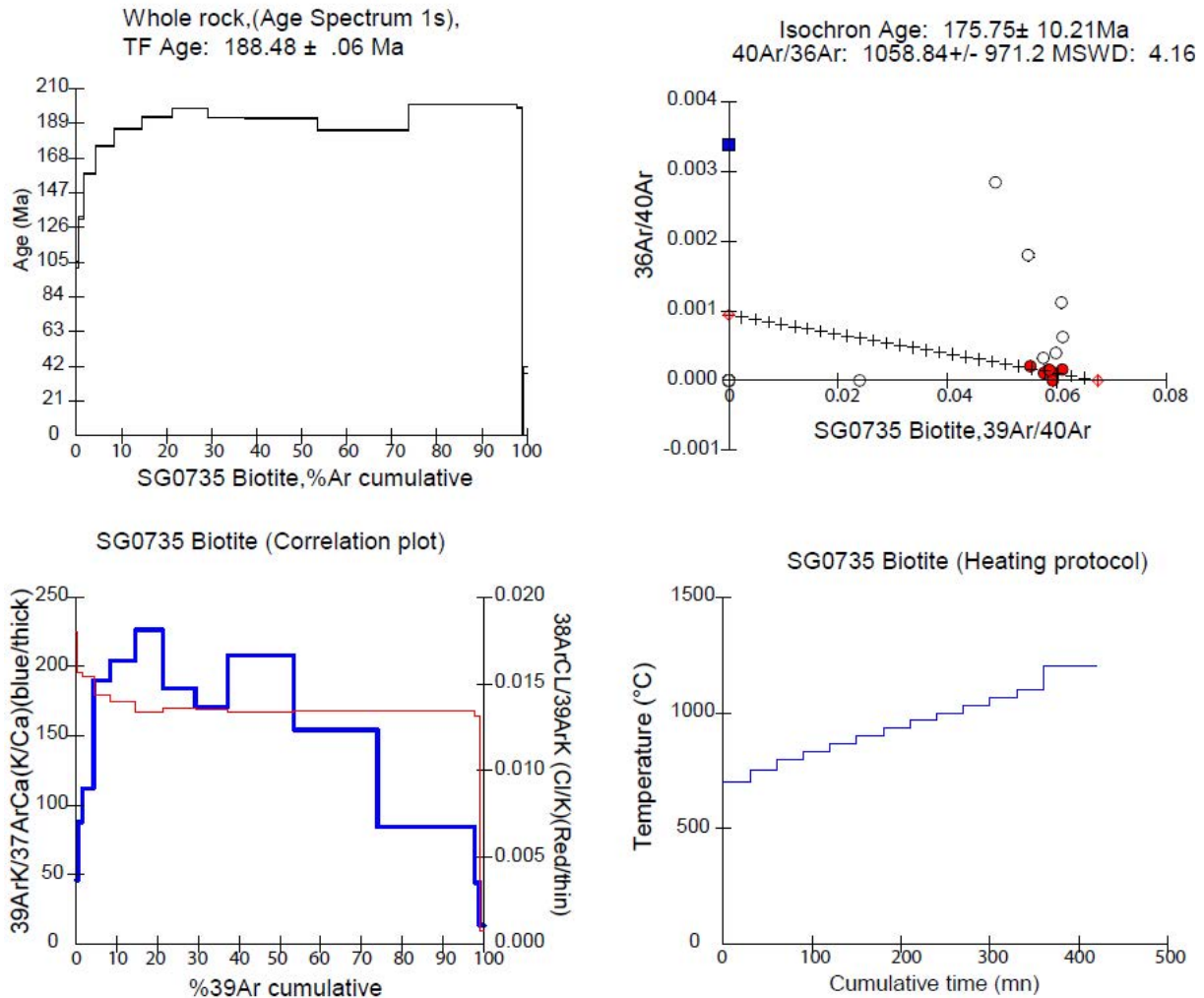


Figure 4.55 : Résultats des analyses de la population de biotites de l'échantillon SG 07 35 B.

4.6.2.2.3. Leucosome de la migmatite de Qingaling (échantillon SG 07 40B) :

L'âge plateau obtenu pour les muscovites de cet échantillon est $26,96 \pm 0.27$ Ma (figure 4.56). L'isochrone associée est bien définie et le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est légèrement plus grand que le rapport atmosphérique (figure 4.56). Le profil d'âge défini pour la population de muscovites est en forme de selle, avec des âges plus vieux dans les

premières et les dernières fractions de gaz extraites (table 4.2, figure 4.56). Le profil obtenu pour le rapport Cl/K est corrélé à celui des âges, et le profil du rapport K/Ca est grossièrement anti-corrélé à celui des âges (figure 4.56). De nouveau, la population de micas blancs étudiée est hétérogène chimiquement et reflète l'existence de plusieurs générations de muscovites (Négro et al. 2008). Dans les premières et dernières fractions de gaz extraites, un âge vieux autour de 150 Ma apparaît et dans les fractions du milieu, un âge Ar autour de 26 Ma est obtenu (table 4.2).

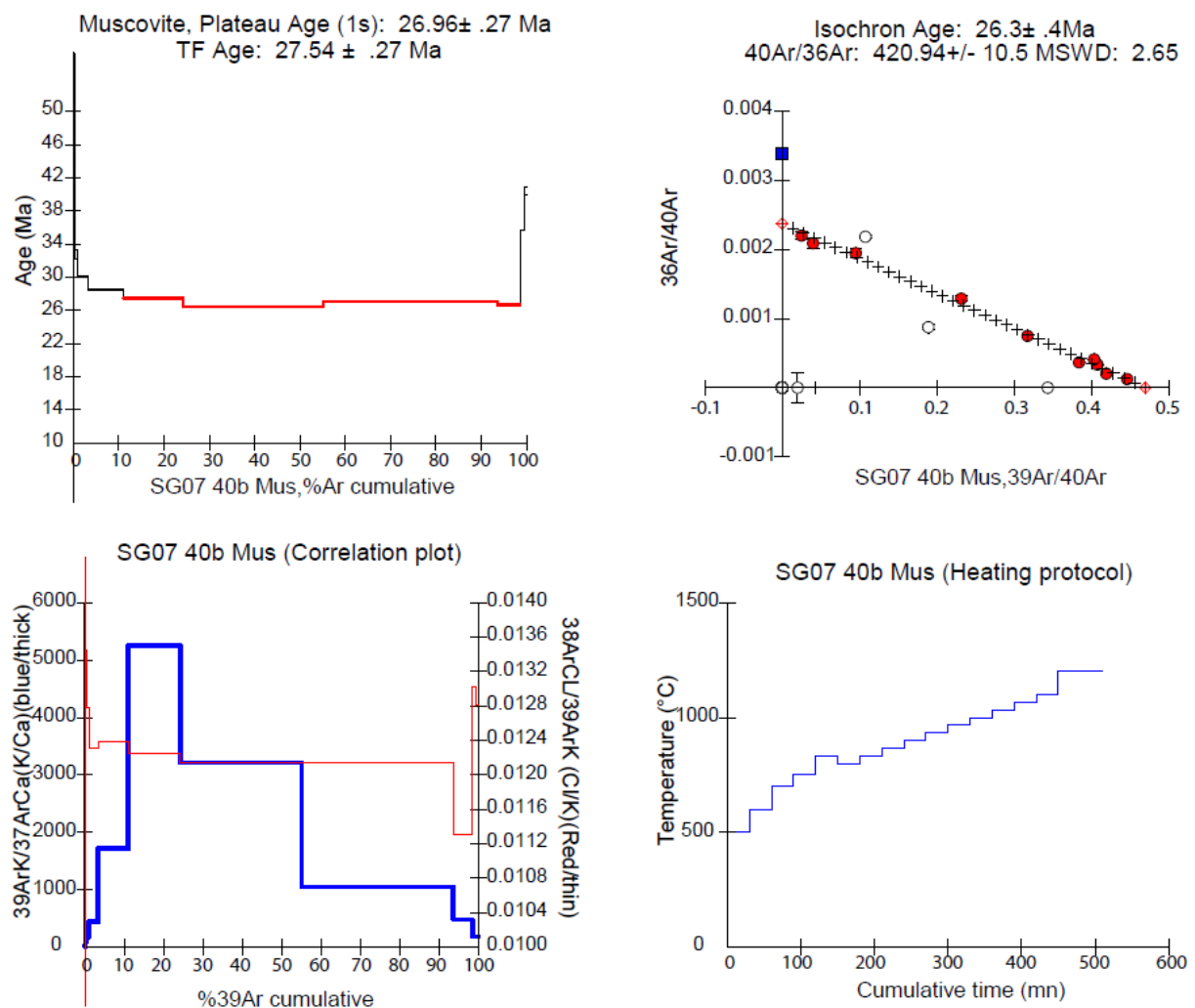


Figure 4.56 : Résultats des analyses de la population de muscovites de l'échantillon SG 07 40 B.

L'âge plateau obtenu pour les biotites de cet échantillon est $46,22 \pm 0.5$ Ma (figure 4.57). L'isochrone associée est bien définie et le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est très proche du rapport atmosphérique (figure 4.57). Le profil d'âge défini pour la population de biotites est en

forme de selle, avec des âges plus vieux dans les toutes premières et les toutes dernières fractions de gaz extraites (table 4.2, figure 4.57). Le profil obtenu pour le rapport Cl/K est anti-corrélé à celui des âges, et le profil du rapport K/Ca est corrélé à celui des âges jusqu'à 50% de dégazage, puis corrélé aux âges (figure 4.57). Ainsi, la population de biotites étudiée est hétérogène chimiquement et reflète une fois de plus l'existence de plusieurs générations de cristaux (Négro et al. 2008). Dans les premières et dernières fractions de gaz extraites, un âge vieux de 170 Ma apparaît et dans les fractions du milieu, un âge Ar autour de 46 Ma est obtenu (table 4.2).

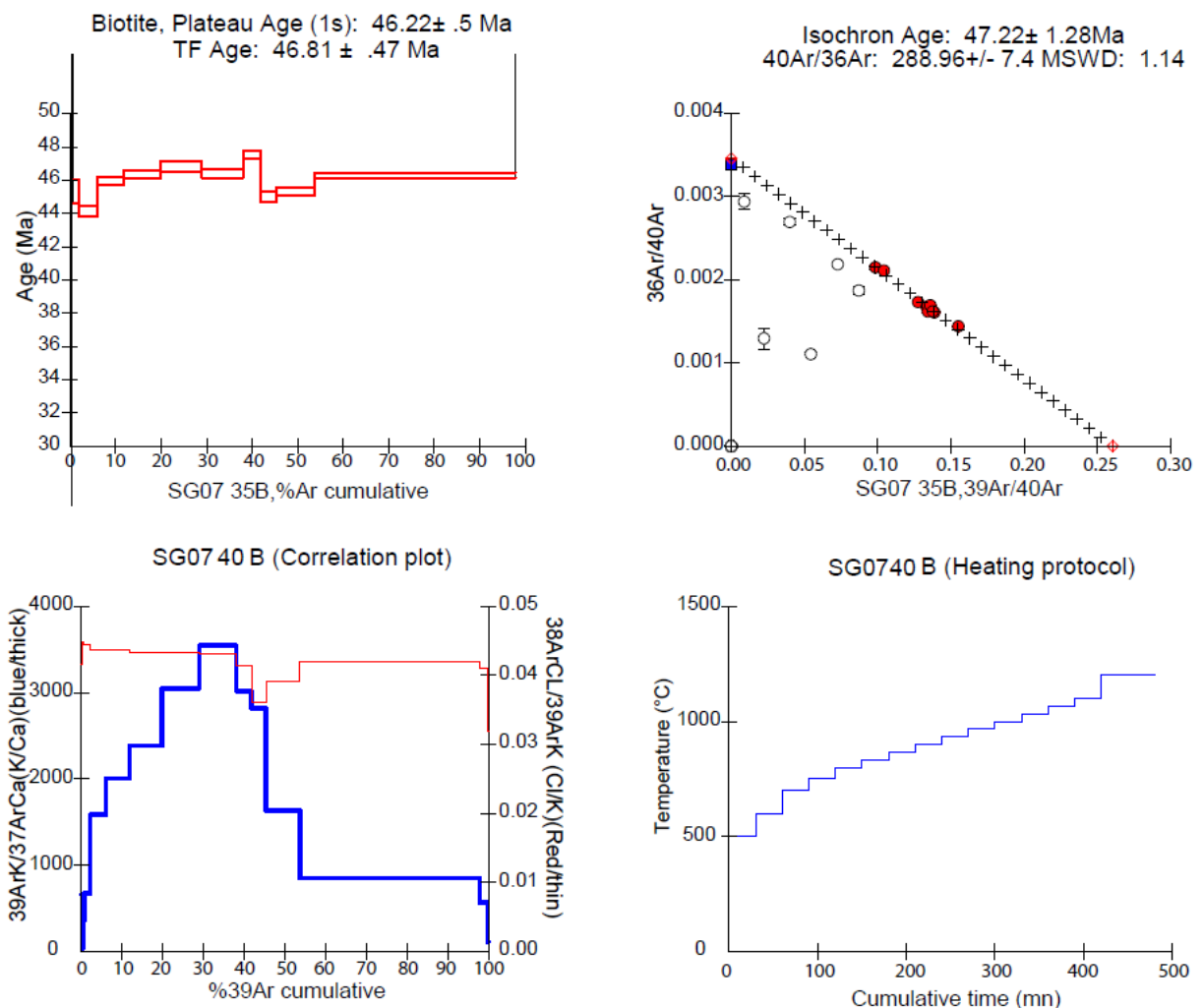


Figure 4.57 : Résultats des analyses de la population de biotites de l'échantillon SG 07 40 B.

4.6.2.2.4. Leucosome a biotite de la migmatite d'amphibolite de Qingaling (échantillon SG 07 42 A1):

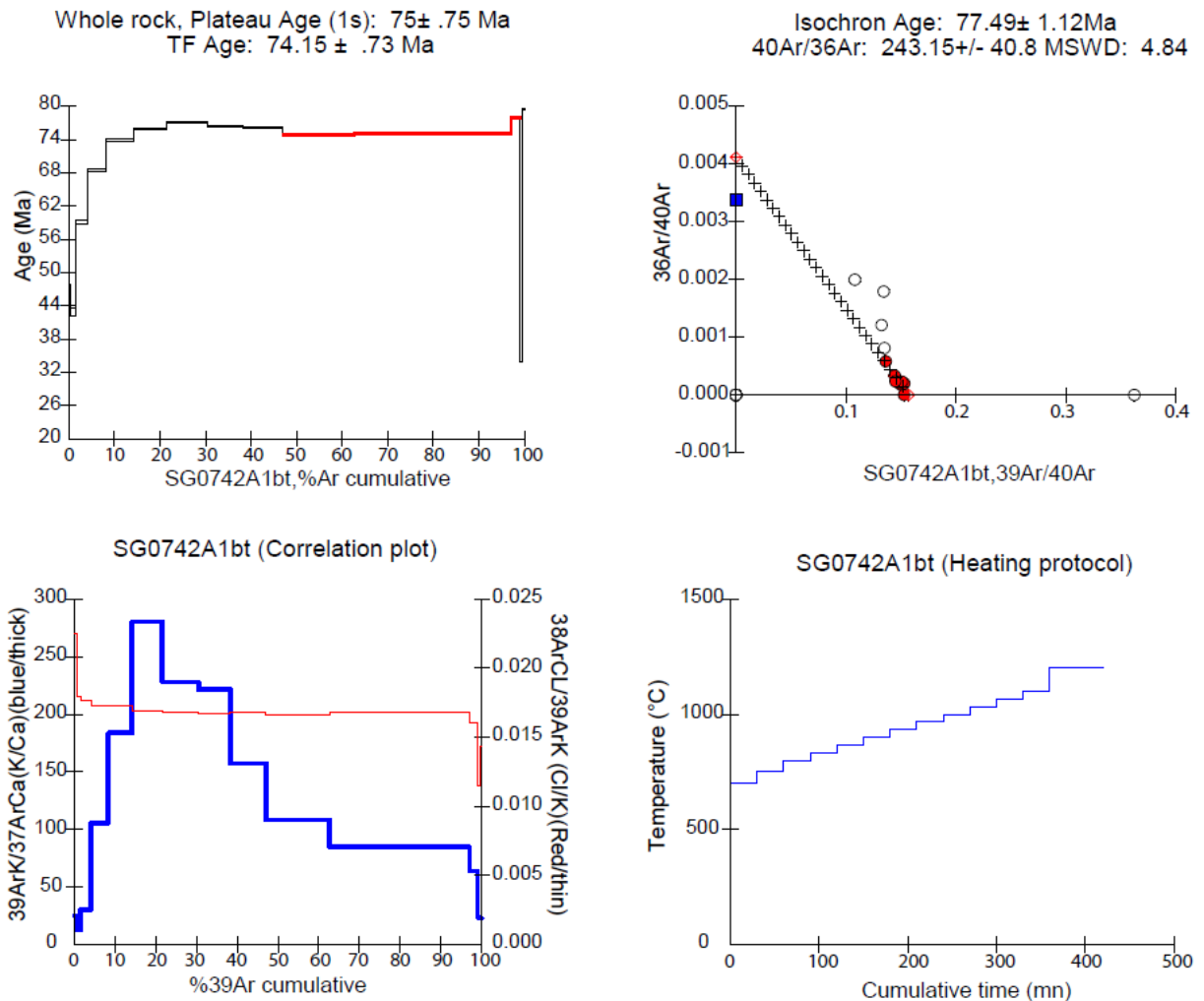


Figure 4.58 : Résultats des analyses de la population de biotites de l'échantillon SG 07 42A1.

L'âge plateau obtenu pour les biotites de cet échantillon est 75 ± 0.75 Ma (figure 4.58). L'isochrone associée est mal définie et le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est légèrement inférieur au rapport atmosphérique (figure 4.58). Le profil d'âge défini pour la population de biotites est en forme de cloche, avec des âges plus jeunes dans les premières et les dernières fractions de gaz extraites (table 4.2, figure 4.58). Ceci pourrait être interprété comme la signature d'une fraction de biotite plus jeune, et ainsi une ouverture partielle du système au cours du temps. Le profil obtenu pour le rapport Cl/K est anti-corrélé à celui des âges, et le profil du rapport K/Ca est corrélé à celui des âges (figure 4.58). La population de biotites étudiée est donc hétérogène chimiquement et reflète une fois de plus l'existence

de plusieurs générations de cristaux (Négro et al. 2008), ce qui est cohérent avec le profil en cloche traduisant une ouverture partielle du système accompagnée de néocrystallisation. Dans les premières et dernières fractions de gaz extraites, un âge jeune de 45 Ma apparaît et dans les fractions du milieu, un âge Ar autour de 75 Ma est obtenu (table 4.2).

4.6.2.2.5. Mélanosome de la migmatite d'amphibolite de Qingaling (échantillon SG 07 42 A2):

L'analyse de la population d'amphibole de cet échantillon ne donne pas d'âge plateau d'un point de vue statistique. Cependant, la composition en Ar de la totalité du gaz extrait donne un âge de $200,67 \pm 1.91$ Ma (figure 4.59). Il n'y a pas d'isochrone associée (figure 4.59). Le spectre d'âge obtenu est caractérisé par un monoplateau à 188 Ma (figure 4.59). Ceci signifie que tout l'argon contenu dans cet échantillon s'est dégazé d'un coup. On remarque cependant des âges plus vieux que celui du monoplateau dans les toutes premières fractions de gaz (figure 4.59). Le profil du rapport K/Ca est parfaitement corrélé au profil d'âge et le profil de rapport Cl/K est anti-corrélé à celui des âges.

L'âge plateau obtenu pour les biotites de cet échantillon est $72,8 \pm 0.73$ Ma (figure 4.60). L'isochrone associée est bien définie et le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est proche du rapport atmosphérique (figure 4.60). Le profil d'âge défini pour la population de biotites présente une montée des âges progressive au début du dégazage, puis un plateau et des âges brutalement très vieux dans les dernières fractions extraites (table 4.2, figure 4.60). La montée progressive peut traduire la signature d'une fraction de biotite plus jeune. Le profil obtenu pour le rapport Cl/K est anti-corrélé à celui des âges, et le profil du rapport K/Ca est corrélé à celui des âges jusqu'à 20% de dégazage, puis anti-corrélé (figure 4.60).

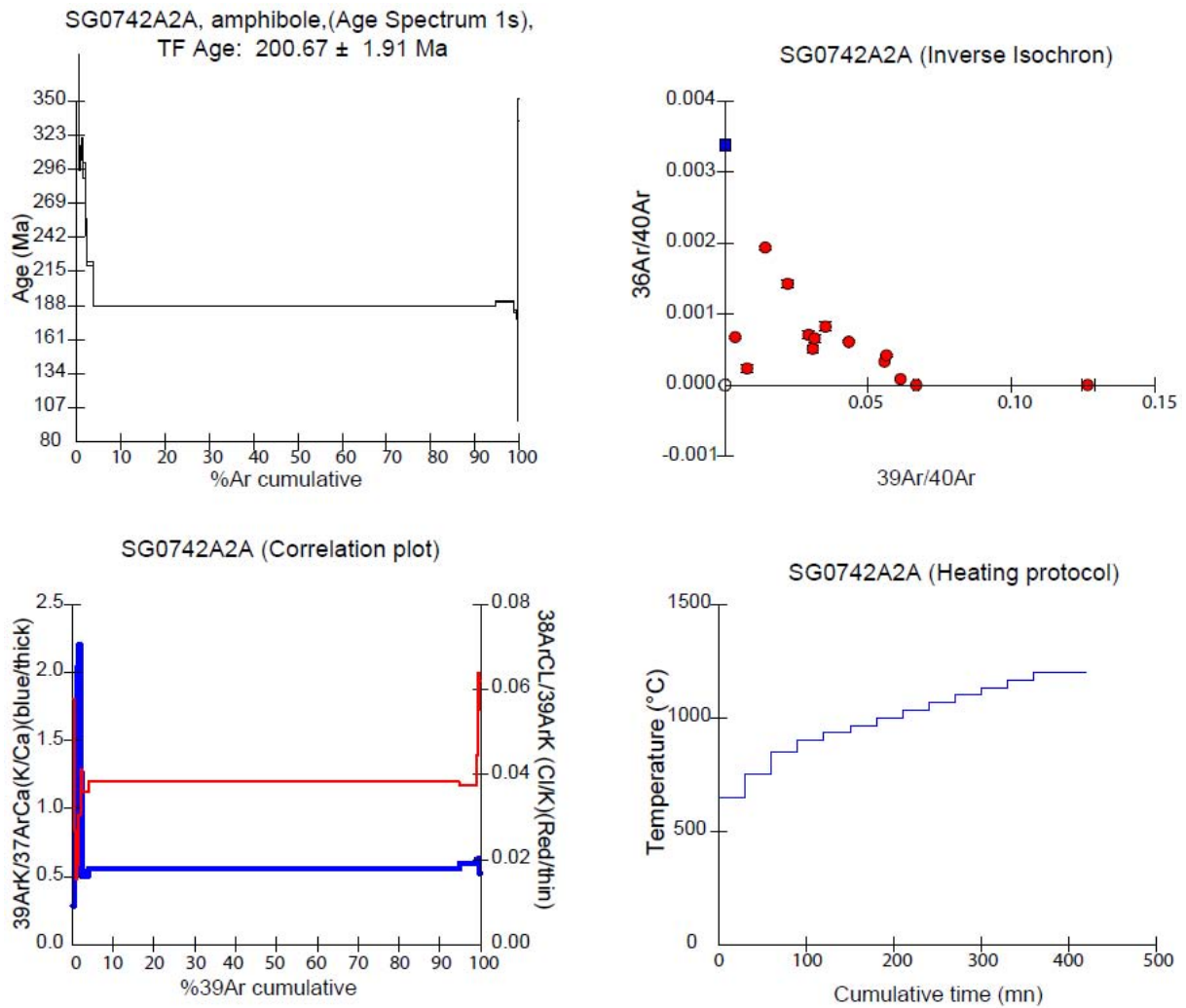


Figure 4.59 : Résultats des analyses de la population d'amphiboles de l'échantillon SG 07 42A2.

La population de biotites étudiée est donc hétérogène chimiquement et reflète une fois de plus l'existence de plusieurs générations de cristaux (Négro et al. 2008), ce qui est cohérent avec la montée progressive des âges au cours du chauffage et une ouverture partielle du système accompagnée de néocrystallisation. Dans les premières fractions de gaz extraites, un âge jeune de 45 Ma apparaît et dans les dernières fractions extraites, un âge vieux autour de 75 Ma est obtenu (table 4.2).

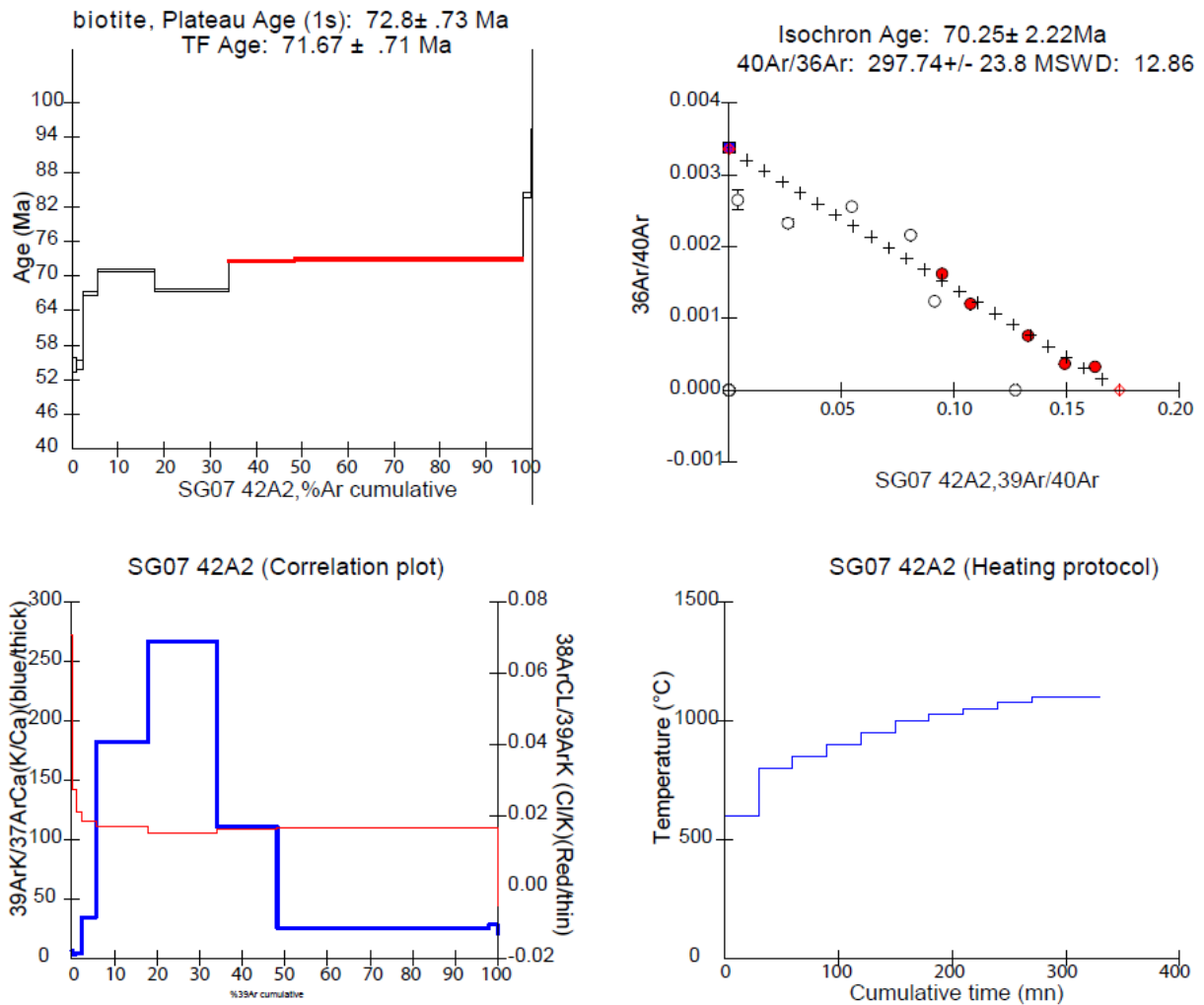


Figure 4.60 : Résultats des analyses de la population de biotites de l'échantillon SG 07 42A2.

En résumé, les biotites fournissent des âges crétacés autour de 70-75 Ma ($71,8 \pm 0,73$ Ma, $75,5 \pm 0,75$ Ma) et des âges jurassiques ($158,37 \pm 1,52$ et $188,48 \pm 0,06$ Ma) (figure 4.61). Les âges obtenus sur les muscovites sont soit tertiaires ($27,54 \pm 0,27$ Ma), soit crétacés ($70,3 \pm 0,71$ Ma). L'âge obtenu sur la fraction d'amphiboles du mélanosome de la migmatite d'amphibolite de Qingaling est de $200,67 \pm 1,91$ Ma.

On remarque d'emblée que les âges obtenus sur les micas blancs sont plus jeunes que les âges obtenus sur les micas noirs, contrairement à ce à quoi on s'attend pour des âges de refroidissement, la température de fermeture des micas blancs ($T_f = 300-450^\circ\text{C}$) étant généralement plus élevée que la température de fermeture des micas noirs ($T_f = 250-300^\circ\text{C}$) (McDougall et Harrison, 1999, Dunlap 1997, 2000). D'autre part, la composition chimique des différentes fractions de gaz extraites au cours des analyses et leur corrélation avec les profils d'âges dans tous les échantillons étudiés nous indiquent que

les populations datées sont hétérogènes et représentent au moins deux générations de croissance de cristaux (Négro et al. 2008).

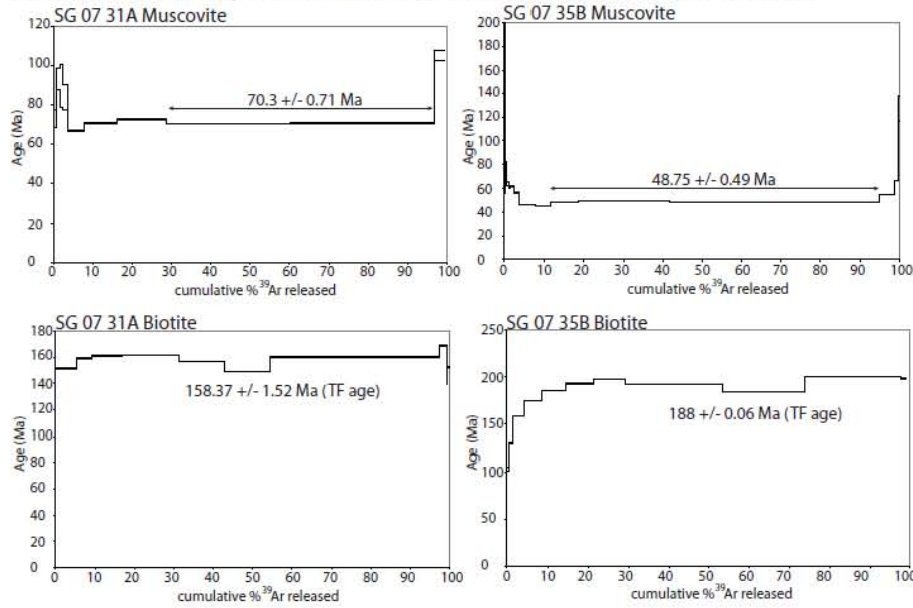
Les datations Ar-Ar sur micas et amphiboles donnent trois groupes d'âge :

- Un groupe entre 200 et 158 Ma, qui correspond aux âges donnés par les amphiboles d'une amphibolite du massif de Qingaling (SG 07 42 A), au nord du complexe métamorphique de Danba et à ceux des biotites du granite du massif de Gezong et de sa couverture (SG 07 31 A et SG 07 35B respectivement), au sud du complexe métamorphique. Ces âges Jurassiques sont similaires à ceux obtenus par Huang et al. (2003b) sur les roches métamorphiques de haut grade du complexe métamorphique (U/Pb sur zircon et monazite, Sm-Nd sur grenat) et interprétés par ces auteurs comme les âges du métamorphisme HT-MP qui affecta la région à la fin du Trias et au début du Jurassique lors de l'orogénèse Indosinienne.
- Un groupe entre 75 et 70 Ma, qui correspond à des âges bien définis analytiquement et obtenus sur les biotites des magmas acides et basiques du massif de Qingaling (SG 07 42A1 et SG 07 42A2 respectivement), au nord du complexe métamorphique et sur les muscovites du granite du massif de Gezong (SG 07 31 A), au sud du complexe métamorphique de Danba. Des âges similaires ont déjà été rapportés par la méthode Ar-Ar sur biotite (Zhou et al. 2008) et interprétés comme des âges de refroidissement.
- Un groupe entre 49 et 27 Ma, qui correspond à des âges bien définis analytiquement et obtenus sur les biotites de l'échantillon SG 07 40 B du massif de Qingaling, au nord du complexe métamorphique et sur les micas blancs de l'échantillon SG 07 40B du massif de Qingaling d'une part et ceux de l'échantillon SG 07 35 B de la couverture du massif de Gezong, au sud du complexe métamorphique d'autre part. Des âges Ar-Ar sur biotites similaires ont déjà été rapportés par Zhou et al. (2008) et Huang et al. (2003b) et interprétés comme des âges de refroidissement.

Nous devons discuter ces âges à la lumière d'une part de la position structurale des minéraux analysés au sein d'un même échantillon et d'autre part de la position géographique des échantillons les uns par rapport aux autres.

Nous avons déjà noté que les âges obtenus sur les populations de biotites sont systématiquement plus vieux que les âges obtenus sur les populations de micas blancs. Cela implique que l'on ne peut pas considérer les âges récents comme des âges de refroidissement. En général (Dunlap, 1997), le fait que les âges enregistrés par les biotites soient plus grands que ceux enregistrés par les muscovites est expliqué par une recristallisation plus importante des micas blancs que des biotites à des températures inférieures à leurs températures de fermeture. Ainsi, dans le cas d'une déformation qui aurait lieu entre 350 et 300°C, le mica blanc subirait une recristallisation dynamique avec remise à zéro du chronomètre Ar alors que le système biotite pourrait s'ouvrir partiellement seulement, avec un peu de recristallisation, et les cristaux de biotite présenteraient plutôt un comportement de clastes avec éventuellement une déstabilisation en chlorite ± mica blanc. Cette explication peut être appliquée de façon convaincante à l'échantillon de leucogneiss à deux micas SG 07 31 A (figure 4.49) où l'on observe effectivement des clastes de biotite et des néocristaux de mica blanc soulignant les plans de cisaillement (figure 4.49), ainsi qu'une hétérogénéité chimique des minéraux indiquant plusieurs générations de cristaux ou un front de chloritisation (figure 4.48, 4.52, 4.53).

A) Granite de Gezong et sa couverture (Sud du complexe métamorphique)



B) Dôme migmatitique de Quingaling (Nord du complexe métamorphique)

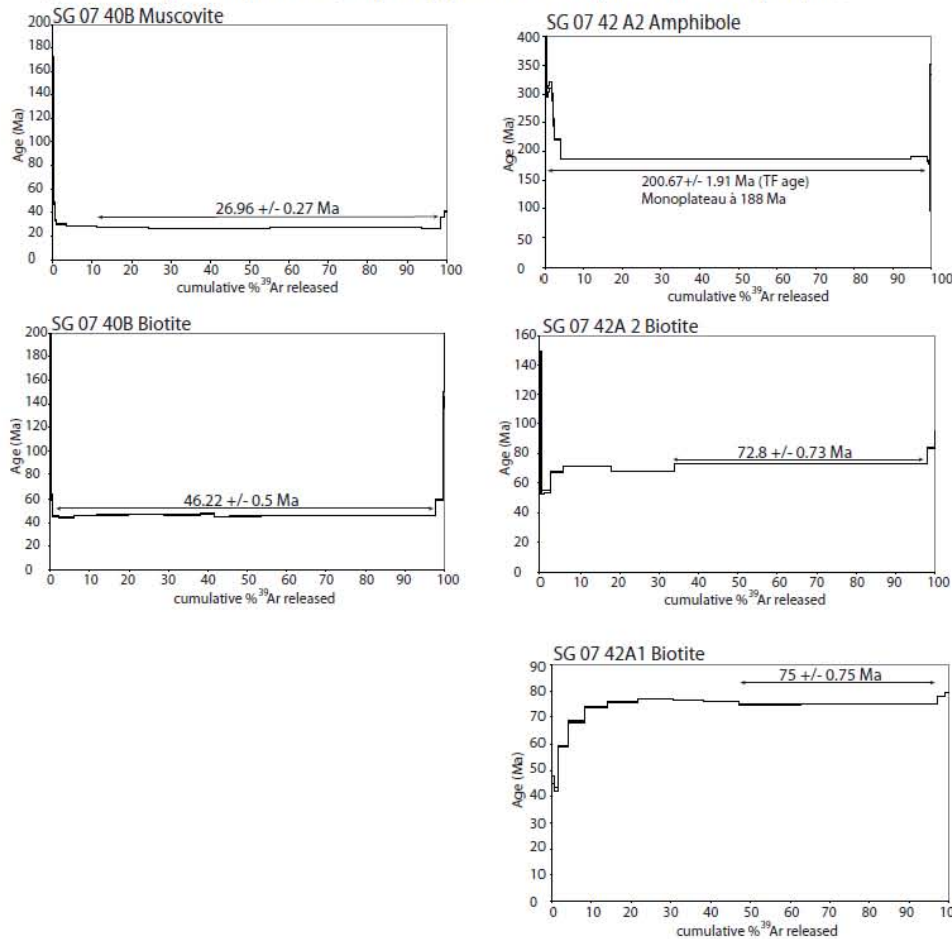


Figure 4.61: Synthèse des résultats des analyses Ar-Ar sur micas et amphiboles. A) Résultats des datations sur des échantillons provenant du sud du complexe métamorphique de Danba. B) Résultats des datations sur des échantillons provenant du nord du complexe métamorphique de Danba.

Cependant, dans les échantillons SG 07 35 B (figure 4.49) et SG 07 40B (figure 4.50), dans lesquels micas blancs et noirs sont aux mêmes positions structurales, cette explication fonctionne moins bien, malgré l'hétérogénéité chimique toujours observée dans les profils de composition des fractions de gaz. On peut émettre d'autres hypothèses pour expliquer l'inversion des âges biotite et muscovite dans ces deux échantillons.

- On peut supposer un réchauffement sans déformation, et qui pourrait permettre la réouverture complète des micas blancs par recristallisation et seulement partielle des biotites. Les âges des biotites seraient alors une moyenne entre leur première cristallisation et leur réouverture partielle récente.
- On pourrait expliquer la remise à zéro du chronomètre dans les micas blancs seulement par un effet de la décompression. Si les volumes d'activation de la biotite et du mica blanc sont différents, alors la décompression pourrait modifier de manière différentes les vitesses de diffusion de l'argon dans les micas blancs et les biotites. Ce phénomène est observé dans les grenats (e.g. Ganguly et al. 1998).
- Enfin, on pourrait expliquer l'inversion des âges par la disponibilité de l'Ar à l'échelle régionale et considérer que les âges anciens enregistrés dans les biotites révèlent qu'elles ont cristallisées alors qu'il existait un excès d'Ar disponible lié à la déstabilisation des micas blancs ailleurs dans le complexe. Cette hypothèse a déjà été proposée pour expliquer des inversions entre les âges Ar-Ar sur biotite et sur muscovite dans le complexe métamorphique de Danba par Itaya et al. (2009).

En l'absence de données complémentaires, ces hypothèses ne peuvent être testées. Il n'en demeure pas moins que des âges clairement Cénozoïques, et qui ne sont pas de simples âges de refroidissement sont enregistrés dans le complexe métamorphique de Danba.

D'autre part, il est à noter que les âges Ar sur micas obtenus sur les échantillons du granite de Gezong et de sa couverture ($158,37 \pm 1,52$ Ma dans les biotites et $70,3 \pm 0,71$ Ma dans les muscovites de l'échantillon SG 07 31 A et $188,48 \pm 0,06$ Ma dans les biotites et $49,92 \pm 0,5$ Ma dans les muscovites de l'échantillon SG 07 35 B respectivement), au sud du complexe métamorphique de Danba et dans une zone de métamorphisme peu intense sont plus vieux que ceux enregistrés dans la partie granitique du dôme de Qingaling ($46,22 \pm 0,5$ Ma dans les biotites et $27,54 \pm 0,27$ Ma dans les muscovites de l'échantillon SG

07 40A), au nord du complexe métamorphique et dans une zone où la fusion partielle est atteinte.

4.7 Discussion

4.7.1 Distribution du métamorphisme par rapport aux structures.

4.7.1.1. A l'échelle du complexe métamorphique de Danba :

Nous avons montré que la schistosité S₃, majoritairement orientée N130 et pendante vers le NE, est portée par des néoblastes de mica blancs, de biotite et de sillimanite, et qu'elle déforme des clastes de grenats, de staurotite et de disthène. Le développement de la schistosité S₃ est donc contemporain du métamorphisme qui permet le développement de la paragenèse à sillimanite (MP/HT) et postérieur à synchrone du métamorphisme qui permet le développement des paragenèses à grenat et staurotite (HP/MT). Ceci est cohérent avec les conclusions de Huang et al. (2003a)

D'un point de vue régional, on observe que globalement, la zone à sillimanite se situe dans la partie NE du complexe métamorphique de Danba (figure 4.62), dans la charnière de l'antiforme lithologique. Sa forme « bifide » au sud suggère un plissement des isogrades. Comme la sillimanite porte la schistosité S₃, l'isograde de la sillimanite est nécessairement orientée comme elle, c'est-à-dire NW-SE et pendante vers le NE, ce qui est cohérent avec un plissement de l'isograde syn-déformation. D'après l'étude thermobarométrique, le gradient métamorphique régional est caractérisé par une baisse de pression associée à une légère augmentation de température du sud au nord, qui traduit un plissement des isothermes. Ce plissement des isothermes peut être dû à une remontée de matériel profond qui n'a pas le temps de se relaxer lors de l'exhumation, ce qui est cohérent avec un métamorphisme syn-extrusion.

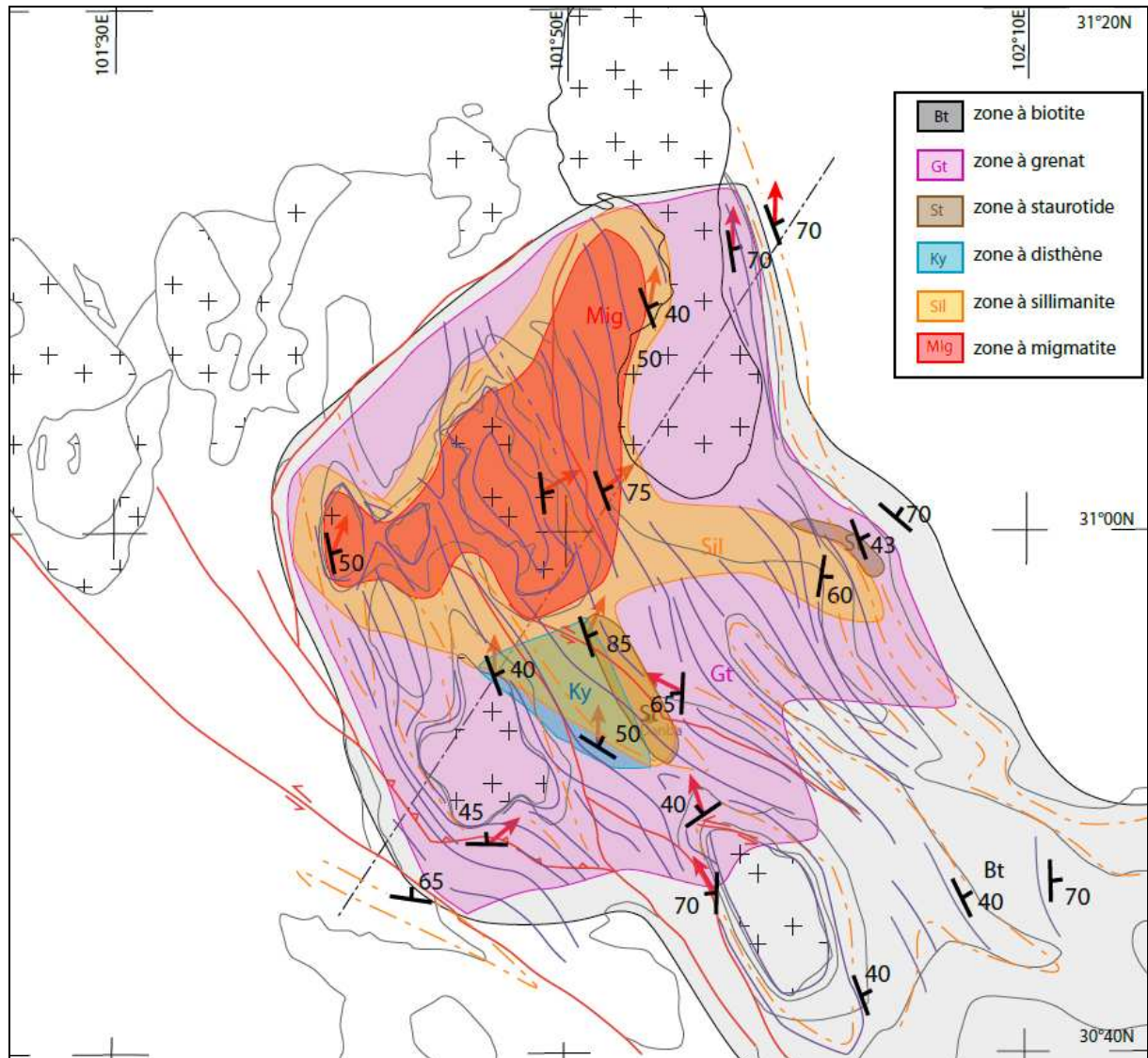


Figure 4.62 : Relation entre le métamorphisme et les structures à l'échelle régionale dans le complexe métamorphique de Danba. Les pointillées oranges représentent la So-1/2, et les traits violets représentent la So-1/2/3. Le trait en pointillés noirs est le trait de la coupe de la figure 4.63.

4.7.1.2. Signification des massifs cristallins de Gezong, Gongcai, Bawang-Cunnuchan et Qingaling.

- Dans la partie sud du complexe métamorphique, le long de la coupe NE-SW au niveau de la partie sud du massif de Gezong (coupe EF figure 4.2 et 4.4, figure 4.63), le métamorphisme ne dépasse pas le faciès schiste vert. La granodiorite datée à 864 ± 8 Ma (Zhou et al. 2002) qui constitue le cœur du massif de Gezong est interprétée comme une écaille tectonique du socle de la marge ouest du craton du

Yangtze (Suhua et al. 2009) caractérisée par l'accrétion d'arcs magmatiques au Néoprotérozoïque (chapitre 2). Cette écaille était peut-être en place dès le Paléozoïque alors qu'une marge passive s'étendait vers l'ouest au bord du craton du Yangtze (Chen et Wilson 1996, Dirks et al. 1994) (figure 4.63). Le massif de Gezong peut donc représenter donc une écaille tectonique comprenant du socle continental Néoprotérozoïque de la marge du craton du Yangtze avec sa couverture Néoprotérozoïque et Paléozoïque déformés et métamorphisés en facies schiste vert. Cependant, le contact entre la granodiorite et la série métasédimentaire est marqué par une mylonite avec sur la bordure nord, une fabrique C/S soulignée par des néocristaux de muscovite compatible avec un cisaillement senestre. Ainsi, une autre possibilité serait que le massif de Gezong ait été exhumé tardivement, éventuellement au Cénozoïque comme l'atteste les âges Ar sur muscovite présentés.

- Dans la partie médiane du complexe métamorphique de Danba, au niveau de la coupe CD d'orientation SW-NE (figure 4.2 et 4.4, figure 4.63) passant par la ville de Danba et la nappe déversée de Gongcai, la foliation correspond à la schistosité S₃ qui déforme le grenat, le disthène et le staurotide. Les schistosités internes hélicitiques des grenats indiquent qu'ils peuvent être syn-schistosité S₃. La S₃ se développe à haute température comme l'atteste la présence de quelques leucosomes parallèles à la S₃ près de la ville de Danba. Le massif de Gongcai habituellement appelé « dôme » de Gongcai est renommé d'après cette étude « nappe déversée » de Gongcai du fait qu'au nord, la série métasédimentaire est structurellement située au dessus des roches cristallines qui constituent le cœur de cette nappe alors qu'au sud, les roches cristallines de Gongcai reposent structurellement sur la série métasédimentaire, ce qui lui confère une géométrie de pli en fourreau. Le cœur de la nappe déversée de Gongcai est constitué d'un granite contenant des cristaux de zircon présentant un cœur magmatique daté par la méthode U/Pb à 823±14 Ma et des surcroissances datées par la même méthode à 173±3 Ma (Zhou et al. 2002). Le cœur de la nappe de Gongcai est par conséquent un équivalent métamorphique des granitoïdes de la marge du craton du Yangtze. La nappe déversée de Gongcai présente donc une structure de pli en fourreau dont le cœur est constitué de socle Néoprotérozoïque métamorphisé à MT/MP.

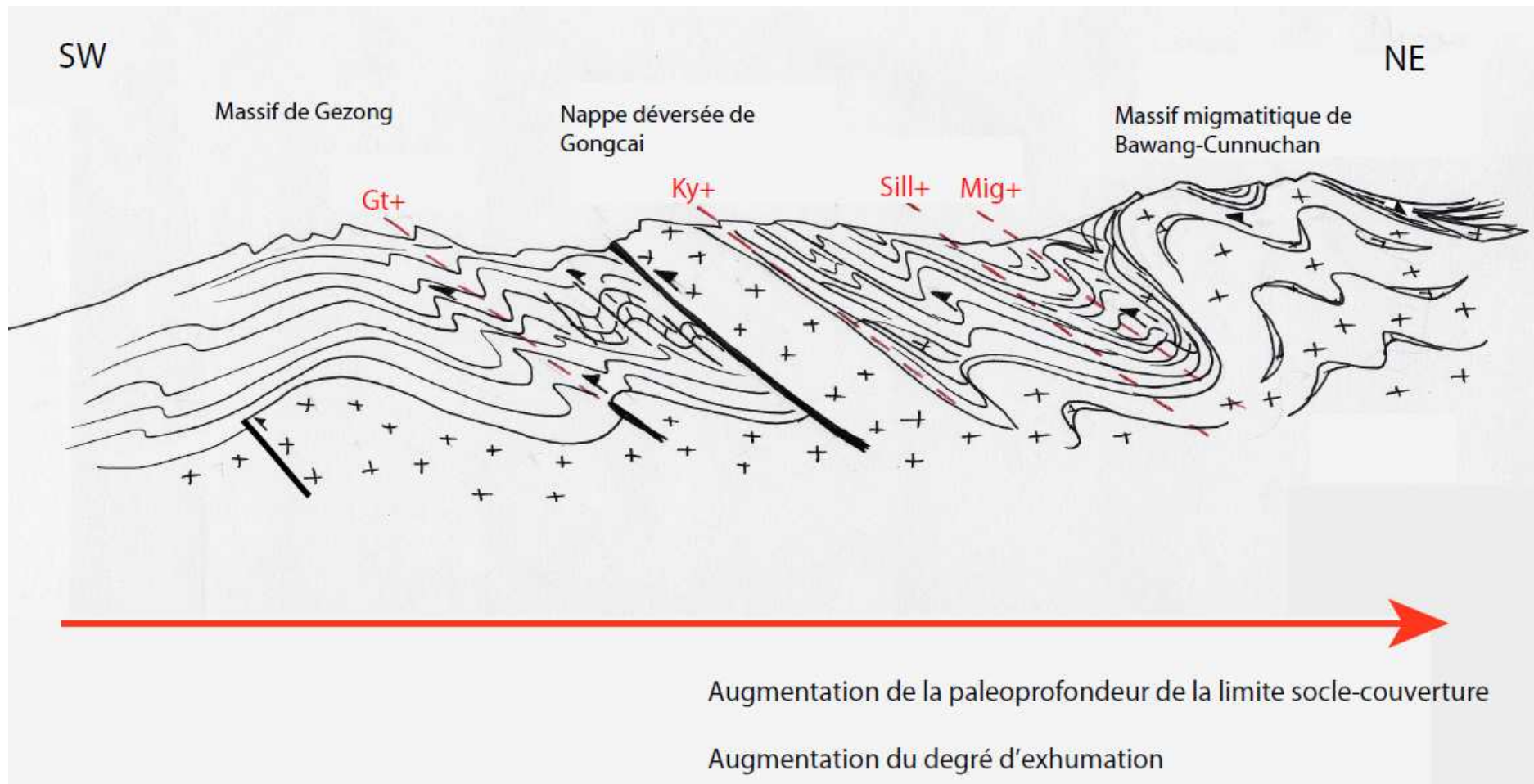


Figure 4.63 : Coupe synthétique du complexe métamorphique de Danba montrant la répartition des différents niveaux structuraux. Le granite de Gongcai est une nappe de socle déversée et le massif de Bawang-Cunnuchan est un niveau de socle migmatitique présentant une forme de plis en fourreau. Cette organisation en chevauchement ductile est cohérente avec le gradient métamorphique inverse observé dans le complexe métamorphique.

- Dans la partie nord du complexe métamorphique de Danba, selon une coupe passant par le massif migmatitique de Bawang-Cunnuchan (coupe AB figure 4.2 et 4.4, figure 4.63), le métamorphisme a atteint le faciès amphibolite et la foliation correspond au développement de la schistosité S₃ dans les conditions de stabilité de la sillimanite et localement de la fusion partielle. La foliation synmigmatitique observée à l'intérieur des massifs de Bawang-Cunnuchan et Qingaling est légèrement discordante sur la schistosité S₃. L'étude structurale nous a conduits à considérer ces massifs migmatitiques circulaires cartographiquement comme le résultat du développement d'une instabilité gravitaire liée à la fusion partielle synchrone de l'extrusion. On peut ainsi les considérer comme des cœurs partiellement fondus de plis en fourreaux et déversés vers le sud-ouest. Le cœur des massifs migmatitiques est constitué en partie d'orthoigneiss Néoprotérozoïque partiellement fondu. La fusion partielle affecte à la fois les roches cristallines du Néoprotérozoïque et la série métasédimentaire Néoprotérozoïque et Paléozoïque.

Ainsi, tous les massifs cristallins affleurant dans le complexe métamorphique de Danba sont considérés comme des affleurements de socle Néoprotérozoïque ayant subi des déformations dans des conditions métamorphiques variables.

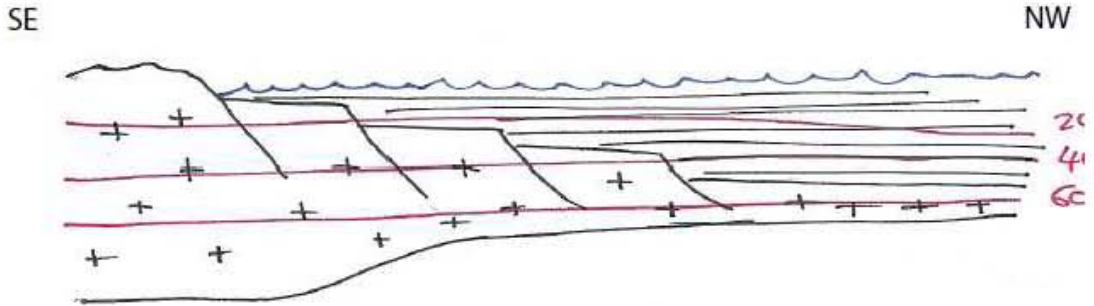
En résumé, le métamorphisme de haut degré enregistré dans le complexe métamorphique de Danba, et affectant à la fois le socle Néoprotérozoïque et sa couverture sédimentaire Néoprotérozoïque et Paléozoïque est de plus en plus intense du SE au NW. Le métamorphisme est indépendant du niveau du structural (socle ou couverture), et inverse du nord au sud. L'étude de thermobarométrie nous indique un gradient métamorphique régional tel que la pression diminue tandis que la température reste quasi constante du sud au nord (figure 4.43).

4.7.2 Mécanisme de l'exhumation de la partie nord-est du complexe métamorphique de Danba

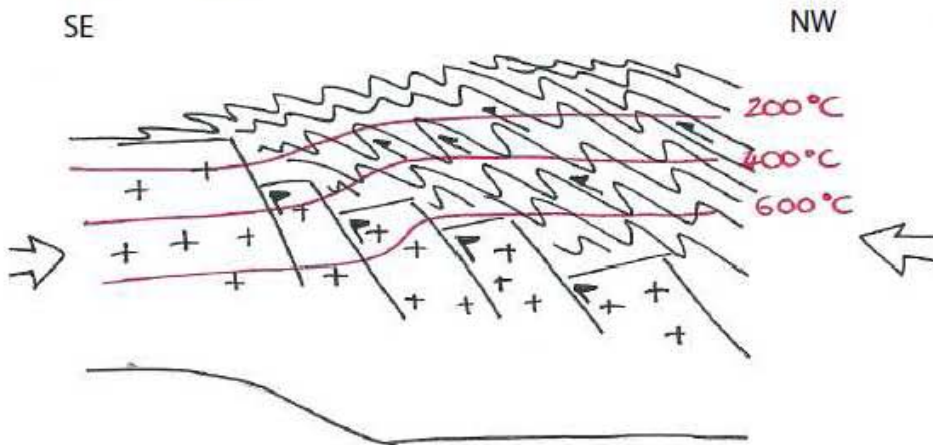
Dans la plus grande partie du complexe métamorphique, la fabrique observée est la schistosité-foliation S₃ et est compatible avec une déformation relativement homogène

en cisaillement simple vers le sud-ouest (C/S, déversement des plis, ombres de pressions, linéations minérales (figures 4.8, 4.9, 4.10)), à part sur la bordure N du complexe, où l'on observe un mouvement top vers le nord (figure 4.7). La structure du complexe métamorphique de Danba est finalement caractérisée par un cisaillement en top vers le nord-est au nord-est et en top vers le sud-ouest au sud-ouest et au cœur du complexe métamorphique. L'association de ces cisaillements antithétiques traduit un mécanisme d'extrusion de la partie nord du complexe métamorphique (figure 4.62, 4.63). La schistosité est associée à la sillimanite et déforme les grenats et les staurotides. Le développement de cette schistosité est donc post métamorphisme MP-MT et syn-métamorphisme HT-MP. Chaque plan de cisaillement en top vers le sud-ouest est une discontinuité et l'ensemble des petits déplacements sur chaque plan finissent par accommoder un déplacement plurikilométrique entre le nord et le sud. Ceci caractérise une zone de cisaillement ductile comme le sont en profondeur tous les grands chevauchements, comme par exemple le Main Central Thrust en Himalaya. Ceci explique la mise à l'affleurement de terrains plus ou moins métamorphiques du nord-est au sud-ouest en l'absence de grande faille. D'autre part, l'évolution métamorphique enregistrée dans le complexe de Danba peut être interprétée en lien avec une remontée des isothermes par plissement lors de l'enregistrement du métamorphisme (figure 4.43, 4.64). Cette structure plissée des isothermes peut être expliquée du fait de l'exhumation plus importante de la partie NW de haut degré de métamorphisme vient chevaucher de manière ductile la partie S du complexe métamorphique, moins métamorphique (figure 4.64).

Paléozoïque : marge passive et dépôt de la série sédimentaire



Fin Trias : début de l'orogénèse Indosinienne, déformation et épaissement de la croûte



Début Jurassique : fin de l'orogénèse Indosinienne : exhumation différentielle du socle par extrusion associée localement à du diapirisme.

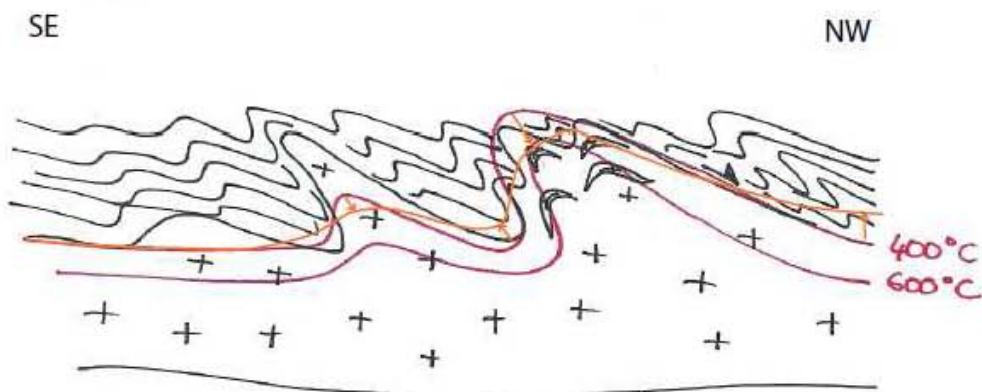


Figure 4.64 : Evolution schématique de la bordure Est de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze depuis le Paléozoïque.

Lors de l'exhumation, la juxtaposition de roches de haute température à des roches de plus basse température correspond à une advection de chaleur. Cette advection par extrusion de roches chaudes dans un encaissant plus froid est suivie d'une relaxation thermique par conduction qui se traduit par un refroidissement des roches chaudes et un réchauffement des roches froides (figure 4.64 en bas). Cet échange de chaleur est compatible avec la croissance du grenat et de la biotite en porphyroblastes post-schistosité dans les roches en bordure du complexe métamorphique de Danba (figure 4.22B) et explique que la limite du complexe métamorphique définie d'un point de vue structural ne coïncide pas avec celle définie d'un point de vue des minéraux.

Au sud du complexe métamorphique de Danba, le métamorphisme de faciès schiste vert et la déformation en plis peu déversés peuvent être expliqués par l'héritage de la structure de la marge passive bordant le craton du Yangtze durant le Paléozoïque (figure 4.64), qui a empêché la partie sud du complexe métamorphique d'être enfouie aussi profondément que la partie nord du complexe métamorphique.

4.7.3 Chronologie absolue de la déformation et du métamorphisme

Les données de géochronologie U/Pb sur zircon et Ar/Ar sur micas et amphiboles décrites précédemment indiquent des âges Mésozoïques et Cénozoïques correspondant à la fois à l'orogénèse Indosinienne, mais aussi à une perturbation lors de l'orogénèse Himalayenne.

Les âges Mésozoïques sont enregistrés par :

- un âge U/Pb sur zircon de $219,8 \pm 1,8$ Ma obtenu sur des surcroissances de cristaux issus d'un leucosome du massif de Qingaling (SG 07 41 D)
- un âge $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de $200,67 \pm 0,75$ Ma obtenu sur les amphiboles d'une amphibolite du massif de Qingaling (SG 07 42A2)
- des âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de $188,48 \pm 0,06$ et $158,37 \pm 0,71$ Ma obtenus sur les biotites de métasédiments de la couverture du massif de Gezong (SG 07 35B) et la granodiorite de Gezong (SG 07 31A) respectivement.

Les âges tardi-Mésozoïques à Cénozoïques sont enregistrés par :

- Des âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de $71,8\pm 0,73$ Ma, $75\pm 0,75$ Ma et $46,22\pm 0,5$ Ma obtenus sur les biotites de l'amphibolite du massif de Qingaling (SG 07 42 A2), et sur les biotites des leucosomes granitiques du massif de Qingaling (SG 07 42A1 et SG 07 40B) respectivement.
- Des âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de $70,3\pm 0,71$ Ma, $49,92\pm 0,5$ Ma et $27,54\pm 0,27$ Ma obtenus sur les muscovites de la granodiorite de Gezong (SG 07 31 A), de la couverture métasédimentaire du massif de Gezong (SG 07 35B) et d'un leucosome du massif de Qingaling (SG 07 40A) respectivement.

Ces âges sont comparés avec les données de thermochronologie sur métasédiments et granites disponibles sur le complexe métamorphique de Danba et présentées dans la figure 4.65 (Huang et al. 2003b, Wallis et al. 2003, Roger et al. 2004, Zhou et al. 2008).

On observe un groupe d'âges associés à des thermochronomètres à haute température de fermeture entre 150 et 200 Ma (figure 4.65). Nos âges Mésozoïques sont cohérents avec ceux-ci. Cet évènement de haute température est associé à l'orogénèse Indosinienne (Chen et Wilson 1996, Dirks et al. 1994, Roger et al. 2008, 2010). Les minéraux de haut grade comme la sillimanite ainsi que les petits leucosomes observés dans les métasédiments sont syn-schistosité S₃. Etant donné que la schistosité principale dans le complexe métamorphique de Danba est la S₃, on conclut que la structure générale décrite dans cette étude (figure 4.63) s'est mise en place lors de l'évènement métamorphique Indosinien.

La compilation des données thermochronologiques présentée dans la figure 4.65 montre un groupe d'âges associé à des minéraux à température de fermeture jusqu'à 600°C (U-Pb sur monazite) entre 50 et 80 Ma. Nos âges Cénozoïques sont cohérents avec ceux-ci. Il semble donc qu'un évènement métamorphique ait eu lieu au début du Cénozoïque. L'éventualité de cette réactivation Cénozoïque est appuyée par le fait que les âges Ar obtenus dans notre étude ne peuvent être considérés comme des âges de refroidissement étant donné que (i) les âges obtenus sur les biotites sont

systématiquement plus vieux que ceux obtenus sur les muscovites (figure 4.61) et que (ii) les compositions chimiques des gaz émis lors de la chauffe de la population sont corrélées aux âges obtenus aux différents paliers, révélant la présence de plusieurs générations de cristaux de micas d'âges différents (Négro et al. 2008).

Cet événement thermique est vraisemblablement associé à une déformation peu intense, traduite cependant par des cisaillements senestres associés au développement de néocristaux de muscovites bien visible au nord du massif de Gezong (figure 4.47). Des zones de faille senestres ultramylonitisées et associées à un métamorphisme schiste vert tardif sont observées très localement dans le complexe métamorphique. Ainsi, le métamorphisme associé à cet événement semble lui aussi peu intense, malgré la cristallisation de monazites (considérées comme des minéraux à haute température de fermeture par Wallis et al. 2003) contenant des sillimanites et des feldspaths potassiques, et donc post ou syn-événement HT, à ce moment (Wallis et al. 2003). Cependant, Janots et al. (2006) et Bollinger et Janots (2006) ont montré que les monazites peuvent recristalliser lors de circulations de fluides importantes à relativement basse température (350°C), et leur présence ne nécessite donc pas forcément un métamorphisme de degré supérieur au faciès schiste vert. Dans ce cas, les inclusions de sillimanite dans les monazites décrites par Wallis et al. (2003) indiquent que les monazites sont post-événement HT.

Notons que les zones métamorphiques de bas degré métamorphique ont préservé des âges plus anciens que les zones de plus haut degré métamorphique. Ceci pourrait refléter une ouverture du système plus poussée dans certaines zones du complexe métamorphique de Danba.

La perturbation Cénozoïque, que l'on considère ici comme conduisant à une déformation caractérisée par des cisaillements senestres associés à un métamorphisme schiste vert, à la cristallisation de néocristaux de muscovite et à l'ouverture partielle du système Ar dans les micas a sans doute eu lieu lors de l'orogénèse Himalayenne (cisaillements senestres et âges cohérents avec cette hypothèse). Dans cette perspective, on peut considérer que l'ensemble des âges compris entre 150 et 80 Ma représentent des moyennes entre l'âge

Indosinien et l'âge Himalayen, variable selon le degré d'ouverture des systèmes considérés (figure 4.65).

Nos nouvelles données $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ permettent donc de suggérer qu'en complément de l'histoire Indosinienne identifiée par Huang et al. (2003a, 2003b) et Roger et al. (2004, 2008, 2010), une recristallisation métamorphique affectant les micas associée à une déformation en cisaillements senestre a eu lieu lors de l'orogénèse Himalayenne. Cette réactivation de la déformation et du métamorphisme est discrète et ne transforme pas la structure et l'organisation métamorphique générale. Cette interprétation remet en question les interprétations de Huang et al. (2003a, 2003b) et Roger et al. (2004, 2010), qui considèrent que l'ensemble de l'évolution métamorphique du complexe de Danba est liée à l'orogénèse Indosinienne, et où seuls les âges de thermochronologie basse température (trace de fission, U/Th/He sur zircons) rendent compte de la surrection récente (Miocène) consécutive de la collision Inde-Asie (Arne et al. 1997, Kirby et al. 2002). Nos données métamorphiques et géochronologiques confortent les données de Wallis et al. (2003) et Itaya et al. (2009) qui les premiers ont proposé une activation précoce du plateau tibétain et considèrent qu'il s'est partiellement épaissi dès le début du Cénozoïque.

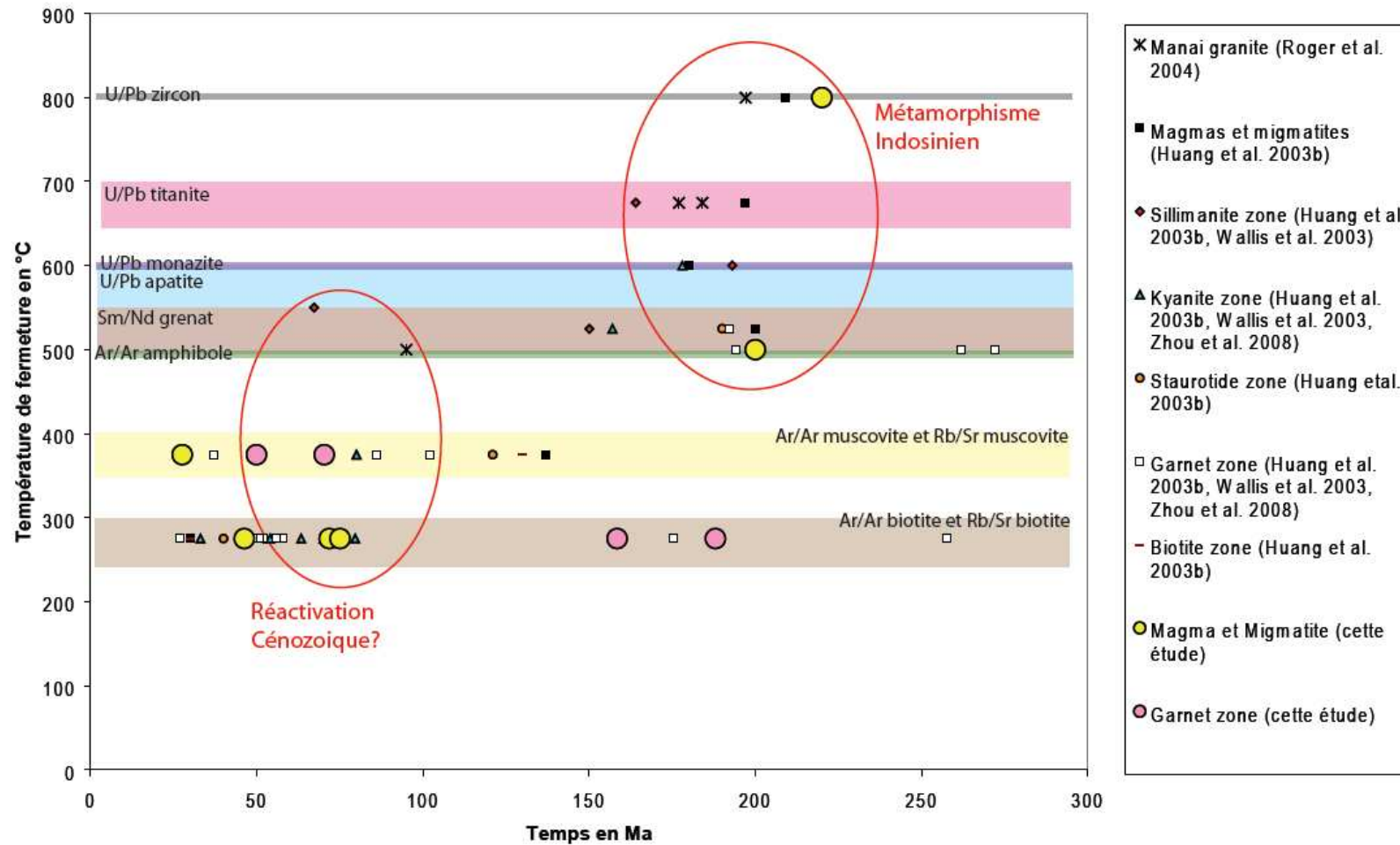


Figure 4.65 : Compilation de données d'âges pour la région de Danba (Huang et al 2003b, Wallis et al. 2003, Zhou et al 2008, Roger et al. 2004, cette étude). De hautes températures sont rapportées pour des périodes anté Indosinien, un pic de température est atteint vers 180 Ma, suivi d'un refroidissement jusque vers 150 Ma. Une réactivation thermique avec recristallisation de micas blancs est envisagée au début du Cénozoïque.

4.8 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons montré que :

- La structure générale du complexe métamorphique de Danba est caractérisée par un cisaillement simple du haut vers le sud-ouest au sud et un cisaillement du haut vers le nord-est au nord, et par des massifs de socle cristallin soulignés par la schistosité S_3 principale, ce qui en fait des structures plissées, et non des dômes comme décrit dans les études précédentes. L'étude métamorphique montre un gradient métamorphique inverse du nord au sud. Ces caractéristiques peuvent être expliquées par un processus d'exhumation par extrusion le long d'un chevauchement ductile de grande ampleur. Ce mécanisme permet de mettre à l'affleurement des zones métamorphiques de degré croissant du sud au nord.
- La mise en contact par extrusion de matériel chaud et de matériel froid permet via la relaxation thermique de cristalliser des minéraux métamorphique post schistosité sur les bords du complexe métamorphique.
- Les roches magmatiques et métamorphiques ayant cristallisé et/ou recristallisé et refroidi lors de l'orogénèse Indosinienne ont ensuite subi une perturbation au Cénozoïque qui semble être associée à des cisaillements senestres dans le faciès schiste vert, mais dont la signification précise en terme de déformation et de métamorphisme reste à définir. Cependant, les résultats de nos datations Ar sur muscovites et biotites, ceux d'Itaya et al. (2009), ainsi que les âges U-Pb sur monazites de Wallis et al. (2003) ouvrent la perspective d'une réactivation de l'unité du Songpan Ganze au cours du Cénozoïque à relativement faible température qui se produirait juste avant la collision Himalayenne.

4.9 Références

Arne D., Worley B., Wilson C., Chen S.F., Foster D., Zhi L.L., Shu G.L., Dirks P., 1997. Differential exhumation in response to episodic thrusting along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 280, 239-256.

Auzanneau E., Schmidt M.W., Vielzeuf D., Connolly J.A.D., 2010. Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites. *Contributions To Mineralogy And Petrology*, 159, 1-24.

Bollinger L., Janots E., 2006. Evidence for Late Miocene retrograde monazite in the lesser Himalaya of Far-Western Nepal. *European Journal of Mineralogy*, 18, 289-297.

Chen F. S., Wilson C. J. L., 1996. Emplacement of the Longmen Shan Thrust-Nappe Belt along the eastern margin of Tibetan Plateau. *Journal of structural geology*, 18 (4), 413-430.

Coggon R, Holland T.J.B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 683-96.

Connolly J. A. D., 2009. The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10:Q10014 DOI:10.1029/2009GC002540.

Connolly J.A.D., 1990. Multivariable phase diagrams : an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290, 666-718.

Connolly J.A.D., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming : A tool for geodynamic modelling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 236, 524-541.

Deloule E., Alexandrov P., Cheilletz A., Laumonier B., Barbey P., 2002. In situ U-Pb zircon ages for Early ordovician magmatism in the Eastern Pyrénées, France: the Canigou orthogneisses. *International Journal of Earth Sciences*, 91, 398-405.

Dirks P.H.G.M., Wilson C.J.L., Chen S.F., Luo Z.L., Liu S.G., 1994. Tectonic evolution of the NE margin of Qinghai-Tibet Plateau: evidences from the central Longmen Mountains, Sichuan province, China. *Journal of eastern Earthsciences*, 9, 181-192.

Dunlap, W. J., 1997. Neocrystallization or cooling $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas from low-grade mylonites. *Chemical Geology*, 143, 181-204.

Dunlap, W. J. 2000. Nature's diffusion experiment: The cooling-rate cooling age correlation. *Geology* 28(2): 139-142.

Ganguly, J., Cheng, W., Chakraborty, S., 1998. Cation diffusion in aluminosilicate garnets: experimental determination in pyrope-almandine diffusion couples: Contributions to *Mineralogy and Petrology*, 131, 171-180.

Harrowfield M. J., Wilson C. J. L., 2005. Indosinian deformation of the Songpan garze Fold Belt, northeast Tibetan Plateau. *Journal of Structural Geology*, 27, 101-117.

Hirth G., Teyssier C., Dunlap J.W., 2001. An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks. *International Journal of Earth Sciences*, 90(1), 77-87.

Hirth G., Tullis J., 1989. The effects of pressure and porosity on the micromechanics of the brittle-ductile transition in quartzite. *Journal of Geophysical Research*, 94(B12), 17825-17838.

Hirth G., Tullis J. 1991. The effect of porosity on the strength of quartz aggregates experimentally deformed in the dislocation creep regime. *Tectonophysics*, 200(1-3), 97-110.

Hirth G., Tullis J., 1994. The brittle-plastic transition in experimentally deformed quartz aggregates. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6), 11731-11747.

Holland T., Powell R., 2001. Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset. *Journal of Petrology*, 42, 673-84.

Holland T.J.B., Powell R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-44.

Holland T., Baker J., Powell R., 1998. Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *European Journal of Mineralogy*, 10, 395-406.

Huang M., Buick I.S., Maas R., Williams I.S., 2001. Polyphase metamorphism in the Danba Domal Terrain, Songpan Ganze Orogenic belt (China) : P-T-t-d Paths and constraints from U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr Geochronology. *Gondwana research*, 4-4, 634.

Huang M.H., Buick I.S., Hou L.W, 2003a. Tectonometamorphic evolution of the Eastern Tibet plateau : evidence from the Central Songpan-Garze orogenic belt, Western China. *Journal of Petrology*, 44 (2), 255-278.

Huang M., Maas R., Buick I.S., Williams I.S., 2003b. Crustal response to continental collisions between the Tibet, Indian, South China and North China blocks : geochronological constraints from the Songpan-Garze orogenic Belt, western China. *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 223-240.

Itaya T., Hyodo H., Tsujimori T., Wallis S., Aoya M., Kawakami T., Gouzu C., 2009. Regional-scale excess Ar wave in a Barrovian type metamorphic belt, eastern Tibetan Plateau. Doi : 10.1111/j.1440-1738.2009.00668.x

Janots E., Negro F., Brunet F., Goffé B., Engi M., Bouybaouène M.L., 2006. Evolution of the REE mineralogy and monazite stability in HP-LT metapelites of the Sebti complex (Rif, Morocco). *Lithos*, 87(3-4), 214-234.

Kirby E., Reiners P.W., Krol M.A., Whipple K.X., Hodges K.V., Farley K.A., Tang W., Chen Z., 2002. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau : Inferences from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics*, 21, 1, doi : 10.1029/2000TC001246.

Kleemann U., Reinhardt J., 1994. Garnet-biotite thermometry revisited: The effect of Al^{VI} and Ti in biotite. *European Journal of Mineralogy* 6: 925-941.

McDougall I., Harrison T.M., 1999. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. New York, Oxford University Press.

Mattauer M., Malavieille J., Calassou S., Lancelot J., Roger F., Ziwen H., Zhiqin X., Liwei H., 1992. La chaîne Triasique de Songpan-Garze (Ouest sechuan et Est Tibet) : une chaîne de plissement-décollement sur marge passive. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 314, serie II, 619-626.

Negro F., de Sigoyer J., Goffé B., Saddiqi O., Villa I.M., 2008. Tectonic evolution of the Betic-Rif arc : New constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on white micas in the Temsamane units (External Rif, northern Morocco). *Lithos* 106, 93-109.

Newton R.C., Charlu T.V., Kleppa O.J., 1980. Thermochemistry of the high structural state plagioclases. *Geochemica Cosmochimica Acta*, 44, 933-41.

Passchier C. W., Trouw R. A. J., 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag.

Powell R., Holland T., 1999. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: Activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas. *American Mineralogist*, **84**, 1-14.

Roger F., Malavieille J., Leloup Ph. H., Calassou S., Xu Z., 2004. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Garze Fold Belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22, 465-481.

Roger F., Calassou S., 1997. Géochronologie U-Pb sur zircons et géochimie (Pb, Sr et Nd) du socle de la chaîne de Songpan-Garze (Chine). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 324, série IIa, 819-826.

Roger F., Jolivet M., Malavieille J., 2008. Tectonic evolution of the Triassic fold belts of Tibet. *C.R. Geosciences*, 340, 180-189.

Roger F., Jolivet M., Malavieille J., 2010. The tectonic evolution of the Songpan Ganze (North-Tibet) and adjacent areas from Proterozoic to present : A synthesis. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 254-269.

Spear F.S., 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology* 9, 379-388.

Spear F. 1994. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time path*. Washington, Mineralogical Society of America.

Suhua C., Xingyun L., Zhendong Y., 2009. P-T paths derived from garnet growth zoning in Danba Domal Metamorphic Terrain, Sichuan Province, West China. *Journal of Earth Science*, 20-2, 219-240.

Tajcmanová L., Connolly J.A.D., Cesare B., 2009. A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *Journal of Metamorphic Geology*, **27**, 153-64.

Tirone M., Ganguly J., 2010. Garnet compositions as recorders of P-T-t history of metamorphic rocks. *Gondwana research*, **18**, 138-146.

Vanderhaeghe O., 2009. Migmatites, granites and orogeny : flow modes of partially molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belt. *Tectonophysics*, **477**, 119-134.

Waldbaum D.R., Thompson J.B., 1968. Mixing Properties Of Sanidine Crystalline Solutions .2. Calculations Based On Volume Data. *American Mineralogist*, **54**.

Wallis S., Tsujimori T., Aoya M., Kawakami T., Terada K., Suzuki K., Hyodo H., 2004. Cenozoic and Mesozoic metamorphism in the Longmen Shan orogen : implications for geodynamic models of eastern Tibet. *Geology*, **31-9**, 745-748.

White R.W., Powell R., Holland T.J.B., 2001. Calculation of partial melting equilibria in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (NCKFMASH). *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 139-54.

White R.W., Powell R., Holland T.J.B., Worley B.A., 2000. The effect of TiO_2 and Fe_2O_3 on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_4$. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 497-511.

Worley B. A., Wilson C. J. L., 1996. Deformation partitioning and foliation reactivation during transpressional orogenesis, an example from central Longmen Shan, China. *Journal of Structural Geology*, **18 (4)**, 395-411.

Yan D., M. Zhou, Wei G., Liu H., Dong T., Zhang W., Jin Z., 2008. Collapse of Songpan-Garzê Orogenic Belt Resulted from Mesozoic Middle-crustal Ductile Channel Flow:

Evidences from Deformation and Metamorphism Within Sinian-Paleozoic Strata in Hinterland of Longmenshan Foreland Thrust Belt. *Earth Science Frontiers*, 15(3), 186-198.

Yong L., Rongjun Z., Densmore A. L., Wilson C. J. L., Ellis M. A., 2006. The geology of the Eastern Margin of the Qinghai-Tibet Plateau. Beijing : Geological Publishing House.

Yuan C., M. F. Zhou, Sun M., Zhao Y., Wilde S., Long X., Yan D., 2010. Triassic granitoids in the eastern Songpan Garze Fold Belt, SW China: Magmatic response to geodynamics of the deep lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 290(3-4), 481-492.

Zhang H. F., Zhang L., Harris N., Jin L. L., Yuan H., 2006. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement. *Contribution mineral petrology*, 152, 75-88.

Zhou M-F., Yan D-P., Kennedy A.K., Li Y., Ding J., 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidences for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 51-67.

Zhou M-F., Yan D-P., Vasconcelos P.M., Li J-W., Hu R-Z., 2008. Structural and geochronological constraints on the tectono-thermal evolution of the Danba domal terrane, eastern margin of the Tibetan plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33, 414-427.

Chapitre 5 :

Les granites du Songpan Ganze.

The Songpan Ganze granitoids, Eastern Tibetan plateau, China : a consequence of late Triassic slab retreat and tear fault during Indosinian orogeny.

Audrey BILLEROT, Julia de Sigoyer, Stéphanie DUCHENE, Olivier VANDERHAEGHE.

In preparation

Abstract :

New field, petrographic and geochemical data on granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane (Eastern Tibetan plateau) are presented and integrated in a review of all the available data on the Songpan Ganze granitoids. This study reveals that three different types of granitoids are exposed in the Songpan Ganze plutons : (i) peralkaline granite represented by the granites exposed in Nyanbaoyeche and North Rilong plutons, (ii) high-K calc-alkaline granite represented by the granitoids exposed in the Yanggon, Maoergai, Sheng Meng, Xue Sheng, Taiyanghe, Markam, South Rilong, Niuxingou, Manai, Dusong Xian, Tagong and Jiulong plutons, and (iii) peraluminous granite in the Markam pluton. Those different types of granitoids can coexist in the same pluton. Elemental and isotopic signature reveal that the granitoids exposed in the Songpan Ganze terrane are melt products of mantle, continental crust and sediments that underwent various degree of mixing and fractional crystallisation. The position of the pluton relative to the Anymaqen and Ganze-Litang sutures, their age repartition and the petrological and geochemical characteristics of the various granitoids exposed in the Songpan Ganze terrane suggest a new geodynamic model for the emplacement of these granitoids. We propose a double subduction system, with progressive slab retreat. In this configuration, and due to the asthenospheric upwelling, the petrological and geochemical characteristics of the various granitoids exposed in the Songpan Ganze terrane are explained.

5.1. Introduction

The significance of the petrologic and geochemical signatures of granitoids in the geodynamic evolution of an orogenic belt is a major geological problem. Indeed, the geochemical signature of the granitoids is often used as a geodynamic indicator based on the numerous empirical classifications published (Chappel and White 1974, Collins et al. 1982, White and Chappell 1983, Eby 1992, Pearce et al. 1984, Whalen et al. 1987, Barbarin 1999). However, if the empirical approach has convincingly shown that at first order, (i) divergent-plate boundaries associated with continental rifting are dominated by the emplacement of alkaline granitoids (A-type granite) (Barbarin 1999, Chappel and White 1992), and (ii) convergent plate boundaries associated with oceanic subduction are characterized by calc-alkaline granitoids, granitoids emplaced at convergent plate boundaries marked by continental collision display a wider range of petrologic and geochemical characteristics and in such case, genetic and tectonic classifications falls short. In such cases, compilation of numerous studies on granitoids shows that all kinds of granites can be found in a collision context. The granitoids of the Songpan Ganze terrane, located in the central Tibet, is a perfect example of such a complex geochemical association. This terrane comprises a large number of granitoids plutons emplaced at the end and after the Indosinian orogeny between $228,4 \pm 1,9$ and 153 ± 3 Ma and characterized by distinct petrologic and geochemical signatures (Zhang et al 2006, 2007, Roger et al 2004, 2008, Xiao et al. 2007). These signatures encompass A-type, calc-alkaline, high K calc-alkaline and S-type which at first glance are not easy to link to a single geodynamic context as attested by the contradictory models proposed by the various authors. Zhang et al. (2006, 2007) propose that the coeval A-type Nyanbaoyeche granite and high K “adakitic” Yanggon and Maoergai granites (figure 5.2.) were generated by partial melting of both the asthenospheric mantle and the lower orogenic crust in response to mantle delamination at the end of the Indosinian orogeny. Isotopic studies of Zhang et al. (2006, 2007) on the Nyanbaoyeche and Yanggon Maoergai granites and Roger et al. (2004) on Rilong, Manai and Markam granites rather suggest that their source is either the Songpan Ganze sediments, or the Eastern Songpan Ganze basement assumed to be similar to Neoproterozoic crystalline rocks exposed along the western Yangtze margin of the Yangtze craton. In contrast, Yuan et al. (2010) using elemental and isotopic signature of

the Menggu pluton (northern part of Manai pluton), Niuxingou pluton (northern part of Rilong pluton) and Taiyanghe pluton (a small pluton Southwest to Markam pluton) granitoids propose an important contribution of both the asthenospheric and subcontinental lithospheric mantle in their source and interpret the coexistence of the different magma types and their age relation as resulting from a lithospheric flexure, which induce a thickening of the sedimentary sequence deposited in the basin and a thinning of the lithospheric mantle due to crack caused by flexure (figure 9 of Yuan et al. 2010).

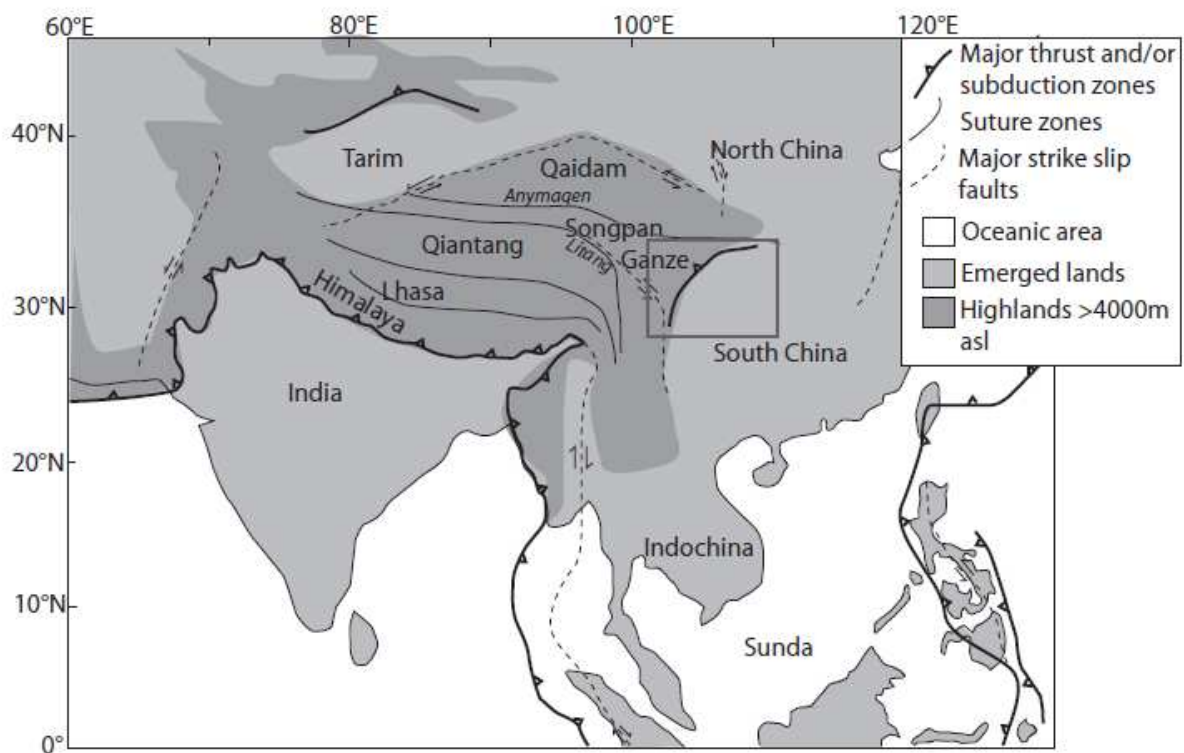


Figure 5.1: General geological setting of the Songpan Ganze terrane of the Tibetan plateau.

In this paper, we present new field, petrological and geochemical (elements and isotopes) data on the granitoids from Manai, Dusong Xian, Markam, Rilong, Xue Sheng and Sheng Meng plutons emplaced in the eastern part of the Songpan Ganze terrane (figure 5.2.). These data complement published ones and allow establishing a regional overview of the various petro-geochemical signatures of the granitoids emplaced in the Songpan Ganze terrane. Considering this large data set, and the age and localisation of the various plutons in relation to the major structures of the Songpan Ganze, we propose

a new model in which the formation and emplacement of the granitoids of the Songpan Ganze can be replaced. Moreover, this work contributes to the determination of the relative contribution of mantle and crustal sources in the generation of these different kinds of granitoids, using new data on these potential sources, and to the discussion on the nature of the Songpan Ganze terrane basement.

5.2. Geological settings and previous results on the Songpan Ganze granitoids

The Songpan Ganze terrane is located in the central Tibet, between the South China craton and the Qaidam and Qiangtang terranes (figure 5.1). The Songpan Ganze terrane is dominated by Triassic turbidites affected by thrust faults and upright folds developed under low grade greenschist facies metamorphism (Chen and Wilson 1996, Roger et al. 2004, 2008). The deeper structural level of the Songpan Ganze terrane is exposed in the Danba metamorphic complex where Neoproterozoic basement and Paleozoic sedimentary cover metamorphosed up to conditions of partial melting in the amphibolite facies are exhumed (Huang et al. 2003a). Major deformation and metamorphism of the Songpan Ganze terrane occurred during the upper-Trias lower-Jurassic Indosinian orogeny, which is associated to two subduction zones with opposite vergence: the Anymaqen suture dipping northwards to the north and Litang-Ganze-Jinsha suture dipping SW to the south (Figure 5.1, Roger et al. 2008, Chen et Wilson 1996). Huang et al. (2003b) dated the peak metamorphism in Danba at 168-158 Ma using U-Pb on titanite and monazite and Sm-Nd in garnet methods on samples from migmatite and sillimanite metamorphic zones.

A number of granitic plutons with sharp intrusive contacts into the schists were also emplaced during this orogeny (figure 5.2) (Roger et al. 2008). It is to note that the granitoids are emplaced to the south of the Anymaqen suture and to the north of the Litang-Ganze-Jinsha suture that is to say behind the suture zones (figure 5.2). Accordingly, in both cases, the host rock of the plutons corresponds to metasedimentary rocks forming the orogenic wedge, but which originated from the down going plate.

From north to south, the following granitoids have already been the focus of previous studies (figure 5.2, table 5.1):

- The Nyanbaoyeche pluton (Zhang et al. 2007) is located in the central part of the Songpan Ganze terrane. The coarse grained granite forming this pluton gives SHRIMP U-Pb zircon age of 211 ± 1 My and presents mineralogical and geochemical characteristics of A-type granite, i.e. high SiO₂, alkali, Fe/Mg, and REE content, and low CaO, Ba, Sr and Eu content (table 5.1, figures 5.14, 5.15, 5.16). According to the authors, the high initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (0.709-0.7123) and the negative $\epsilon\text{Nd}(t)$ (-2.72 to -5.26) indicate a twofold origin by (i) partial melting of the Neoproterozoic margin of the Yangtze crystalline basement and (ii) partial melting of the underlying mantle. The Nyanbaoyeche pluton is associated with intermediate volcanics, namely the Aba and the Wasai andesites dated by U-Pb on zircon method at 210 ± 3 and 205 ± 1 Ma (Cai et al. 2010). Those andesites are FeO and Al₂O₃ rich and present Mg # around 50. The Aba and Wasai andesites present Nb, Ta and Ti negative anomalies and the Aba andesite shows slight Sr and Ba negative anomalies. Cai et al. (2010) consider that the Aba and Wasai andesites have been produced by partial melting at the crust-mantle transition due to lithospheric delamination.
- The Yanggon and Maoergai plutons (Zhang et al. 2006) which comprise medium-grained contemporaneous granitoids, have SHRIMP U-Pb zircon ages of 221 ± 3.8 Ma and 216 ± 5.7 Ma respectively and based on their mineralogical and geochemical signatures, the authors call them high-K “adakitic” granite, which correspond to high-K calc-alkaline with high Sr content granitoid (high K content, REE fractionation, Nb-Ta-Ti negative anomalies, high Sr content). The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (0.7061-0.7082) and $\epsilon\text{Nd}(t)$ (-6.0 to -9.5) are consistent with an origin by partial melting of the crystalline Neoproterozoic margin of the Yangtze craton.
- The Markam pluton (Roger et al. 2004) crosscuts the major folds affecting the metasedimentary sequence, indicating a post tectonic emplacement. This granite presents both a porphyric and a leucocrate facies. The leucogranite is associated with pegmatites and contains biotite-rich enclaves. This granitoid presents a monazite U-Pb age of 188 Ma (Roger et al. 2004). Its isotopic signature ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), ranging from 0.7106 to 0.7115 and $\epsilon\text{Nd}(t)$ ranging from -10.67 to -9.95) indicates a

sedimentary source which is proposed to be the Triassic turbidites (Roger et al. 2004). Recently, Yuan et al. (2010) studied the Taiyanghe pluton, which outcrops south-west of the Markam one. It is a calc-alkaline monzonite presenting strong Nb, Ta, Zr and Hf negative anomalies, a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio ranging from 0.7074 to 0.7090 and $\epsilon\text{Nd}(t)$ ranging from -5.98 to -5.78. Its SHRIMP U-Pb zircon age is 205 ± 3 Ma. The authors consider this monzonite as the product of low-degree partial melting of a subcontinental lithospheric mantle that has undergone a melt-dominated metasomatism.

- The Rilong pluton is composite and presents a leucogranite in the northern part (Rilong N on figure 5.2) and an amphibole granite in the southern part (Rilong S on figure 5.2). This pluton crosscuts a large-scale anticline with a core of Devonian and Triassic metasediments and develops a contact metamorphic aureole at its border (Roger et al 2004). The southern amphibole bearing facies has been emplaced at 195 ± 6 Ma (U-Pb age on dissolved zircons, Roger et al. 2004). Isotopic signatures ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i=0.7041 and $\epsilon\text{Nd}(t)$ =-0.44) are similar to the ones obtained for the Neoproterozoic margin of the Yangtze craton which is thus inferred to be the source of this granite. Yuan et al. (2010) sampled the Niuxingou pluton syenite. A SHRIMP U-Pb zircon age of 215 ± 3 Ma, very high K_2O content (shoshonites affinity) and strong Nb, Ta, Hf, Zr negative anomalies are reported (Yuan et al. 2010). The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio ranging from 0.7047 to 0.7048 and the $\epsilon\text{Nd}(t)$ ranging from +0.08 to -2.04 and are fingerprints of a depleted mantle source according to Yuan et al. (2010).
- The Manai granite, located few kilometres north to the city of Danba, is composed of several successive intrusions (Huang et al 2003a). The northern part of this pluton (designated as the Menggu pluton by Yuan et al. 2010) is characterized by a magmatic fabric and shows intrusive contacts into the southern part (Manai S) (Huang et al. 2003a, Roger et al. 2004), which displays microstructures indicative of solid-state deformation. The Menggu granitoid (from monzodiorite to granite) is interpreted as an high-K “adakitic” granite by Yuan et al. (2010), based on elemental signature, initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio ranging from 0.7075 to 0.7078 and $\epsilon\text{Nd}(t)$ ranging from -5.83 to -6.35. Its SHRIMP U-Pb zircon age is 224 ± 4 Ma (Yuan et al. 2010). Yuan et al. (2010) consider that this granitoid has been produced by partial

melting of the thickened lower continental crust. The southern part of the Manai pluton presents a foliation and mineral lineation that are parallel to those of the host sediments and this is interpreted to reflect the syntectonic emplacement of this pluton (Calassou 1994). This granitoid has been emplaced at 197 ± 6 Ma (U-Pb age of dissolved zircon, Roger et al. 2004). The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.7066 and the $\epsilon\text{Nd}(t)$ of -5.01 are consistent with an origin by partial melting of the crystalline Neoproterozoic margin of the Yangtze craton (Roger et al. 2004).

- South to the Xian Xi He fault, several granitoid plutons outcrop near the city of Jiulong and have been studied by Xiao and al. (2007). According to these authors, most of those intrusions share similar petrographic features and are interpreted as parts of the same so-called Jiulong batholith (Sichuan geological survey, 1990). To the North of this batholith outcrops the Tagong intrusion which shows similar petrographic and geochemical features. Based on geochemical signature of these plutons, the authors interpret them as high K “adakitic” to ordinary high K calc-alkaline I-type granitoids. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio ranges from 0.70528 to 0.71086 and $\epsilon\text{Nd}(t)$ ranges from -1.01 to -6.71. Xiao et al. (2007) suggest that those magmas result from the partial melting of a crystalline basement similar to the Neoproterozoic margin of the Yangtze craton at different levels of a thickened crust.

In summary, three types of granitoids are exposed in the Songpan Ganze terrane :

- 1) High-K calc-alkaline type, which corresponds to most of the described plutons (Yanggon, Maoergai, Taiyanghe, Niuxingou, Menggu, Jiulong and Tagong plutons). They are characterized by high K content, LREE-HREE fractionation and Nb-Ta negative anomalies. They present some differences among them, such as variably marked Zr-Hf negative anomalies (Niuxingou, Taiyanghe, Yuan et al. 2010), or variable Sr content (Yanggon, Maoergai, Menggu granitoids have high Sr content, Zhang et al. 2006, Yuan et al. 2010).
- 2) Peralkaline type, with the Nyanbaoyeche pluton. This type is characterized by high SiO_2 , alkali, Fe/Mg, and REE content, and low CaO, Ba, Sr and Eu.
- 3) Peraluminous type, which is only represented by the leucogranite of Markam pluton (Roger et al; 2004), for which it lacks petrological and element geochemical data.

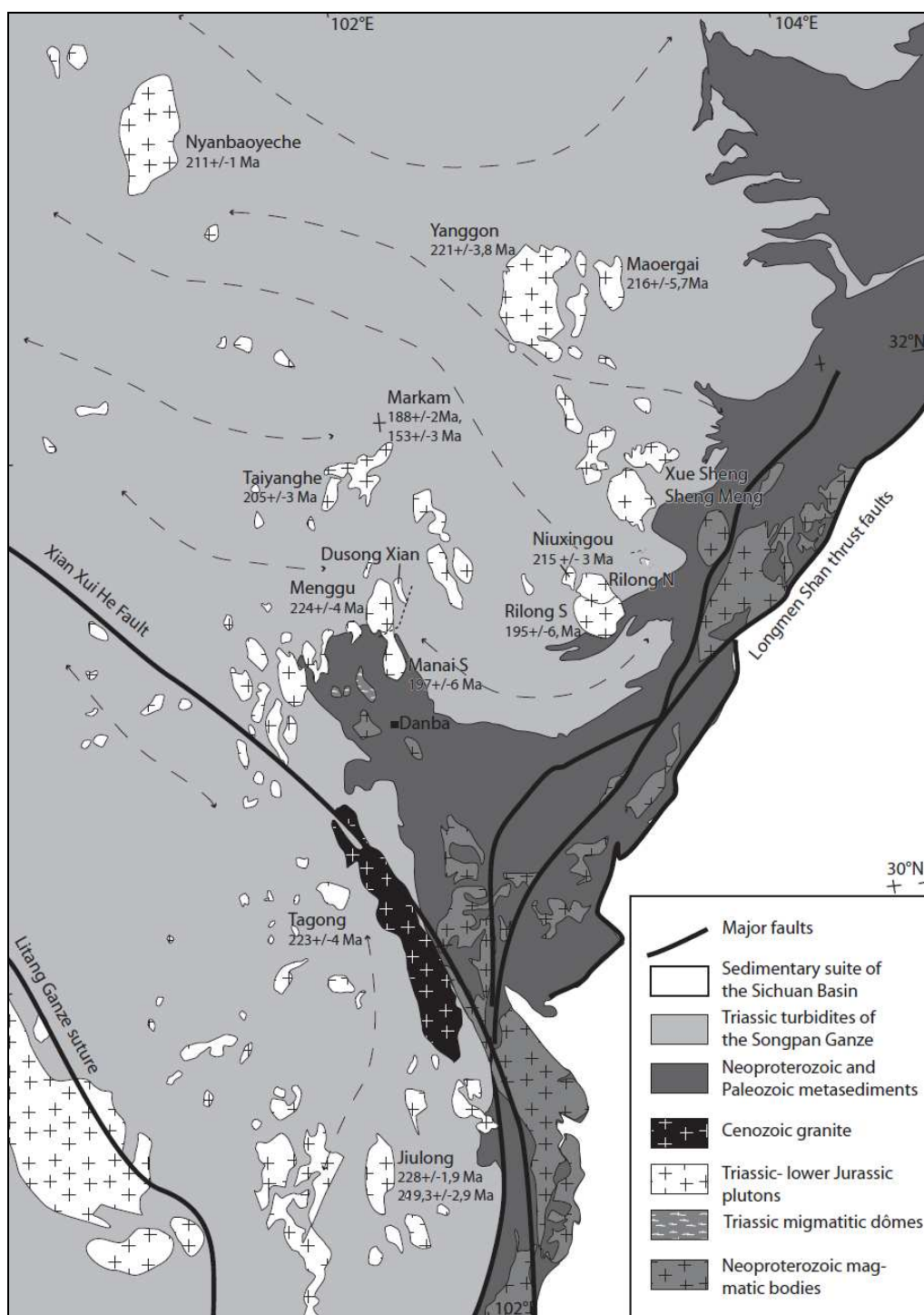


Figure 5.2.: Geological sketch map showing the location of the pluton intruding the Songpan Ganze terrane. U-Pb on zircons ages are from Roger et al. 2004, Zhang et al. 2006, 2007, Xiao et al. 2007, Yuan et al. 2010. Dashed line in Manai and Dusong Xian granite shows the location of the cross section in figure 5.3.

Most of the authors working on these granitoids (Zhang et al. 2006, 2007, Xiao et al. 2007, and Roger et al. 2004) invoke continental crust in the source of these granitoids.

This continental crust is inferred to be either the crystalline Neoproterozoic western margin of the Yangtze craton or the Triassic Songpan Ganze turbidites, or both depending on the authors. Alternatively, Yuan et al. (2010) propose a strong contribution of a mantle source in the formation of the granitoids of the Songpan Ganze terrane.

In this study, we will complement these previously described data with additional field observations, major and trace elemental data on Rilong, Manai and Markam granitoids, and petro-geochemical characterisation of Dusong Xian, Xue Sheng and Sheng Meng plutons (figure 5.2). We will also characterize chemically some of the potential sources of the granitoids as the Paleozoic and Triassic Songpan Ganze sediments and the Yangtze crystalline basement (Pengguan granitoid).

5.3. Results

5.3.1. Field setting and petrography of the granitoids of the Songpan Ganze terrane.

Our field work has focussed on the Manai (southern part), Menggu and Dusong Xian plutons that are well exposed along the road north of Danba city. For these plutons, the relationships between the different facies and their contacts with the host rocks will be presented hereafter. The other plutons (Markam, Rilong, Xue Sheng and Sheng Meng) have not been extensively studied. Their descriptions are more succinct and restricted to outcrop-scale features. A synthesis of the mineralogy, texture and microstructure of the granitoids of the Songpan Ganze terrane is compiled in table 5.1.

- The Manai granite (Southern part, figure 5.3) is well exposed along the road north of the city of Danba. Its western contact is roughly concordant with the foliation of the amphibolite facies schists and gneisses of the Danba metamorphic complex (chapitre 3). At the contact, metasediments are migmatitic. Leucosomes, granitic dikes and sills are structurally connected from the migmatites to the pluton suggesting either that part of the pluton is fed by granitic melt issued from partial melting of the metasediments (figure 5.3) or in contrast that granitic liquids escape from the pluton and emplaced in the metasediments. To the east, the Southern Manai pluton is discordant on the foliation of the low-grade schists. It is

in structural contact with a network of granitic sills and dikes including a larger sheet of leucogranite intruding the schists (figure 5.3). The Manai pluton displays an internal zonation with mafic facies (diorite, granodiorite) at the edge of the pluton and felsic facies in the inner part (monzonite, granite). Intrusive features (mafic dikes, mafic xenolithes) indicate that the emplacement of the granite postdates the more mafic intrusives. These field relationships suggest that these various facies ranging from amphibole-diorite (figure 5.5) to leucogranite (figure 5.4) represent different terms of a magmatic suite. The overall structural relationships between the granitoids and their host suggest that the Southern Manai pluton corresponds to a laccolith emplaced at the boundary of the Danba metamorphic complex and that has been tilted towards the East. Petrographically, samples from the leucocratic facies exposed contain quartz, plagioclase, white-micas, biotite as major phases (figure 5.4) and apatite, zircon and magnetite as accessory phases and samples from the amphibole bearing facies contains quartz, plagioclase, Ca-amphibole and biotite as major phases (figure 5.5, table 5.1) and apatite, zircon, allanite, titanite, ilmenite and magnetite as accessory phases (table 5.1). All the samples present perthites and myrmekites.

- The Dusong Xian porphyric granite is another laccolith east of the Manai pluton (figure 5.3). It presents several fractures due to rapid cooling, implying that it has been emplaced in a cold rock. The metasedimentary host rock shows a contact metamorphic aureole with biotites and andalousites porphyroblasts. The granitoid present quartz, big plagioclase, biotite as major phases (figure 5.6, table 5.1) and zircon, allanite and titanite as accessory phases (table 5.1). Secondary white micas are observed.
- The two facies of the Markam pluton described by Roger et al. (2004) have been sampled. One is a porphyric granite bearing quartz, plagioclase, white micas and biotite as major phases, apatite, zircon, ilmenite and magnetite as accessory phases and shows perthites and myrmekites (sample 126, figure 5.7, table 5.1). The other is a leucogranite with quartz, plagioclase and white micas as major phases and tourmaline, garnet, apatite and zircon as accessory phases (sample 124C, figure 5.8, table 5.1).

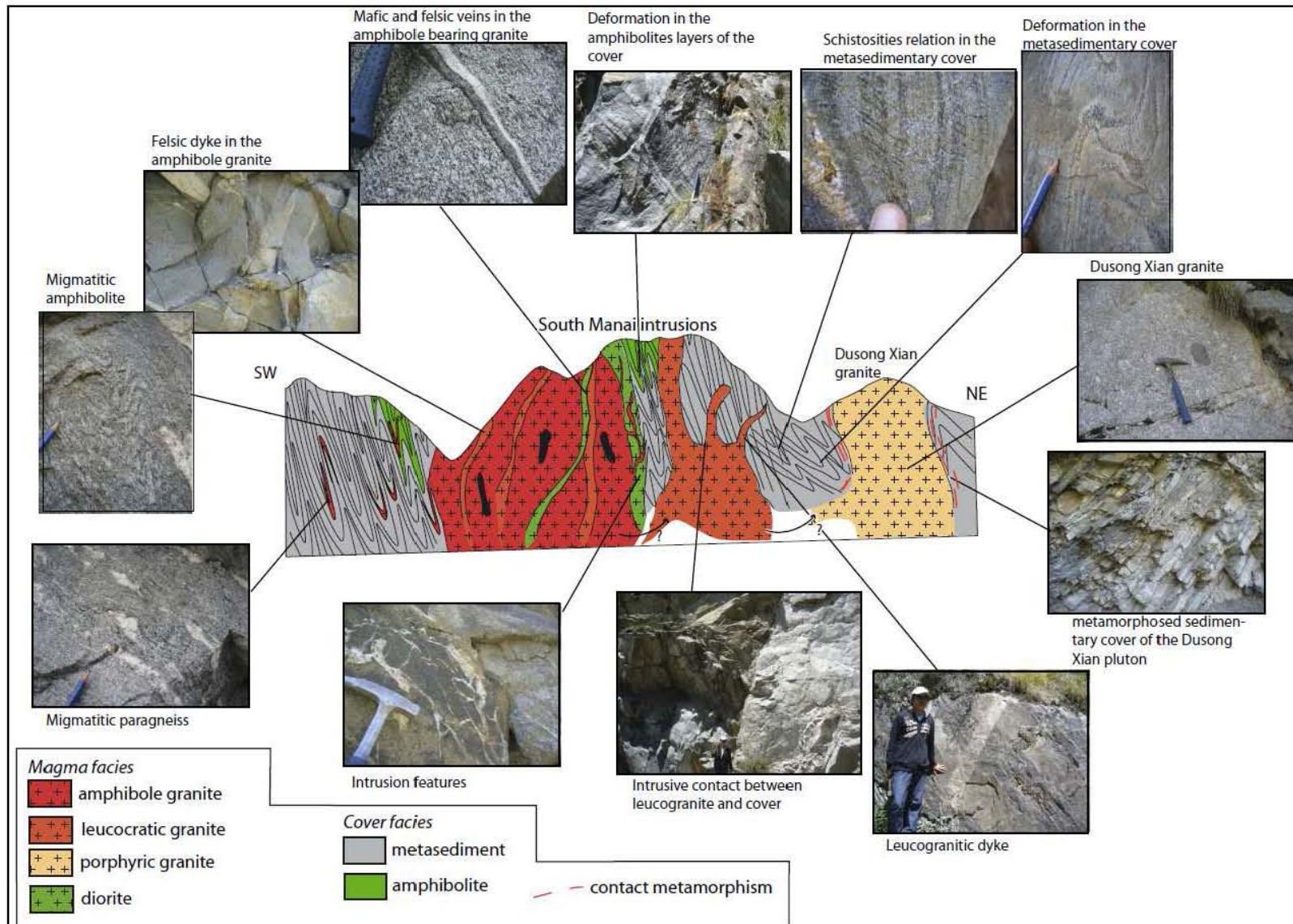


Figure 5.3.: Sketch cross-section (figure 4.2) of the Manai and Dusong plutons showing their structural relations and field observations.

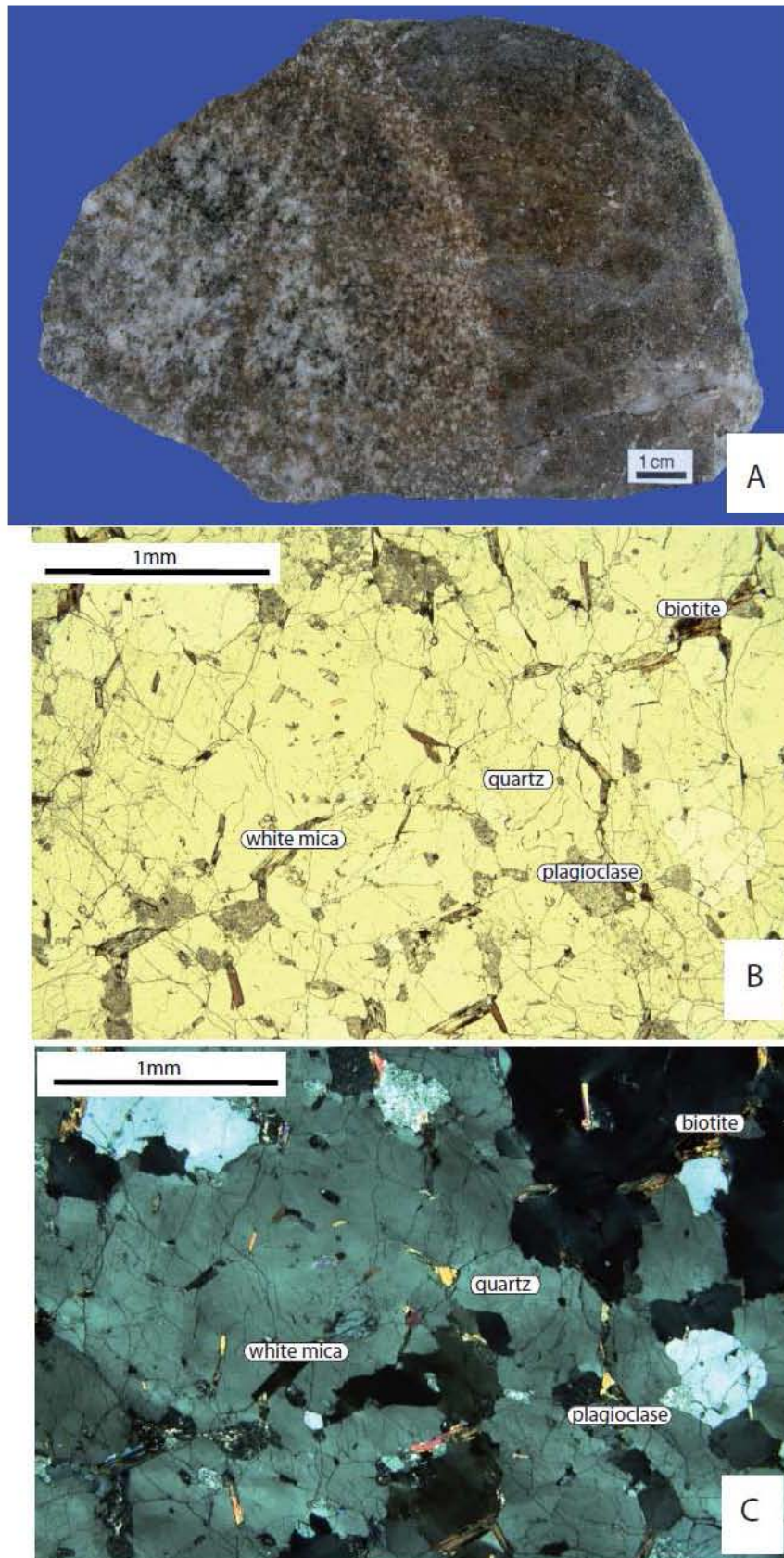


Figure 5.4.: Sample from Menggu pluton. A) Macroscopic sample of the leucocratic facies. B) Microphotography of the leucocratic facies. PPL. C) Microphotography of the leucocratic facies. XPL.

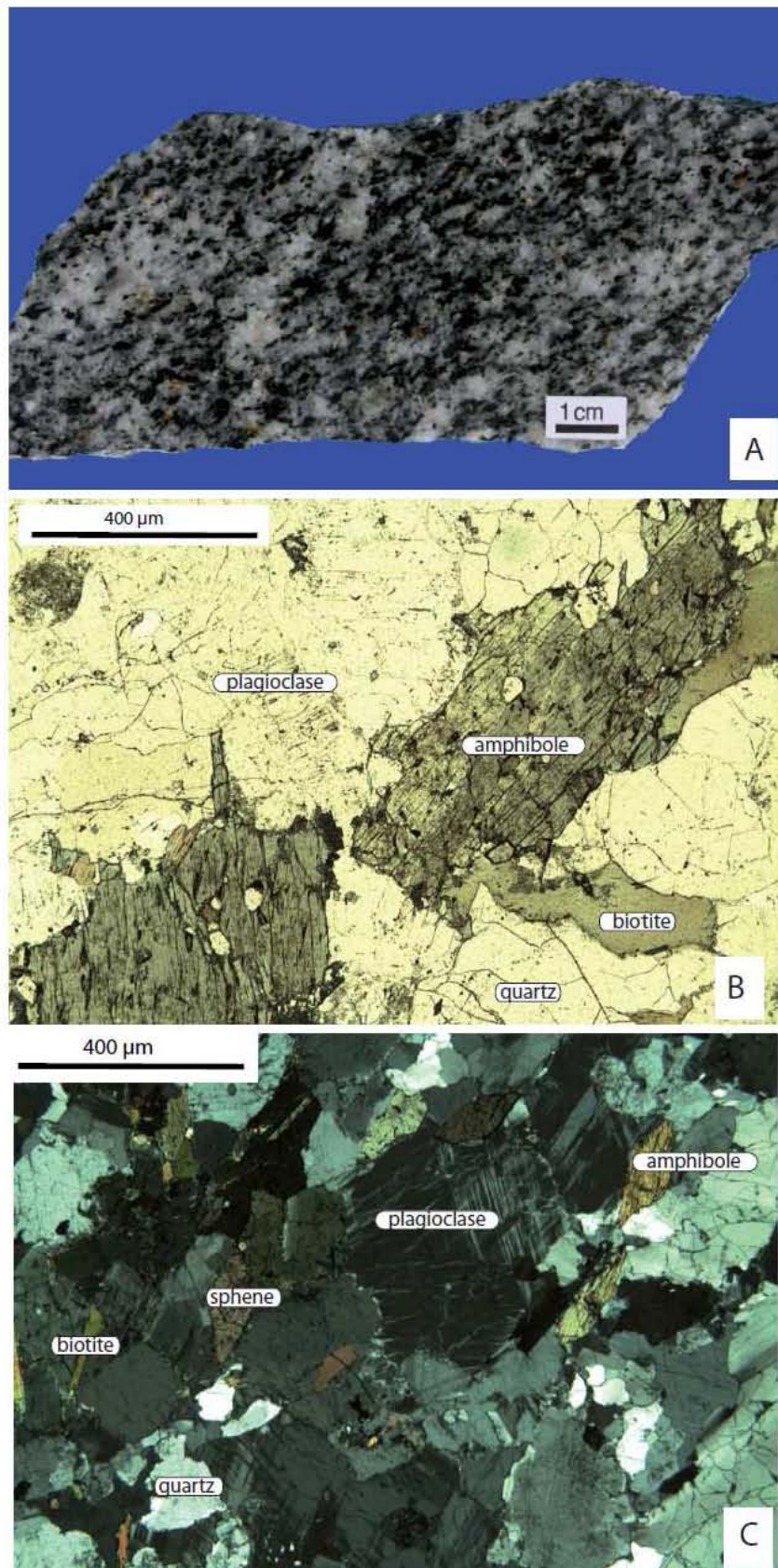


Figure 5.5.: Sample from south Manai pluton. A) Macroscopic sample of the amphibole granite facies showing a magmatic foliation. B) Microphotography of the amphibole granite facies. PPL. C) Microphotography of the amphibole granite facies. XPL.

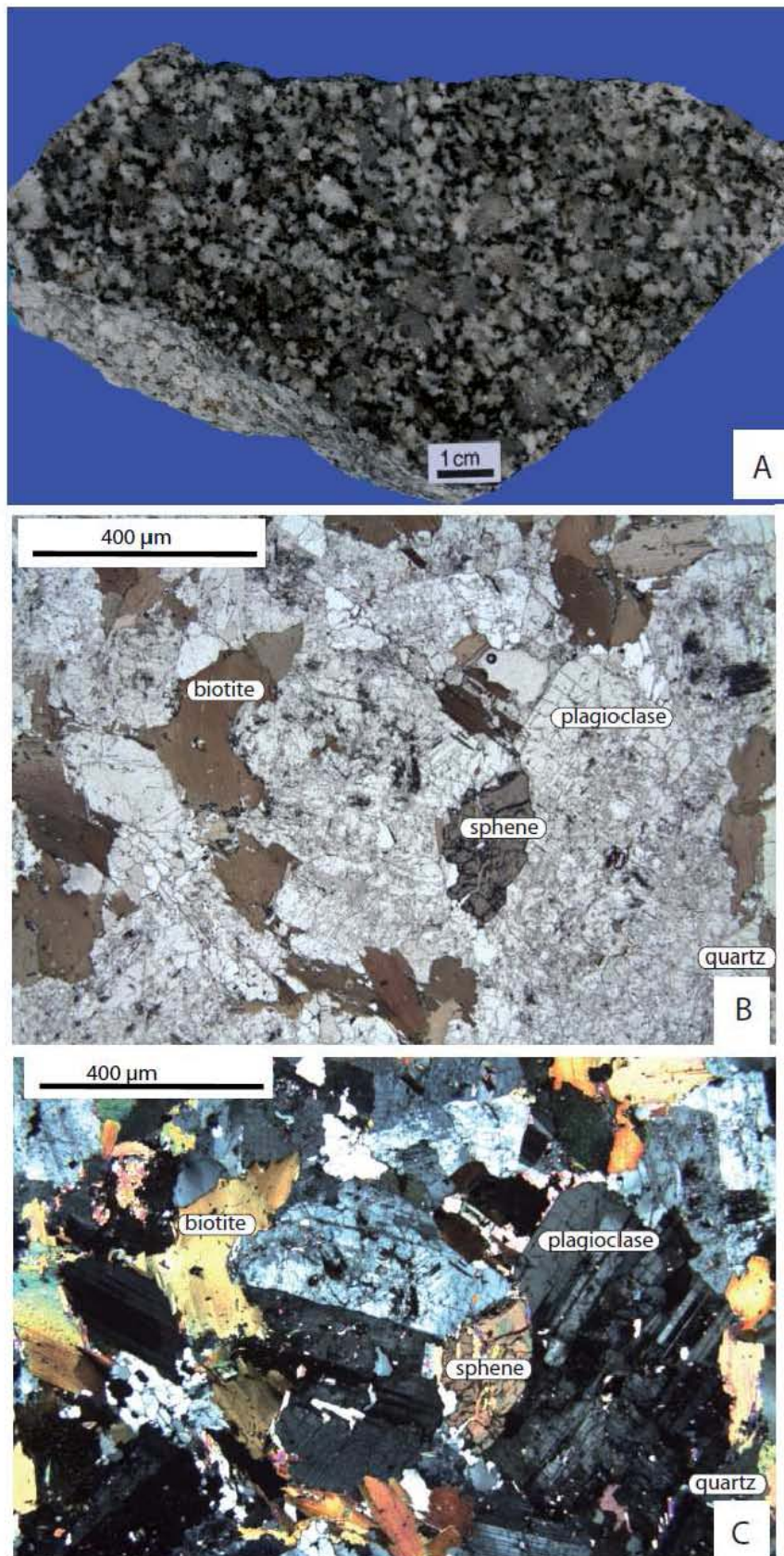


Figure 5.6.: Sample from Dusong Xian pluton. A) Macroscopic sample of the porphyric granite. B) Microphotography of the porphyric granite. PPL. C) Microphotography of the porphyric granite. XPL.

- The northern part of the Rilong pluton presents a both porphyric (figure 5.10) and a fine grained granitic facies (samples SG 07 26, RI 3710, RI 3730, RI 3833) whereas the southern part of the pluton is composed by an amphibole-bearing facies (sample SG 07 69, figure 5.9). The contact between these different facies has not been observed. The porphyric and fine-grained facies of the northern part of Rilong pluton present quartz, plagioclase and biotite as major phases (table 5.1) and zircon, allanite, ilmenite, magnetite and tourmaline as accessory phases. This facies shows perthites. The amphibole bearing facies contains plagioclase, quartz and amphiboles as major phases (table 5.1) and apatite, zircon, titanite, ilmenite and magnetite as accessory phases (table 5.1).
- Xue Sheng and Sheng Meng plutons are exposed north to the Rilong granite. Samples were collected in a river bed below the plutons. The granitoid from Xue Sheng pluton is a leucogranite showing perthites (figure 5.11) and it contains quartz, plagioclase, K-feldspar and chloritized micas as major phases (table 5.1) and zircon, allanite, titanite, ilmenite and magnetite as accessory phases (table 5.1). The granitoid from Sheng Meng pluton is a biotite-granite bearing quartz, plagioclase, biotite and muscovite as major phases (table 5.1) and zircon, magnetite and ilmenite as accessory phases (table 5.1). Those granitoids present perthites (figure 5.12, table 5.1).

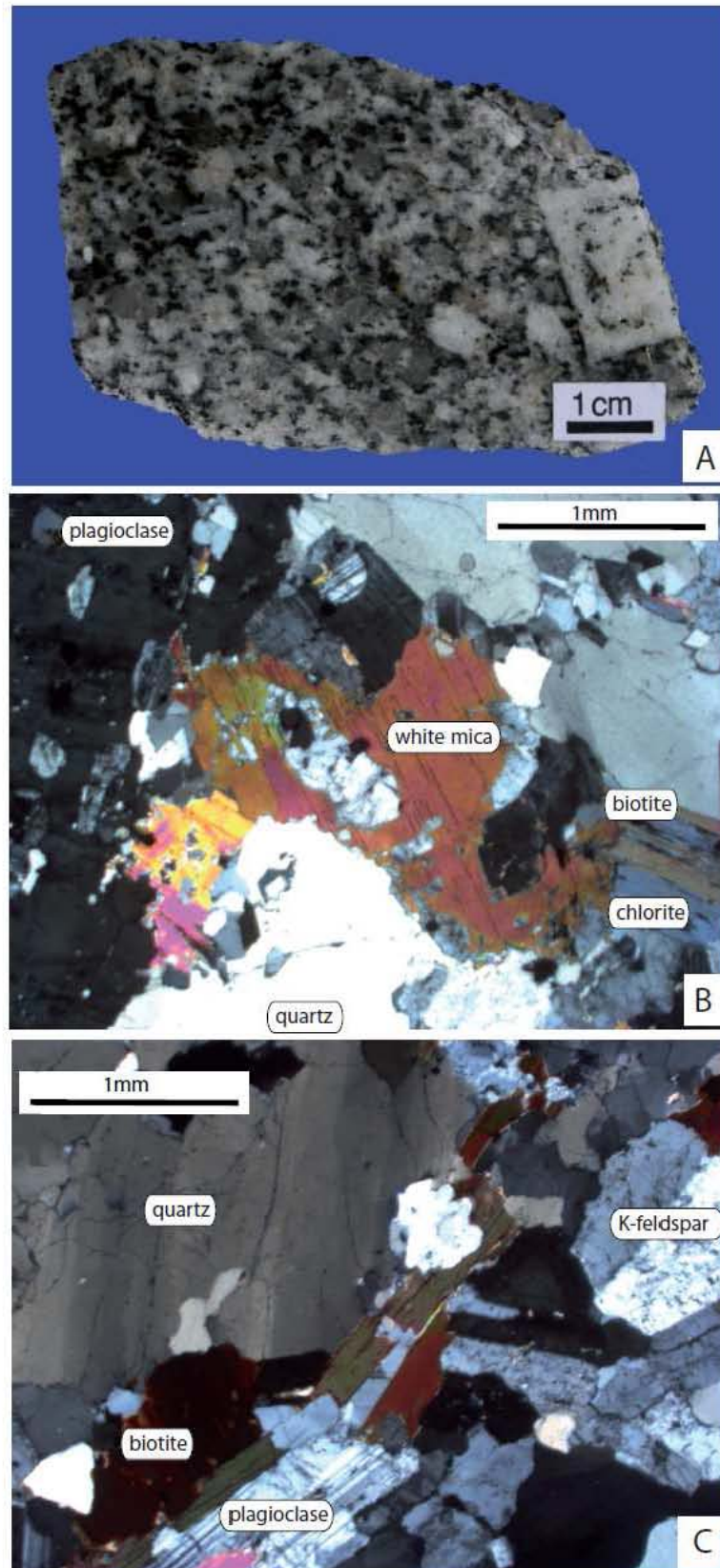


Figure 5.7.: Sample 126 from Markam pluton. A) Macroscopic sample of the porphyritic facies. B) Microphotography of the porphyritic facies. XPL. C) Microphotography of the porphyritic facies. XPL.

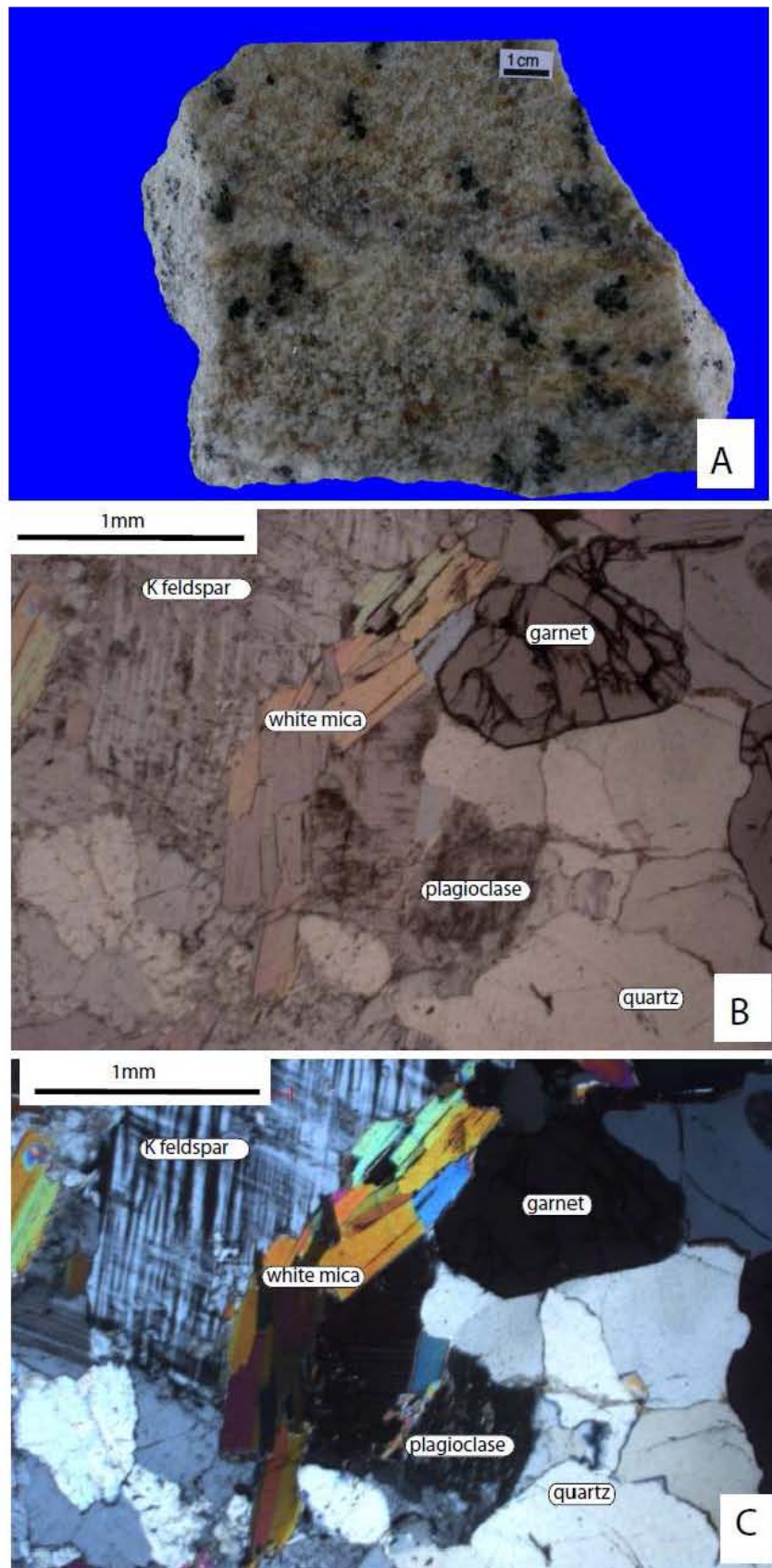


Figure 5.8.: Sample 124C from Markam pluton. A) Macroscopic sample of the leucocratic facies. B) Microphotography of the leucocratic facies. PPL. C) Microphotography of the leucocratic facies. XPL.

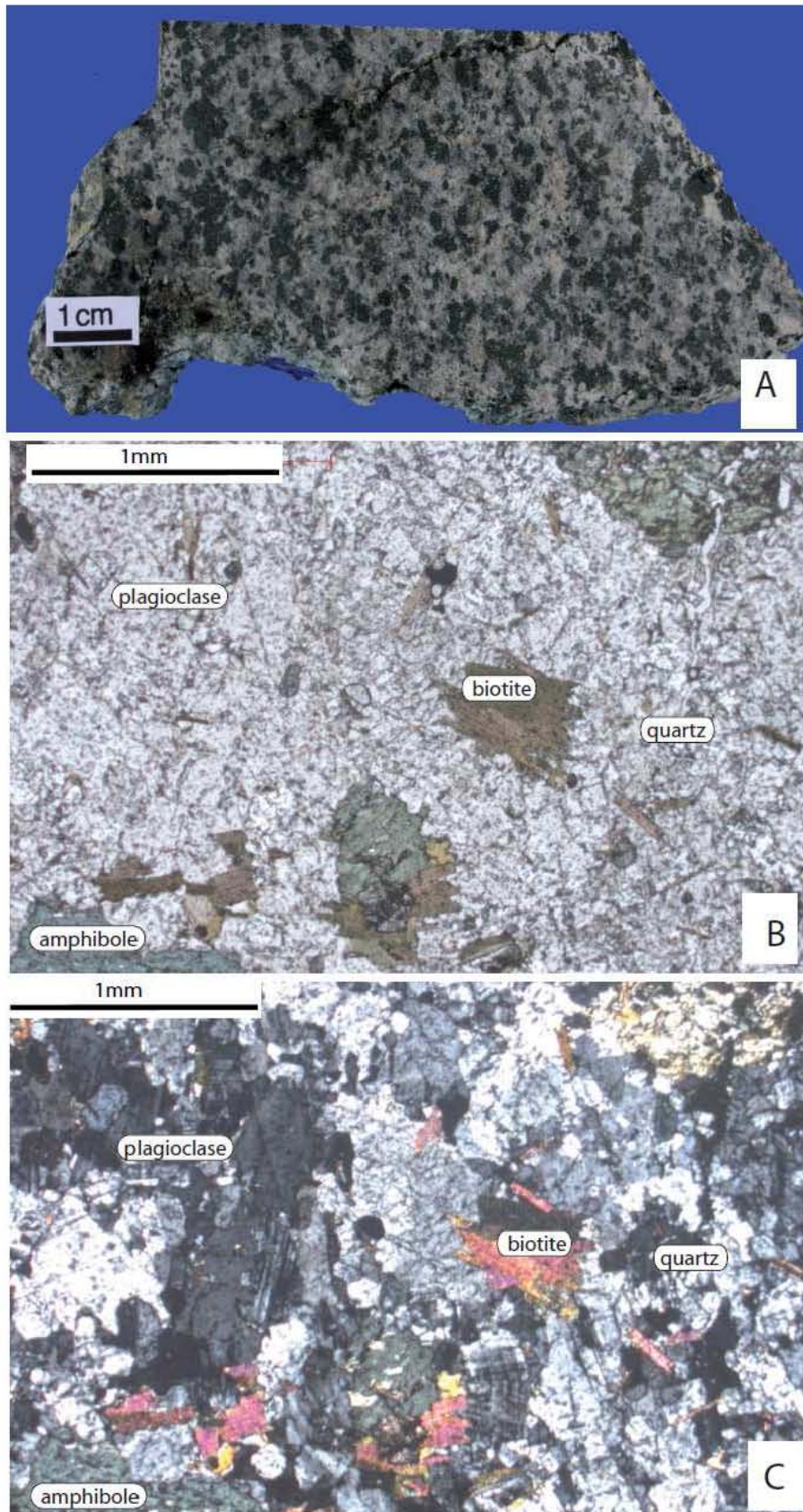


Figure 5.9.: Sample SG 07 69 from the Rilong pluton. A) Macroscopic sample of the amphibole bearing facies. B) Microphotography of the amphiboles bearing facies. PPL. C) Microphotography of the amphibole bearing facies. XPL.

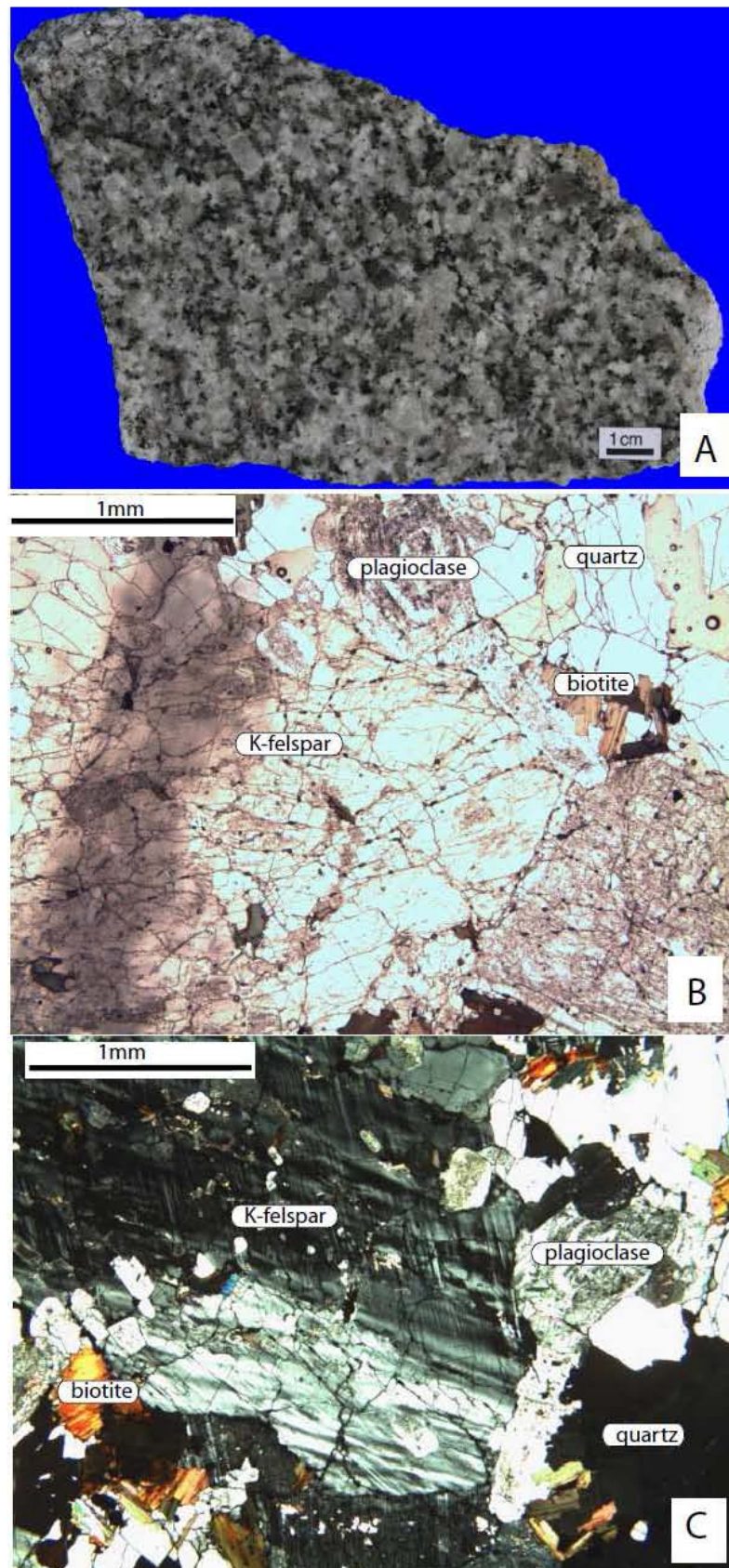


Figure 5.10.: Sample SG 07 26 from the Rilong pluton. A) Macroscopic sample of the porphyric facies. B) Microphotography of the porphyric facies. PPL. C) Microphotography of the porphyric facies. XPL.

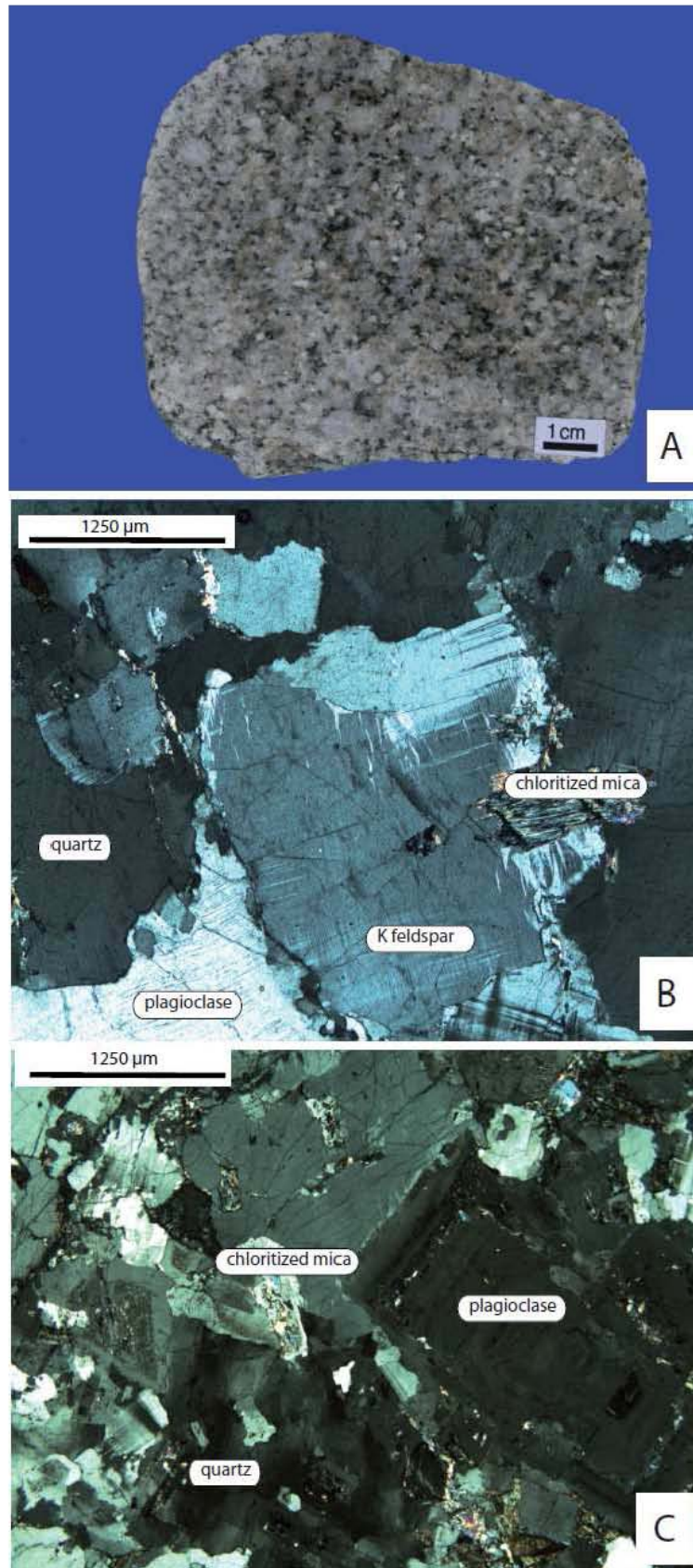


Figure 5.11.: Sample from Xue Sheng pluton. A) Macroscopic sample of the leucocratic facies. B) Microphotography of the leucocratic facies. XPL. C) Microphotography of the leucocratic facies. XPL.

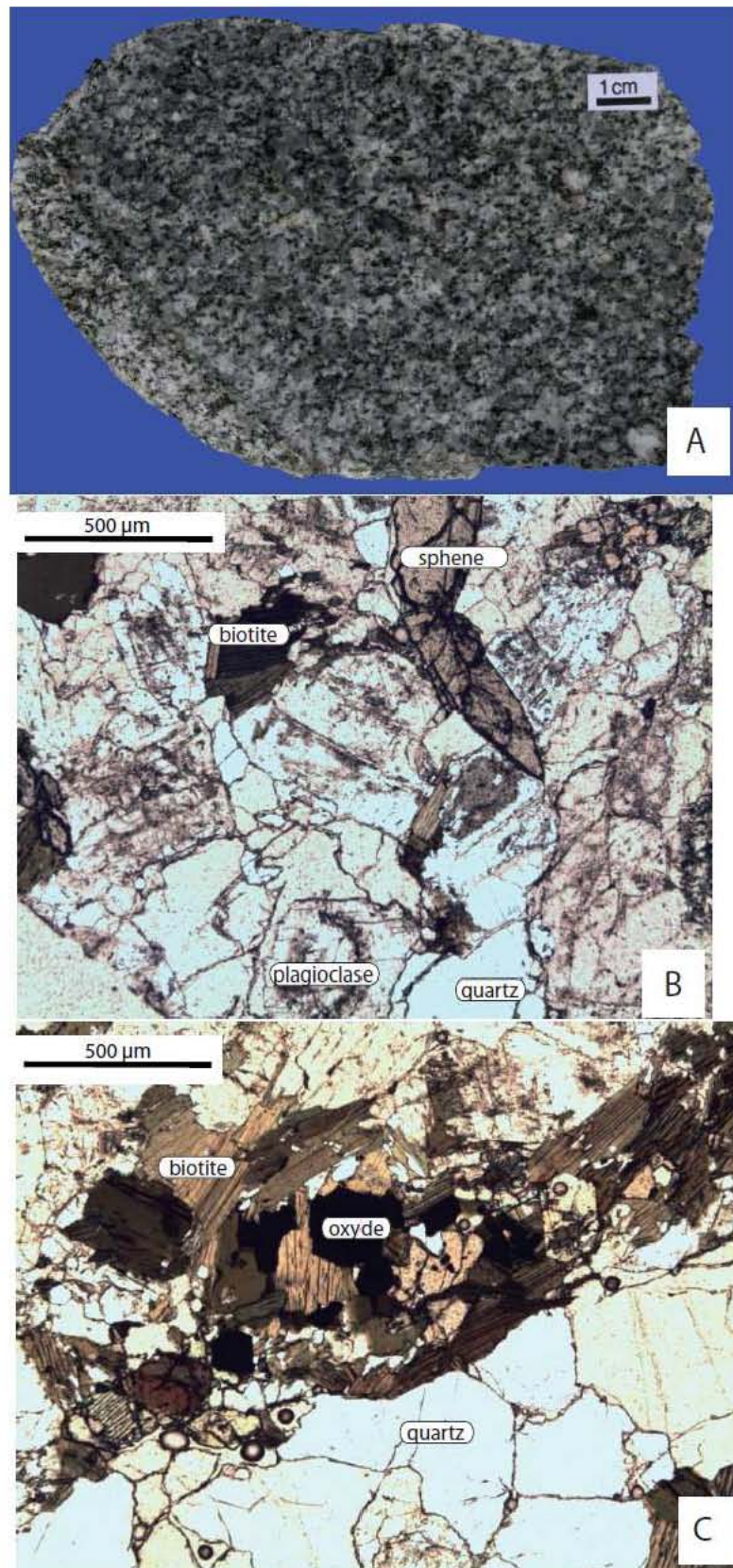


Figure 5.12.: Sample from Sheng Meng pluton. A) Macroscopic sample of the biotite bearing facies. B) Microphotography of the biotite bearing facies. PPL. C) Microphotography of the biotite bearing facies. PPL.

Table 5.1.: Petrographic characteristics of the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane, described from N to S. The different colours allow seeing easily the granitoids showing the same characteristics (light grey=peralkaline type, grey=peraluminous type, white and black=high-K calc-alkaline)

Pluton	Petrographic type	Deformation	Grain size	Fe-Mg and Al bearing minerals	Accessory minerals	Particular textures
Nyanbayeche (Zhang et al. 2007)	Alkaline granite	Magmatic fabric	Medium to coarse	Biotite, Na-amphibole	Zircon, Monazite, Allanite, Ilmenite, Magnetite	Interstitial quartz, myrmekites and perthites
Yanggon (Zhang et al. 2006)	Granodiorite to granite	Solid state fabric	Medium	Biotite, Amphibole	Apatite, Zircon, Titanite, Magnetite	
Maoergai (Zhang et al. 2006)	Granite	Magmatic fabric	Fine to medium	Biotite	Apatite, Zircon, Magnetite	
Markam (sample 124C of this study)	Granite	Isotropic fabric	Fine	Muscovite	Apatite, Garnet, Tourmaline, Zircon	
Markam (sample 126 of this study)	Granite	Isotropic fabric	coarse	Biotite, Muscovite	Apatite, Zircon, Ilmenite, Magnetite	Perthites and myrmekites
Markam (Roger et al. 2004)	Granite	Isotropic fabric	Coarse	Biotite	Zircon, Monazite, Ilmenite, Magnetite	
Taiyanghe (Yuan et al. 2010)	Monzonite	Isotropic fabric	Medium	Biotite, Amphibole	Apatite, Zircon, Garnet, Allanite, Titanite	
Sheng Meng (this study)	Granodiorite	Isotropic fabric	Coarse	Biotite	Zircon, magnetite, ilmenite	Perthites
Xue Sheng (this study)	Granodiorite	Isotropic fabric	Coarse	Chloritized micas	Zircon, Allanite, Titanite, Ilmenite, Magnetite	Perthites
Rilong (RI 3710, RI 3730, RI 3833, SG 07 26, this study)	Alkaline granite	Isotropic fabric	Medium to coarse	Biotite	Zircon, Allanite, Ilmenite, Magnetite	Perthites
Rilong (sample SG 07 69 and Roger et al. 2004)	Granite	Isotropic fabric	Medium	Amphibole	Apatite, Zircon, Titanite, Ilmenite, Magnetite	

Table 5.1 : continued

Pluton	Petrographic type	Deformation	Grain size	Fe-Mg and Al bearing minerals	Accessory minerals	Particular textures
Niuxingou (N Rilong, Yuan et al. 2010)	Syenite	Gneissic foliation	Fine to medium	Biotite, amphibole,	?	
Manai S (this study)	Monzodiorite, to granodiorite to granite	Solid state fabric (schistosity)	Medium	Biotite, Amphibole	Apatite, Zircon, Allanite, Titanite, Ilmenite, Magnetite	Myrmekites and perthites
Manai (Roger et al. 2004)	Granite	Solid state fabric	Medium	Amphibole	Apatite, Zircon, Titanite, Ilmenite, Magnetite	
Menggu (N Manai, Yuan et al. 2010)	Granodiorite	Isotropic fabric	Medium	Biotite, Muscovite,	?	
Dusong Xian (this study)	Granite	Isotropic fabric	Porphyric	Biotite, Muscovite (secondary)	Zircon, Allanite, Titanite	
Tagong (Xiao et al. 2007)	Quartz monzonite to monzonite	Isotropic fabric	Porphyric	Biotite, Amphibole	Apatite, Zircon, Titanite, Magnetite	
Jiulong (Xiao et al. 2007)	Quartz monzonite	Magmatic fabric	Porphyric	Biotite, Amphibole	Apatite, Zircon, Titanite, Magnetite	

Based on our field and petrographic observations and the Barbarin classification (1999) (table 5.1), it appears that the majority of the plutonic rocks of the Songpan Ganze terrane ranging in composition from diorite to leucogranite define a high-K calc-alkaline suite exposed in several plutons : Manai, Markam, Shang Meng, Xue Sheng and Dusong Xian plutons. Indeed, those plutons are characterized by biotite, few amphiboles and some titanite and correspond to the K-rich Calc-alkaline Granite (KCG) of the Barbarin classification (1999). They have preserved a magmatic fabric ranging from coarse grained to prophyric, except for the southern part of the Manai pluton which displays a solid-state fabric (table 5.1).

Some of the granitoids exposed in the Songpan Ganze terrane depart from this trend such as the alkaline granite sampled in the Rilong pluton, which is similar to the one described by Zhang et al. (2007) in the Nyanbaoyeche pluton. Those two granitoids contain numerous alkali feldspar and Na-amphiboles, and correspond to the Perthitic Alkali-feldspar Granite (PAG) of the Barbarin classification (1999).

A leucogranite sampled in the Markam pluton (table 5.1), and showing muscovite as only Al, Fe and Mg bearing phase and garnet and tourmaline as accessory phase correspond to the Muscovite Peraluminous Granite (MPG) of Barbarin (1999).

Comparison of our petrographic data to the published petrographic descriptions reveals that various facies corresponding to different types of granitoids are associated in a single pluton. For example, the Rilong pluton, presents three different facies, described in this study, Roger et al. (2004) and Yuan et al. (2010). Unfortunately, the field relation between these different facies is not described, but we can assume that the Rilong pluton is formed by several intrusions with distinct characteristics and that do not mix enough to homogenize. The Markam and Manai plutons present as well distinct petrographic facies. This allows us to precise that a pluton is not necessarily made of one type of magma. It is important to distinguish the geological objet "pluton" which contains sometimes different kinds of granitoids. Accordingly, several plutons of the Songpan Ganze terrane are composite (table 5.1) and there is not a systematic distribution of the different types of granitoids according to their geographic or structural position (figure 5.2).

5.3.2. Major and trace elements of the granitoids of the Songpan Ganze terrane (Rilong, Manai, Dusong Xian, Markam, Xue Sheng and Sheng Meng plutons).

The major and trace elements compositions of the granitoids exposed in the Rilong, Manai, Markam, Xue Sheng and Sheng Meng and Dusong Xian plutons have been obtained at the Service d'Analyse des Roches et Minéraux of the *Centre de Recherches Petrographiques et Géochimiques*, CNRS, Nancy (table 5.2).

Normative mineral composition of the granitoids exposed in the Manai, Dusong Xian, Markam, Rilong, Xue Sheng and Sheng Meng plutons, calculated from the whole rock composition, is quartz, plagioclase, orthoclase, hypersthene, ilmenite, magnetite, and apatite. Additionally, the majority of the samples have corundum in their normative mineral composition (table 5.2). This implies that they are rich in Al.

We notice that the granitic plutons, defined petrologically as alkaline using the Barbarin classification (1999) (Nyanbaoyeche and our Rilong, table 5.1), are more aluminous than expected for alkaline granites looking to the chemical criteria fixed by Barbarin (1999) (table 5.3). The same way, the high-K calc-alkaline granitoids petrologically defined using the Barbarin (1999) criteria (table 5.1) present higher Alumina Index, and lower Fe/Fe+Mg than expected for KCG granitoids as defined by Barbarin (1999) (table 5.3). In an Al/(Na+K) versus Al/(2Ca+Na+K) diagram (figure 5.13), this Al richness is confirmed as all the high K calc-alkaline granitoids of the Songpan Ganze terrane are metaluminous, the Rilong alkaline granite is slightly metaluminous and the Markam S-type granite is peraluminous. This Al richness is supposed to reflect sedimentary contribution in the source of those granites.

Plotting the compositions of the granitoids from the Songpan Ganze terrane in a K₂O versus SiO₂ diagram (figure 5.14) shows that they all belong to the high-K suite, except for the sample from the Sheng Meng pluton. They have SiO₂ content between 59.65 and 75.96 %, K₂O content between 0.13 and 5.43%, CaO content between 0.76 and 6.50%, Fe₂O₃ content between 0.35 and 6.16% and MgO content between 0.11 and 5.18% (table 5.4). The leucocratic granite sampled from the Rilong pluton, in contrast to the facies with

amphibole (SG 07 69) presents particularly high SiO₂ and K₂O contents (71.25-73.98% and 5.73-5.06% respectively), low CaO, Fe₂O₃ and MgO contents (0.88-1.36%, 1.31-2.12% and 0.15-0.39% respectively)(table 5.3, 5.4), high FeO/FeO+MgO (table 5.4), and low Mg# compared to the high K calc-alkaline granitoids. The leucogranite from the Markam pluton is peraluminous (table 5.4).

Table 5.2: CIPW mineral norms of the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane. Results are given in weight %. The different colours allow seeing easily the granitoids showing the same characteristics defined petrographically (same code than in table 4.1).

Nyanbaoyeche granitoid (Zhang et al. 2007)												
	WQ 354	WQ 355	WQ 356	WQ 357	WQ 358	WQ 359	WQ 360					
Quartz	33.52	38.08	32.11	36.94	32.25	28.82	39.06					
plagioclase	31.15	29.2	31.98	30.85	31.11	30.57	27.31					
orthoclase	30.79	29.13	29.9	29.25	31.62	37.41	31.44					
corundum	0.02											
diopside		0.33	1.32	1.24	1.1	1.52	0.1					
hyperstene	3.66	2.58	3.54	1.22	3.06	1.21	1.66					
ilmenite	0.42	0.34	0.57	0.25	0.42	0.23	0.25					
magnetite	0.36	0.26	0.41	0.19	0.36	0.19	0.16					
apatite	0.09	0.09	0.16	0.05	0.09	0.05	0.02					
olivine												
Yanggon and Maoergai granitoids (Zhang et al. 2006)												
	Y1	Y2	Y3	Y4	Y5	Y6	Y7	Y8	M1	M2	M3	M4
Quartz	24.12	24.79	24.82	29.86	33.81	31.26	30.47	27.57	31.11	28.94	29.23	28.72
plagioclase	45.2	44.88	44.33	39.09	40.01	40.45	40.99	39.82	44.26	44.71	38.12	41.91
orthoclase	20.09	20.68	20.45	25.59	23.11	20.45	20.86	25.12	21.98	20.15	26.48	22.87
corundum				1.24	0.19	0.66	0.55	0.16	0.21			
diopside	0.81	0.93	0.78							0.78	3.61	1.91
hyperstene	7.52	6.61	7.37	2.87	2.16	5.44	5.36	5.5	1.76	4	1.51	3.3
ilmenite	1.14	1.04	1.14	0.61	0.4	0.95	0.97	0.97	0.38	0.78	0.55	0.7
magnetite	0.59	0.55	0.59	0.23	0.17	0.43	0.42	0.45	0.14	0.35	0.23	0.32
apatite	0.53	0.51	0.51	0.49	0.14	0.37	0.37	0.42	0.14	0.28	0.28	0.28
olivine												
Markam (This study)		Taiyanghe (SW of Markam pluton, Yuan et al. 2010)								Xue Sheng and Sheng Meng granitoids (This study)		
	126	124C	MK 12	MK 20	MK 21	MK 22	MK 23	MK 24	MK 25	07-123	07-124C	
Quartz	36.08	34.61	10.38	7.82	5.31	6.09	4.33	5.54	3.34	20.18	30.09	
plagioclase	50.16	33.21	52.28	57.58	59.7	60.25	59.65	58.9	59.95	52	42.51	
orthoclase	2.66	27.13	20.57	12.23	12.59	12.65	14.12	13.65	14.36	18.79	20.8	
corundum	3.3	3.1	2.91	2.9	2.92	2.39	2.28	2.23	1.66		1.59	
diopside										0.06		
hyperstene	6.19	1.51	11.33	15.38	15.43	14.59	15.45	15.45	16.23	7.11	3.95	
ilmenite	0.85	0.09	1.03	1.82	1.84	1.86	1.9	1.94	2.07	0.93	0.51	
magnetite	0.48	0.12	0.99	1.41	1.42	1.33	1.42	1.41	1.48	0.46	0.29	
apatite	0.3	0.23	0.51	0.86	0.81	0.83	0.83	0.88	0.93	0.49	0.25	
olivine												

Table 5.2 (continued)

	Rilong granitoid (This study)					Niuxingou (North Rilong, Yuan et al. 2010)											
	RI 3710	RI 3730	RI 3833	SG 07 26	SG 07 69	BL 08	BL 09	BL 10	BL 11	BL 12	BL 13	BL 14	BL 17	BL 18	BL 19	BL 20	BL 21
Quartz	30.32	31.07	31.69	26.52		16.69	3.99	14.39	16.17	16.87	12.59	19.95	7.45	2.45		2.91	
plagioclase	34.92	35.44	36.87	38.19	42.30	38.18	42.92	41.35	45.44	39.57	46.28	36.87	46.54	46.39	45.03	44.75	44.61
orthoclase	29.9	28.78	27.89	30.26	32.38	31.38	30.49	30.08	25.71	30.85	28.66	28.9	29.31	32.44	22.57	33.09	20.39
corundum	0.79	0.77	0.93	0.33		4.09		3.64	0.95	3.37		5.06					
diopside					9.69		5.97				0.03		2.74	2.2	13.15	3.35	12.67
hyperstene	3.23	3.11	1.99	3.74	7.20	6.79	12.82	7.18	8.96	6.52	9.63	7.04	11	12.5	3.65	12.01	11.46
ilmenite	0.4	0.42	0.32	0.46	1.88	1.61	1.63	2.01	1.29	1.67	1.29	1.03	1.39	2.11	2.01	2.01	2.03
magnetite	0.29	0.28	0.19	0.32	0.90	0.49	0.8	0.54	0.57	0.48	0.61	0.48	0.65	0.72	1.04	0.72	1.09
apatite	0.14	0.14	0.12	0.19	1.37	0.74	1.37	0.81	0.9	0.65	0.9	0.67	0.93	1.18	2.06	1.16	2.15
olivine					4.28										10.47		5.6
	S Manai granitoid (This study)							Menggu (North Manai, Yuan et al. 2010)									
	SG 07 54A	SG 07 54 B	SG 07 54 C	MA 2356	MA 2533	MA 2858	MA 3090	HX 02	HX 03	HX 04	HX 05	HX 06	HX 07	HX 08			
Quartz	10.32	28.32	11.68	27.76	13.7	30.78	39.74	26.75	26.63	28.19	25.56	26.5	27.3	27.25			
plagioclase	48.42	40.91	48.64	39.21	49.51	43.48	24.42	40.83	37.56	40.01	38.4	42.3	39.12	42.81			
orthoclase	23.76	28.37	23.4	30.26	21.45	23.99	30.49	23.11	25.65	22.46	25.59	21.69	23.11	21.22			
corundum		0.65		0.45		0.81	2.11	0.88	1.69	0.88	1.57	0.89	1.61	1.01			
diopside	5.13		4.75		4.79												
hyperstene	10.09	1.38	9.41	1.86	8.66	0.76	2.62	6.7	6.97	6.73	7.16	6.88	7.15	6.11			
ilmenite	1.08	0.28	0.97	0.25	0.85	0.08	0.34	0.95	0.78	0.93	0.97	0.93	0.97	0.89			
magnetite	0.62	0.09	0.58	0.14	0.54	0.04	0.17	0.45	0.49	0.46	0.51	0.48	0.51	0.42			
apatite	0.56	0.07	0.56	0.07	0.49	0.05	0.09	0.32	0.23	0.32	0.23	0.32	0.23	0.3			
olivine																	
	Dusong Xian granite (This study)		Tagong granitoid (Xiao et al. 2007)				Jiulong granitoid (Xiao et al. 2007)										
	SG 07 58M	SG 07 57F	TA 01	TA 02	TA 03	TA 04	JL 1	JL 4	JL 5	JL 6	JL 8	JL 2	JL 7				
Quartz	25.72	25.55	30.4	17.37	19.59	14.19	21.32	21.45	27.91	16.6	30.88	13.31	26.09				
plagioclase	42.11	41.63	49.44	41.26	40.68	43.13	49.22	46.45	36.18	48.81	33.75	48.89	46.85				
orthoclase	22.04	24.05	14.18	22.34	23.46	20.98	22.75	26.71	30.08	19.74	29.55	22.52	13.65				
corundum	0.83	0.55	0.88				0.73	0.23	1		1.85		0.75				
diopside				0.77	3.8					3.96		3.13					
hyperstene	7.51	6.62	3.91	16.43	13.18	15.23	4.8	3.78	3.58	8.27	2.95	9.26	10.42				
ilmenite	0.91	0.82	0.59	1.39	1.25	1.41	0.63	0.84	0.74	1.2	0.57	1.35	1.25				
magnetite	0.52	0.46	0.32	0.91	0.78	0.91	0.33	0.3	0.32	0.65	0.22	0.71	0.71				
apatite	0.35	0.32	0.25	0.3	0.28	0.35	0.21	0.23	0.19	0.76	0.23	0.83	0.28				
olivine																	

Table 5.3 : Chemical characteristics of the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane. The different colours allow seeing easily the granitoids showing the same characteristics (same code than in table 4.1).

	Alumina Index	Average A/KCN Molar	Average Al ₂ O ₃	Average CaO	Average Na ₂ O	Average K ₂ O	Average FeOt+MgO+MnO	Average FeOt/(FeOt+MgO)	Average Mg# (Molar MgO/(MgO+FeO))
Nyanbayeche (Zhang et al. 2007)	NK<A<CNK	0.96	11.97	0.72	3.25	5.26	2.09	0.92	0.12
Yanggon (Zhang et al. 2006)	NK<A<CNK	0.98	14.85	3.21	3.18	3.68	3.79	0.78	0.33
Maoergai (Zhang et al. 2006)	NK<A<CNK	0.94	14.44	2.90	3.56	3.85	2.35	0.77	0.34
Markam leucogranite (sample 124C)	A>CNK	1.23	14.90	0.76	3.51	4.54	1	0.87	0.21
Markam granite (sample 126)	A>CNK	1.07	15.31	2.78	2.85	4.19	4.08	0.78	0.33
Taiyanghe (Yuan et al. 2010)	A>CNK	1.08	20.64	5.85	3.55	2.35	10.40	0.88	0.19
Sheng Meng (this study)	A>CNK	1.10	14.73	1.69	4.02	3.45	2.62	0.78	0.34
Xue Sheng (this study)	NK<A<CNK	0.97	15.69	2.99	4.48	3.14	4.55	0.71	0.42
Rilong (samples RI3710, RI 3730, RI 3833 and SG 07 26)	A>CNK	1.04	13.94	1.10	3.68	4.92	2.16	0.87	0.20
Rilong amphibole granite (sample SG 07 69)	NK<A<CNK	0.74	16.44	5.97	3.29	5.43	10.44	0.60	0.55
Niuxingou (N Rilong, Yuan et al. 2010)	NK<A<CNK	0.93	17.025	4.01	3.52	4.77	7.62	0.65	0.48
Manai S (this study)	NK<A<CNK	0.98	14.72	2.33	3.94	4.35	3.50	0.68	0.46
Menggu (N Manai, Yuan et al. 2010)	A>CNK	1.06	15.72	3.22	2.88	3.97	4.43	0.73	0.40
Dusong Xian (this study)	NK<A=CNK	1	15.47	3.23	3.09	3.85	4.59	0.75	0.38
Tagong (Xiao et al. 2007)	NK<A<CNK	0.96	15.68	4.56	2.64	3.35	7.58	0.68	0.44
Jiulong (Xiao et al. 2007)	NK<A<CNK	0.99	15.80	3.25	3.53	3.94	4.36	0.75	0.37

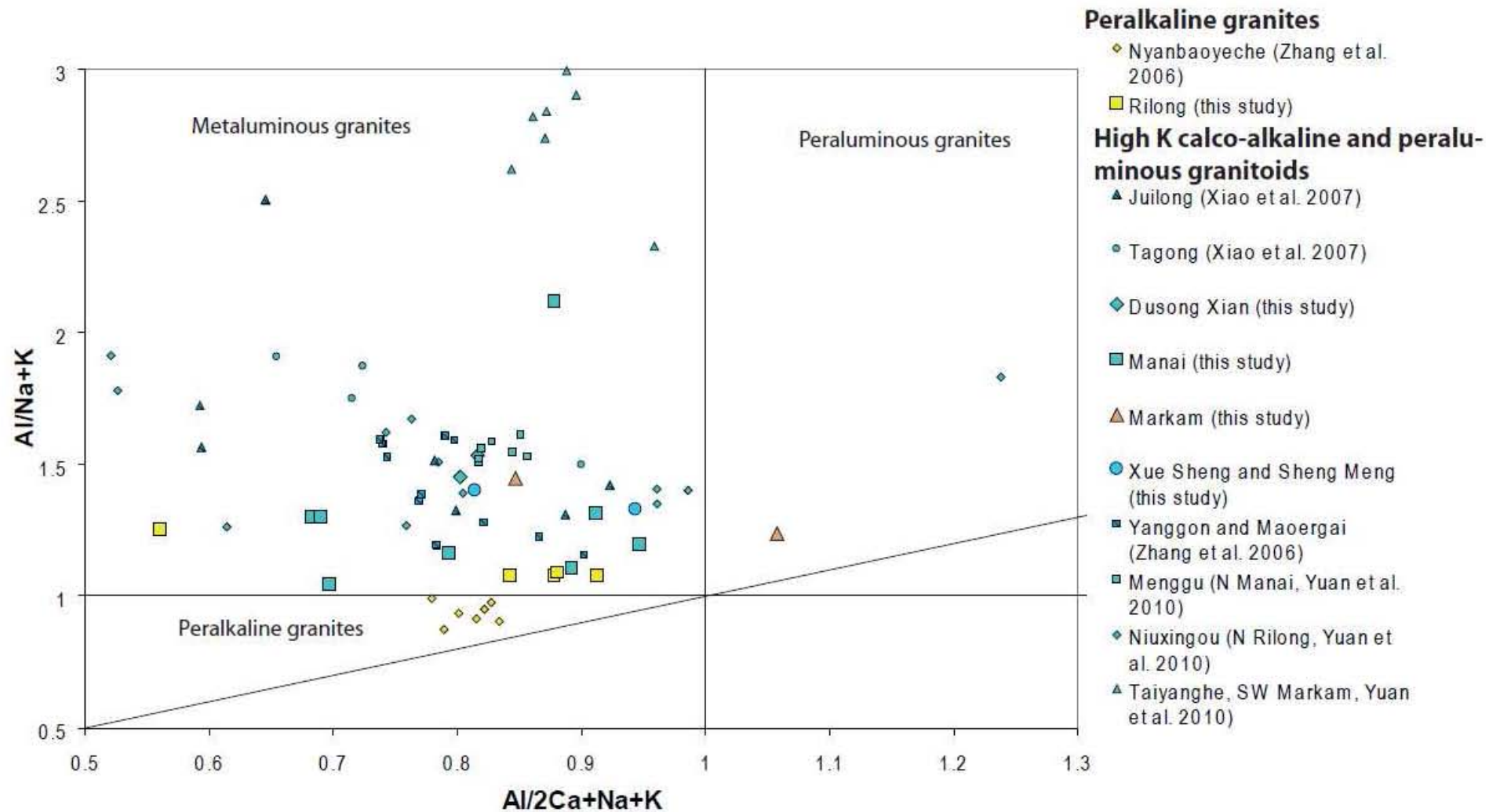


Figure 5.13: Aluminous index of the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane. Molar concentrations are used for the calculation.

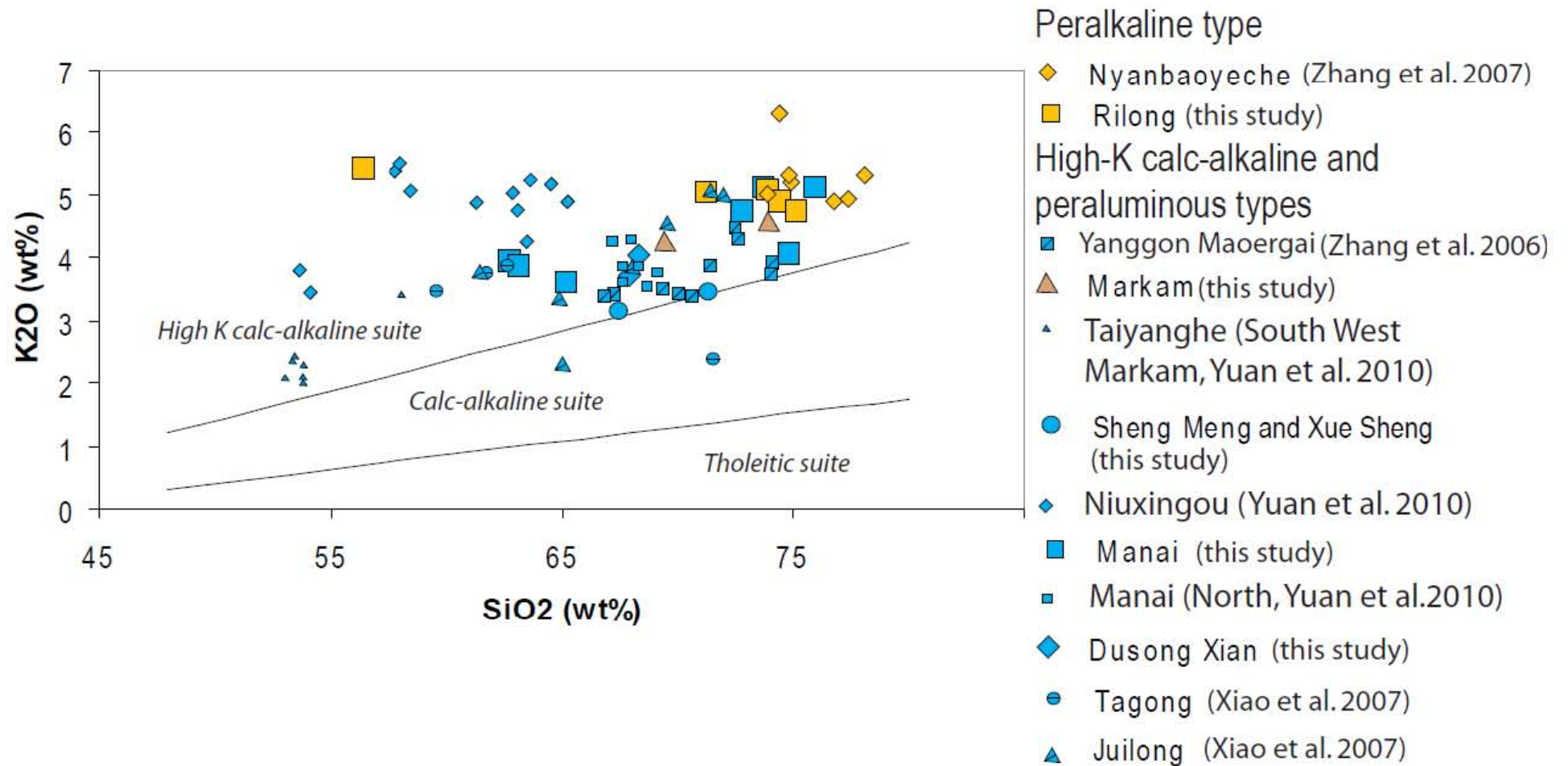


Figure 5.14: K₂O vs SiO₂ diagram for the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane. They all plot in the High K calc-alkaline area.

Table 5.4: Major and trace composition of the granitoids from the plutons exposed in the Songpan Ganze Terrane (new data).

	<i>Markam granite</i>		<i>Xue Sheng and Sheng Meng granite</i>			<i>Rilong granite</i>				
	<i>126</i>	<i>124 C</i>	<i>07 124 A</i>	<i>07_124 B</i>	<i>07_123</i>	<i>RI 3710</i>	<i>RI 3730</i>	<i>RI 3833</i>	<i>SG 07 26</i>	<i>SG 07 69</i>
SiO₂	69.55	74.05	67.51	71.36	71.41	73.98	74.42	75.15	71.25	56.45
Al₂O₃	15.31	14.90	15.69	12.76	14.73	13.91	13.82	13.92	14.12	16.44
Fe₂O₃	3.16	0.76	3.19	3.95	2.01	1.99	1.94	1.31	2.12	6.16
MnO	0.05	0.13	0.06	0.28	0.05	0.05	0.04	0.03	0.06	0.10
MgO	0.87	0.11	1.30	1.39	0.56	0.28	0.27	0.15	0.39	4.18
CaO	2.78	0.76	2.99	6.50	1.69	1.08	1.10	0.88	1.36	5.97
Na₂O	2.85	3.51	4.48	0.84	4.02	3.54	3.60	3.89	3.69	3.29
K₂O	4.19	4.54	3.14	0.13	3.45	5.06	4.88	4.73	5.03	5.43
TiO₂	0.43	0.05	0.48	0.55	0.26	0.21	0.22	0.17	0.24	0.98
P₂O₅	0.13	0.10	0.21	0.13	0.11	0.06	0.06	0.05	0.08	0.58
LOI	0.53	0.57	0.61	0.68	0.80	0.35	0.38	0.42	0.50	0.78
Total	99.84	99.46	99.64	98.57	99.08	100.51	100.73	100.70	98.84	100.35
La	29.53	5.60	27.36	32.32	27.97	64.03	45.23	47.08	56.66	89.94
Ce	55.49	11.20	53.56	67.17	52.44	122.10	91.30	89.26	103.60	164.40
Pr	6.15	1.27	5.96	7.73	5.63	12.25	8.25	9.38	10.30	18.82
Nd	21.65	4.26	21.56	28.92	19.10	41.11	27.46	31.80	33.66	66.99
Sm	4.35	1.46	3.85	5.68	3.53	7.99	5.31	6.57	6.20	11.23
Eu	1.13	0.26	1.16	1.32	0.78	0.66	0.57	0.42	0.73	2.97
Gd	3.23	1.63	3.01	4.57	2.83	6.69	5.16	6.38	5.50	7.62
Tb	0.47	0.40	0.42	0.74	0.45	1.11	0.95	1.19	0.92	0.95
Dy	2.55	3.02	2.25	4.26	2.65	6.73	6.33	7.84	5.90	4.67
Ho	0.47	0.65	0.41	0.84	0.50	1.33	1.32	1.70	1.22	0.75
Er	1.23	1.99	1.18	2.37	1.46	3.98	3.99	5.47	3.83	1.98
Tm	0.18	0.35	0.18	0.35	0.23	0.65	0.68	0.98	0.62	0.27
Yb	1.16	2.77	1.13	2.42	1.58	4.54	4.75	7.69	4.42	1.69
Lu	0.18	0.41	0.18	0.38	0.24	0.70	0.76	1.30	0.71	0.26
Total REE	127.76	35.25	122.21	159.07	119.37	273.87	202.05	217.07	234.28	372.53

Table 5.4 (continued).

	<i>Markam granite</i>		<i>Xue Sheng and Sheng Meng granite</i>			<i>Rilong granite</i>				
	<i>126</i>	<i>124 C</i>	<i>07 124 A</i>	<i>07_124 B</i>	<i>07_123</i>	<i>RI 3710</i>	<i>RI 3730</i>	<i>RI 3833</i>	<i>SG 07 26</i>	<i>SG 07 69</i>
Y	13.49	21.75	11.71	24.42	14.48	43.25	40.84	65.01	39.33	23.22
As	<D.L	<D.L	<D.L	4.81	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	2.45
Ba	648.90	106.70	982.00	39.80	619.10	518.10	506.70	248.10	591.10	1672.00
Be	5.07	6.23	2.26	1.61	2.53	4.59	5.05	7.67	6.39	4.36
Bi	0.46	0.86	<D.L	0.28	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	0.25
Cd	0.22	0.24	0.18	0.62	0.21	0.24	0.29	0.22	0.22	0.46
Co	4.72	<D.L	6.32	9.85	2.63	1.73	1.69	1.00	2.20	18.41
Cr	21.94	<D.L	13.43	60.88	23.19	19.40	<D.L	24.79	<D.L	124.40
Cs	12.04	25.31	3.39	0.38	4.09	2.51	3.14	9.07	4.24	9.75
Cu	<D.L	<D.L	8.87	48.81	4.88	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	13.75
Ga	19.02	23.69	18.50	14.48	17.57	21.17	20.47	22.64	20.13	21.56
Ge	1.47	2.67	1.10	1.51	1.29	1.52	1.60	1.84	1.54	1.31
Hf	3.72	1.66	4.06	5.23	3.98	6.00	6.03	7.14	5.36	8.84
In	<D.L	0.08	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L
Mo	<D.L	<D.L	<D.L	0.54	<D.L	<D.L	<D.L	0.93	<D.L	0.57
Nb	9.83	15.76	9.70	5.54	13.16	40.71	42.21	51.61	51.06	18.90
Ni	7.83	<D.L	7.91	26.54	7.26	<D.L	<D.L	7.38	<D.L	42.23
Pb	38.23	37.28	22.31	10.30	24.01	21.46	19.35	22.90	19.69	30.60
Rb	190.70	291.50	98.38	5.75	135.40	293.80	276.40	328.50	286.50	193.60
Sb	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	0.24
Sn	6.30	22.70	1.72	2.02	2.49	8.55	7.33	13.62	8.18	2.40
Sr	242.30	57.59	635.80	523.00	329.60	97.57	103.30	54.44	175.90	1145.00
Ta	1.15	2.28	0.93	0.73	1.79	5.58	6.63	10.92	6.36	1.44
Th	11.53	2.99	8.38	9.29	16.61	32.30	36.33	35.47	37.94	13.78
U	2.02	3.22	1.61	2.29	3.84	7.66	8.29	11.86	3.64	3.08
V	19.40	<D.L	41.36	63.70	20.67	12.15	11.01	6.75	14.59	127.80
W	0.38	5.92	<D.L	0.27	<D.L	0.71	0.71	0.70	0.95	0.71
Zn	68.67	20.43	52.02	54.17	41.60	52.68	47.10	45.15	50.51	77.41
Zr	137.00	35.03	160.90	202.70	144.20	195.40	196.40	203.50	184.60	404.40

Table 5.4. (continued).

	<i>Manai granite</i>							<i>Dusong Xian granite</i>	
	<i>SG 07 54 A</i>	<i>SG 07 54 B</i>	<i>SG 07 54 C</i>	<i>MA 2356</i>	<i>MA 2533</i>	<i>MA 2858</i>	<i>MA 3090</i>	<i>SG 07 58 M</i>	<i>SG 07 57 F</i>
SiO₂	62.82	72.85	63.24	73.76	65.24	74.87	75.96	68.02	68.28
Al₂O₃	15.63	14.54	15.53	14.33	15.52	14.88	13.12	15.54	15.41
Fe₂O₃	4.25	0.60	3.94	1.04	3.64	0.35	1.18	3.59	3.18
MnO	0.08	0.01	0.07	0.01	0.07	0.02	0.02	0.06	0.06
MgO	2.89	0.28	2.67	0.23	2.58	0.12	0.49	1.23	1.06
CaO	4.02	1.17	3.90	0.95	3.87	1.44	0.94	3.29	3.17
Na₂O	4.17	4.09	4.19	4.08	4.39	4.31	2.34	3.10	3.09
K₂O	3.95	4.72	3.87	5.10	3.60	4.06	5.12	3.69	4.01
TiO₂	0.56	0.11	0.50	0.13	0.45	0.04	0.18	0.47	0.42
P₂O₅	0.24	0.03	0.23	0.03	0.21	0.02	0.04	0.15	0.14
LOI	0.52	0.25	0.65	0.43	0.53	0.45	0.72	0.80	0.55
Total	99.11	98.63	98.79	100.11	100.09	100.56	100.11	99.93	99.36
La	44.03	12.96	46.02	24.27	56.41	9.58	35.61	42.63	41.41
Ce	88.58	24.37	87.54	43.19	100.00	16.76	65.03	75.28	73.88
Pr	10.22	2.72	9.45	4.29	10.28	1.87	6.80	7.87	7.68
Nd	37.78	10.04	34.25	13.94	34.70	6.61	23.24	26.93	27.28
Sm	6.94	2.10	5.93	2.55	5.73	1.83	3.54	4.79	4.99
Eu	1.70	0.56	1.40	0.73	1.47	0.71	1.33	1.38	1.40
Gd	4.80	1.75	4.27	1.93	4.23	1.78	2.60	3.53	4.15
Tb	0.66	0.29	0.58	0.29	0.58	0.32	0.34	0.50	0.61
Dy	3.53	1.77	3.14	1.52	3.16	2.07	1.71	2.61	3.49
Ho	0.63	0.34	0.56	0.26	0.58	0.42	0.30	0.48	0.67
Er	1.75	1.00	1.59	0.68	1.60	1.14	0.85	1.35	1.91
Tm	0.26	0.16	0.23	0.10	0.23	0.16	0.13	0.21	0.30
Yb	1.73	1.05	1.57	0.66	1.60	1.05	0.91	1.34	2.03
Lu	0.27	0.16	0.24	0.10	0.25	0.16	0.16	0.21	0.30
Total REE	202.87	59.27	196.76	94.50	220.83	44.46	142.55	169.10	170.09

Table 5.4. (continued).

	<i>Manai granite</i>							<i>Dusong Xian granite</i>	
	<i>SG 07 54 A</i>	<i>SG 07 54 B</i>	<i>SG 07 54 C</i>	<i>MA 2356</i>	<i>MA 2533</i>	<i>MA 2858</i>	<i>MA 3090</i>	<i>SG 07 58 M</i>	<i>SG 07 57 F</i>
Y	18.81	10.68	16.67	7.99	16.96	13.25	8.35	15.15	20.61
As	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	4.12
Ba	1705.00	1502.00	1543.00	1241.00	1152.00	529.10	2514.00	1463.00	1266.00
Be	3.05	4.16	2.97	2.10	3.67	3.82	1.96	2.82	3.45
Bi	0.28	0.65	0.20	<D.L	0.25	<D.L	<D.L	<D.L	0.59
Cd	0.17	<D.L	0.21	<D.L	0.36	<D.L	0.27	0.21	0.42
Co	12.94	1.41	12.25	1.73	10.35	<D.L	2.03	5.43	5.06
Cr	82.93	5.53	77.91	17.18	77.67	32.58	<D.L	10.27	16.52
Cs	5.22	3.07	4.38	1.29	4.68	1.61	1.72	8.23	12.18
Cu	<D.L	25.68	5.53	23.18	28.96	4.93	<D.L	<D.L	<D.L
Ga	19.67	17.49	19.98	15.54	20.04	16.63	12.16	19.44	19.27
Ge	1.24	1.27	1.19	1.02	1.46	1.36	0.80	1.72	1.57
Hf	5.25	3.03	5.20	3.38	4.96	2.72	5.31	4.26	5.26
In	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L
Mo	0.82	<D.L	0.63	<D.L	5.01	<D.L	0.74	<D.L	0.54
Nb	12.20	10.78	10.75	7.28	13.76	6.95	6.24	12.74	15.51
Ni	44.13	5.86	43.35	<D.L	41.69	10.35	<D.L	<D.L	8.37
Pb	51.45	58.19	51.60	49.53	47.31	47.60	62.54	39.75	58.06
Rb	118.90	112.90	115.00	133.20	122.90	139.60	114.90	155.40	165.30
Sb	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	<D.L	0.33	0.71
Sn	1.82	0.74	1.67	0.48	1.91	0.58	1.04	2.39	3.88
Sr	1087.00	773.20	1049.00	643.70	857.40	323.20	369.90	562.00	512.30
Ta	1.39	2.31	1.23	1.89	1.69	0.85	0.63	1.71	2.54
Th	27.09	8.97	27.88	14.76	28.09	11.46	13.38	20.20	21.75
U	5.05	6.18	6.55	2.73	6.32	2.74	2.08	2.21	12.21
V	75.93	7.59	68.48	20.33	62.65	<D.L	6.62	39.95	32.61
W	0.58	<D.L	0.35	0.29	0.28	<D.L	0.51	0.93	0.39
Zn	64.46	9.97	61.76	10.73	57.02	25.50	23.22	62.74	54.28
Zr	208.40	90.49	206.90	103.50	176.50	54.10	191.30	156.10	172.60

Table 5.5 : Average Ni, Cr content and Nb/Ta, Nb/Th ratios of the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane. The different colours allow seeing easily the granitoids showing the same characteristics (same code than in table 4.1).

	Average Cr	Average Ni	Average Nb/Ta	Average (Nb/Th) _N
Nyanbayeche (Zhang et al. 2007)	4.01	5.38	10.7	0.09
Yanggon (Zhang et al. 2006)	9.24	3.8	11.81	0.11
Maoergai (Zhang et al. 2006)	7.98	3.41	9.44	0.10
Markam leucogranite (sample 124C of this study)	0	0	6.9	0.62
Markam granite (sample 126 of this study)	21.94	7.82	8.5	0.10
Taiyanghe (Yuan et al. 2010)	23.85	9.85	31.42	0.034
Sheng Meng (this study)	23.19	7.25	7.34	0.09
Xue Sheng (this study)	13.43	7.9	10.31	0.13
Rilong (samples RI 3710, RI 3730, RI 3833, SG 07 26 of this study)	11.04	1.84	6.60	0.15
Rilong amphibole granite (sample SG 07 69 of this study)	124.4	42.23	13.10	0.16
Niuxingou (N Rilong, Yuan et al. 2010)	83	34.25	15.83	0.15
Manai S (this study)	41.97	20.76	7.46	0.09
Menggu (N Manai, Yuan et al. 2010)	14.42	4.14	8.78	0.09
Dusong Xian (this study)	13.39	4.18	6.77	0.08
Tagong (Xiao et al. 2007)	69.28	20.52	16.66	0.16
Jiulong (Xiao et al. 2007)	45.51	14.03	15.04	0.12

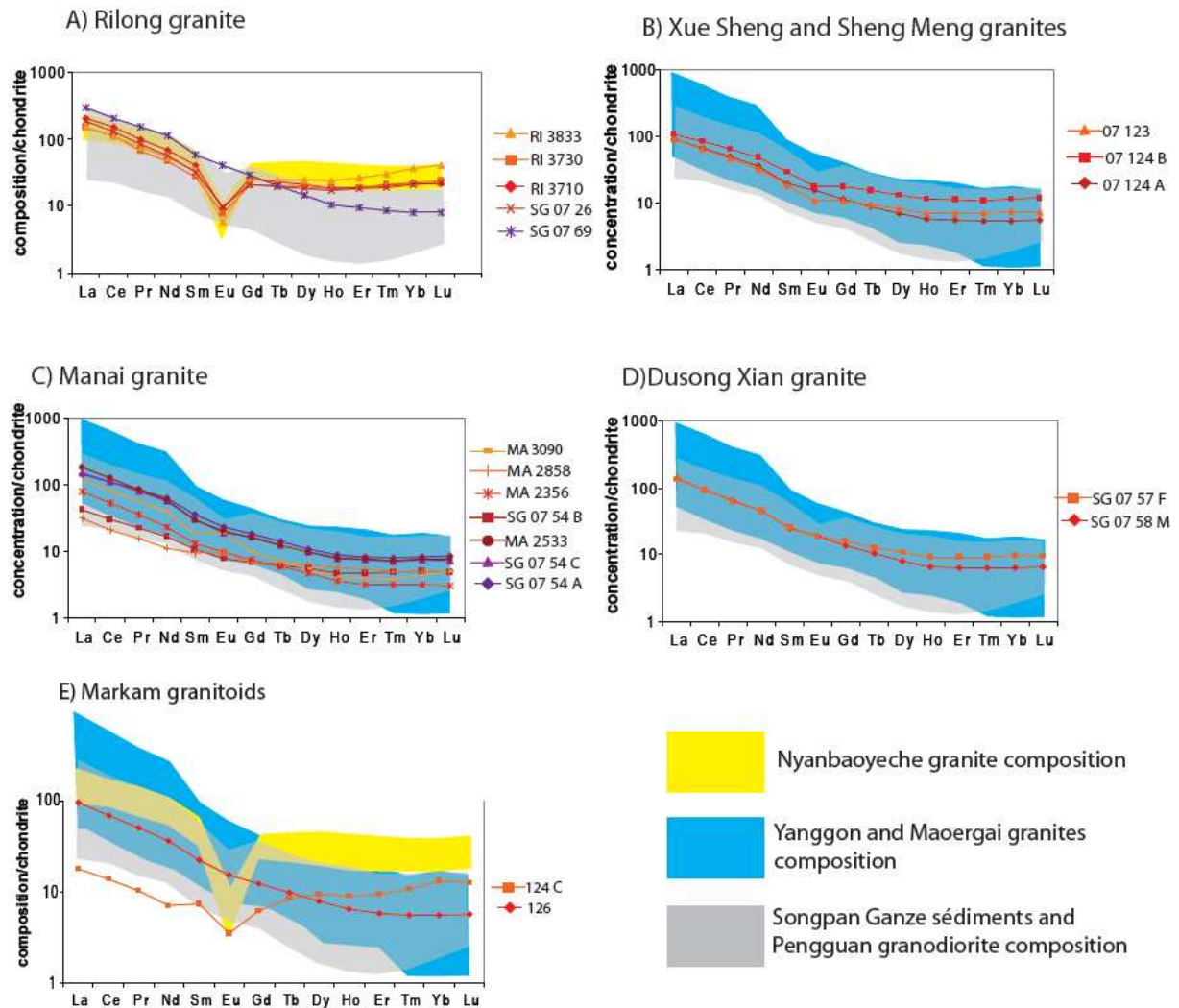


Figure 5.15: Rare earth elements diagrams of the granitoids from the plutons exposed in the Songpan Ganze terrane. Values are normalized to the chondritic values of Boynton 1985. Three distinct types can be defined: (i) one presents highly fractioned profile without any anomaly, which is similar to Yanggon and Maoergai granitoids (Zhang et al 2006), (ii) one presents high REE content, slightly fractioned profile and Eu negative anomaly, similar to Nyanbaoyeche granitoid (Zhang et al. 2007) and (iii) one presents low REE content, flat profile with slight Eu anomaly.

Rare earth elements total content of the granitoids from the Songpan Ganze terrane ranges from 35.25 (sample 124C of Markam) to 372.53 ppm (sample SG 07 69 of Rilong) (table 5.4). Rare earth elements and multielement diagram of granitoids from the Rilong, Manai, Dusong Xian, Xue Sheng and Sheng Meng plutons (figure 5.15, 5.16) allow us distinguishing three types of chemical signature.

1. One type correspond to the porphyric and fine-grained granitic facies of the Rilong pluton (figure 5.10, figure 5.15 a, 5.16 a). It is characterized by an

enrichment in REE compared to the chondrite and a slight fractionation between HREE and LREE ($(La/Lu)_N=1.4$ to 17.12), with a more or less strong Eu negative anomaly (figure 5.15 a). Concerning the multielement diagram, samples of this type are enriched in incompatible elements compared to the primitive mantle, and their profiles define three strong negative anomalies in Ba, Sr and Ti (figure 5.16 a). This type presents trace elements signature of alkaline type granites (Ba, Sr, Eu negative anomalies). This is consistent with the petrographic and major element features that lead us to consider the porphyric and fine grained granitic facies of the Rilong pluton as an peralkaline granite. This type has a $Rb/Sr > 1$ and low Cr and Ni content (11.04 and 1.84 ppm respectively, table 5.5). $(Nb/Th)_N$ is 0.15.

2. A second type corresponds to the amphibole granite exposed in the Rilong pluton, (sample SG 07 69, figure 5.9), the granitoids exposed in the Manai (figure 5.4, 5.5), Dusong Xian (figure 5.6), Xue Sheng (figure 5.11), Sheng Meng (figure 5.12) plutons, and the porphyric facies of the Markam pluton (sample 126, figure 5.7). It shows an enrichment in REE compared to the chondrite and a strong fractionation between HREE and LREE ($(La/Lu)_N= 3.33$ to 87.97) with no Eu anomaly (figure 5.15 b, c, d). It is also characterized by enrichment in incompatible elements compared to the primitive mantle and slight Nb, Ta and Ti anomalies, associated with enrichment in LIL elements (figure 5.16 b, c, d). This type present trace elements signature of calc-alkaline granitoids. This is consistent with the petrographic and major elements features that lead us to consider the Rilong pluton, (sample SG 07 69), the granitoids exposed in the Manai, Dusong Xian, Xue Sheng, Sheng Meng, plutons, and the porphyric facies of the Markam pluton (sample 126, figure 5.7) as high-K calc-alkaline granitoids. This type presents $Rb/Sr < 1$ and variable Cr and Ni content ranging respectively from 13.43 to 124.4 and 4.18 to 42.23 ppm (table 4.5). Their $(Nb/Th)_N$ are around 0.1 (table 4.5).
3. A third group corresponds to the muscovite granite exposed in Markam pluton (sample 124C, figure 5.8). It presents trace element characteristics distinct from the two previous groups: the REE content is lower than in the other granitoids and the multielement profile is similar to the one of the Songpan

Ganze sediments. It doesn't contain Ni nor Cr and presents a $(Nb/Th)_N$ of 0.62 (table 5.5, figure 5.15, 5.16).

We note that the granitoids repartition between the three type defined using the trace elements signatures is consistent with the granitoid type repartition obtained using petrographical and major element geochemical signatures.

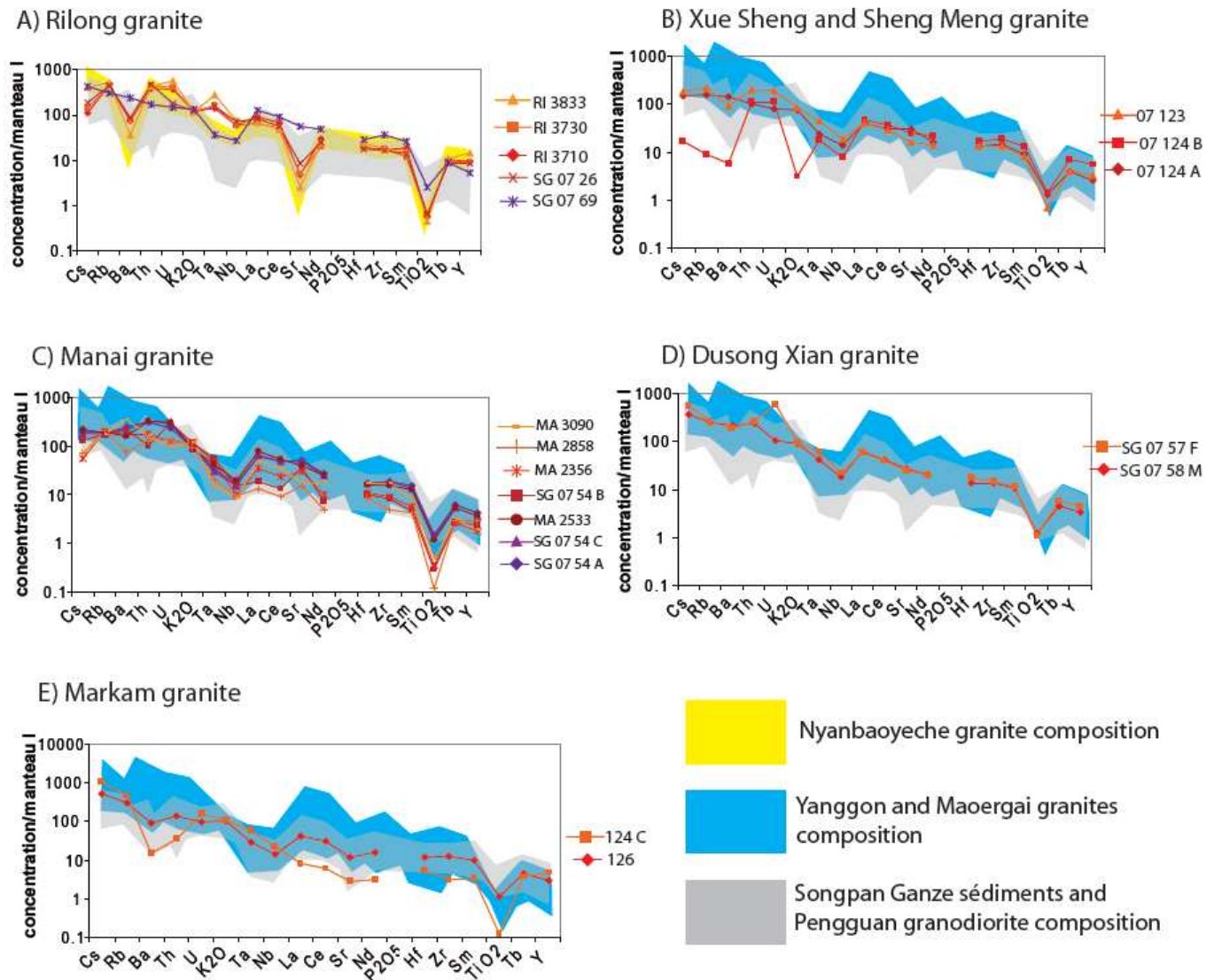


Figure 5.16: Multi-elements diagrams of the granitoids of the Songpan Ganze terrane. Values are normalized to the primitive mantle values of MacDonough et al. (1992). Three groups are distinguished: (i) one with Ba, Sr, and Ti negative anomalies, which is similar to Nyanbaoyeche granite (Zhang et al 2007);(ii) one with slight Nb, Ta and Ti negative anomalies and variously enriched LIL elements, which is similar to Yanggon and Maoergai granites (Zhang et al. 2006); (iii) one present Ba, Th and Ti negative anomalies (124C).

Note that the high-K calc-alkaline type and the S type have similar traces elements profiles than metasediments of the Songpan Ganze and Pengguan granodiorite.

5.3.3. Rb-Sr and Sm-Nd isotopic signature of the granitoids from the Songpan Ganze terrane

We measured the isotopic composition of the granitoids exposed in the Rilong, Manai, Markam, Xue Sheng and Sheng Meng and Dusong Xian plutons. In addition, we measured the isotopic composition of all the potential known sources that might have contributed to the generation of the granitoids, namely the Triassic turbidites, the Paleozoic sedimentary suite and the Pengguan granodiorite, which is part of the crystalline Neoproterozoic western margin of the Yangtze craton. All the isotopic ratios have been recalculated at 200 Ma which is the mean age of all the granites of the area and corresponds to the end of the Indosinian orogeny (figure 5.17A, 5.17B).

The isotopic composition of our samples has been obtained at the *Centre de Recherches Petrographiques et Géochimiques*, CNRS, Nancy. Sm, Nd, Rb and Sr have been separated by column chromatography following the method described in Luais et al. (1997). Sm and Nd isotopic compositions have been measured with the MC-ICP-MS Isoprobe Micromass at the CRPG (Nancy), Rb isotopic composition has been measured with ICP-MS Perkin Elmer Elan 6000 at the Service d'Analyse des Roches et Minéraux (CRPG, Nancy), and the Sr isotopic composition have been measured with the TIMS Finnigan at the CRPG (Nancy). During the analytical session, standard NBS987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition was 0.710238 ± 0.000019 , JMC standard $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ composition was 0.512240 ± 0.000023 . External reproducibility of the Isoprobe is ± 0.000030 on the measured ratio.

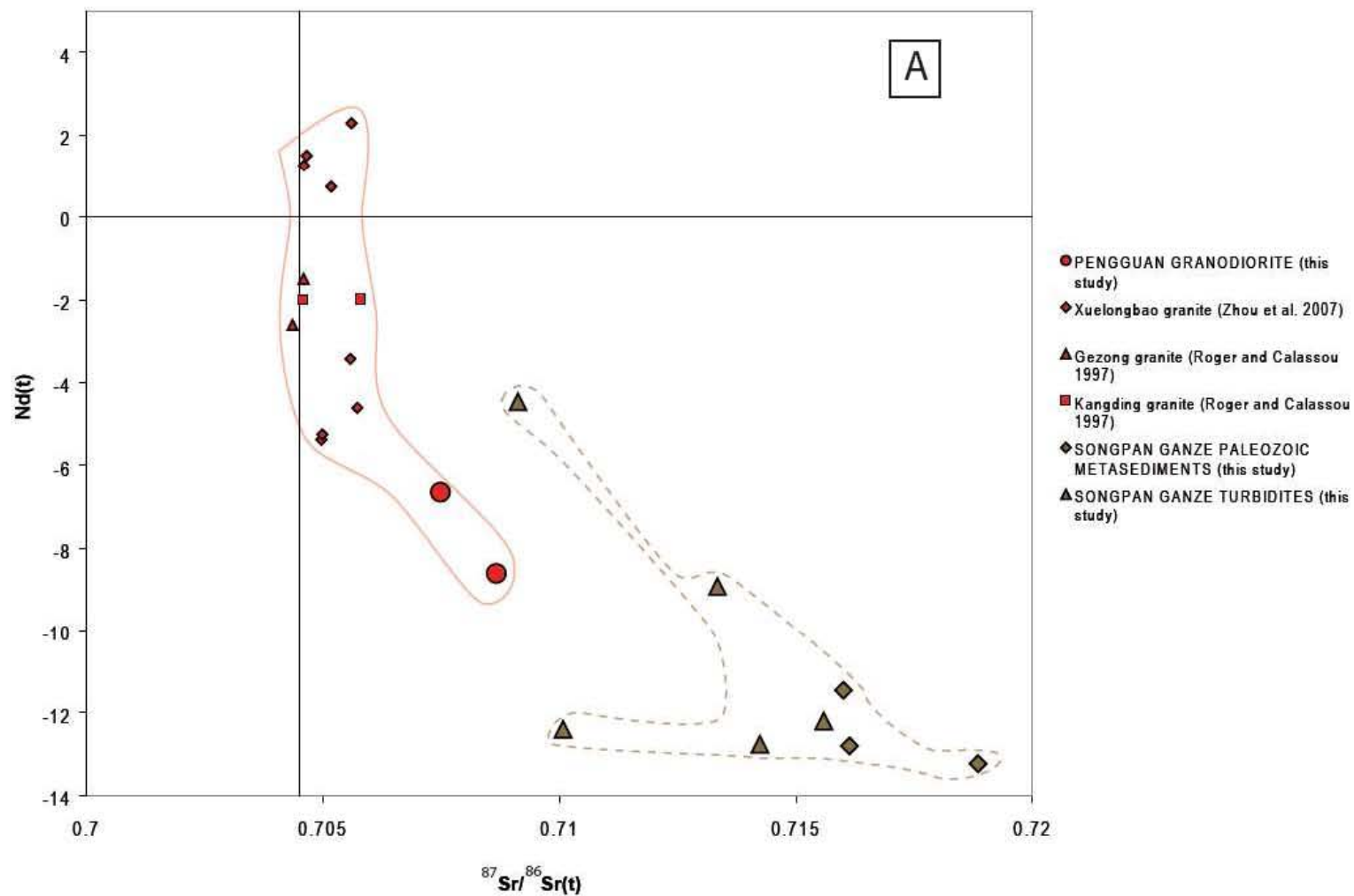


Figure 5.17 A : Isotopic composition of the potential sources recalculated at 200 Ma. Full line=West Yangtze margin composition at 200 Ma, dashed line= Songpan Ganze turbidites. The cross represents the bulk earth composition.

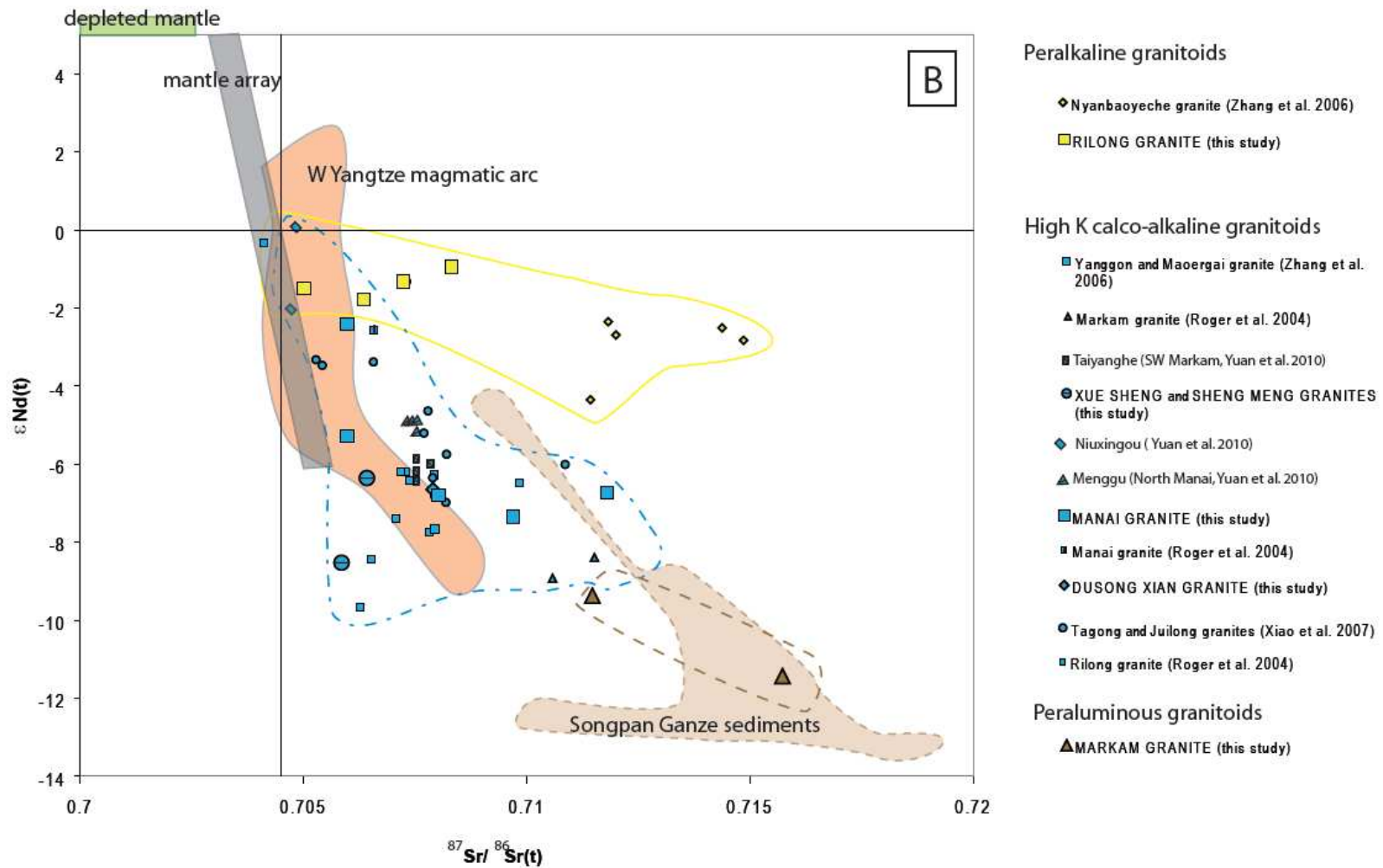


Figure 5.17 B: Isotopic composition of the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane recalculated at 200Ma. Pink area with full line=Yangtze craton basement, brown area with dashed line=Songpan Garze turbidites, yellow full line=alkaline granitoids trend, blue dashed line=high K calc-alkaline granitoids trend.

Recalculated at 200 Ma, the Pengguan granodiorite yields a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ between 0.70749 and 0.70867 and $\epsilon\text{Nd}(t)$ between -6.65 and -8.61 (table 5.6). Added to published isotopic composition of the Xuelongbao granite, the Gezong granodiorite and the Kangding massif, those data form a mix hyperbole (figure 5.17 A), which reveals that the Neoproterozoic western margin of the Yangtze craton basement is isotopically heterogeneous and represent a mix between a mantle and a crustal source. Isotopic compositions of the Paleozoic metasediments are quite homogeneous, except for one sillimanite bearing sample. Their $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ranges from 0.716 to 0.7624 and their $\epsilon\text{Nd}(t)$ from -11.46 to -13.53. The Triassic turbidites have heterogeneous isotopic compositions with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ranging from 0.70912 to 0.72818 and $\epsilon\text{Nd}(t)$ between 2.70 and -12.76 (table 5.6 and figure 5.17A).

The granitoids from the plutons exposed in the Songpan Ganze terrane yield variable isotopic compositions (table 5.6, figure 5.17B). It is variable from one pluton to another and within a single pluton. The calculated isotopic compositions plot from the Bulk Earth to the Enriched composition (high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, low $\epsilon\text{Nd}(t)$)(figure 5.17B).

Manai granite isotopic composition is highly variable. Its $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ranges from 0.70599 to 0.71181 and its $\epsilon\text{Nd}(t)$ from -2.41 to -7.36. Dusong Xian granite sample presents a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ composition and $\epsilon\text{Nd}(t=200\text{Ma})$ of 0.70793 and -6.64 respectively (table 5.6, figure 5.17B). This composition is close to the one of some samples from the Manai pluton. Likewise, Xue Sheng and Sheng Meng samples have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ compositions and $\epsilon\text{Nd}(t)$ in the range of variation of Manai granite (0.70586-0.70643 and (-8.53)-(-6.36) respectively). Markam granite presents the most enriched composition of the Songpan Ganze granite with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ between 0.71147 and 0.71573 and $\epsilon\text{Nd}(t)$ between -9.38 and -11.44 (table 5.6). Our data on the Rilong granite are similar to the one of Roger et al. (2004), and close to the present Bulk Earth composition ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ between 0.70502 and 0.70833, $\epsilon\text{Nd}(t)$ between -0.95 and -1.78, table 5.6, figure 5.17B).

Considering our new data in the available isotopic data set (Zhang et al. 2006, 2007, Roger et al. 2004, Xiao et al. 2007, Yuan et al. 2010), three trends are distinguished, which correspond to (i) the peralkaline granite group, (ii) the high K calc-alkaline group and (iii) the peraluminous granite group.

- The isotopic composition trend of the peralkaline granite group is characterized by a $\epsilon\text{Nd}(t)$ around -2 and highly variable $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$. Rilong peralkaline granite composition is close to the bulk Earth.
- The isotopic composition trend of the high-K calc-alkaline granite group is characterized by a trend linking the mix hyperbole of the western Yangtze Neoproterozoic magmatic arc composition and the heterogeneous Triassic and Paleozoic Songpan Ganze sediments composition (figure 5.17 in blue). So, isotopic composition of this group form a mix hyperbole superimposed on a previous one. The highly heterogeneous composition of the high-K calc-alkaline granitoids reflects the numerous possible combinations of mix between two heterogeneous poles: the Neoproterozoic Yangtze craton crystalline basement and the Triassic Songpan Ganze turbidites.
- The isotopic composition of the peraluminous granitoid from Markam is close to the isotopic composition of the Songpan Ganze sediments.

Depleted mantle model ages of all of the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane range from 0.9 Ga to 2.95 Ga (table 5.6). The model ages of 5.78 Ga obtained on sample 124C of Markam and 6.50 Ga obtained on sample 07-124A on Xue Sheng are unrealistic and isotopic data on these samples have to be regarded with suspicion. The Rilong granite samples present a homogeneous model age around 1 Ga, whereas the other granitoids show highly variable model ages older than 1 Ga (table 5.6).

Table 5.6 : Isotopic compositions of the Songpan Ganze granite and Songpan Ganze sediments

	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (t)	ϵ Nd (t)	T_{DM} (Ga)
MARKAM														
126-	155.0	232.3	0.71697	0.000023	1.9310	0.71147	3.41	17.95	0.512049	0.000087	0.113817	0.511900	-9.38	1.68
124-C	269.0	57.93	0.75396	0.000145	13.4416	0.71573	1.22	4.12	0.512028	0.000054	0.178364	0.511795	-11.44	4.78
SHENG MENG and XUE SHENG														
07-123	124.9	339.5	0.70946	0.000027	1.0651	0.70643	3.61	20.64	0.512193	0.00005	0.105543	0.512055	-6.36	1.35
07-124A	89.8	656.6	0.70699	0.000014	0.3959	0.70586	4.32	13.60	0.512194	0.000051	0.191681	0.511943	-8.53	6.50
RILONG GRANITE														
RI 3710	257.9	95.36	0.72951	0.000011	7.8285	0.70725	5.87	30.30	0.512466	0.000086	0.116687	0.512313	-1.32	1.07
RI 3730	212.3	90.85	0.72756	0.000009	6.7627	0.70833	4.45	24.15	0.512477	0.000075	0.111143	0.512332	-0.95	1.00
RI 3833	297.5	48.92	0.75508	0.000007	17.6015	0.70502	7.35	39.08	0.512452	0.000066	0.113388	0.512304	-1.49	1.06
SG0726	188.2	132.8	0.71802	0.000009	4.1032	0.70635	4.89	28.61	0.512424	0.000069	0.102941	0.512289	-1.78	1.00
MANAI GRANITE														
MA 2356	114.3	576.8	0.70762	0.000017	0.5735	0.70599	2.55	14.71	0.512308	0.000056	0.151516	0.512110	-5.28	2.06
MA 2533	100.4	759.6	0.70708	0.000032	0.3824	0.70599	5.16	32.54	0.512375	0.000067	0.089824	0.512257	-2.41	0.95
MA 2858	108.5	280.5	0.71499	0.000016	1.1196	0.71181	1.34	5.35	0.512238	0.000064	0.154379	0.512036	-6.73	2.33
MA 3090	95.3	346.9	0.71197	0.000026	0.7955	0.70971	3.20	21.48	0.512221	0.000051	0.166056	0.512004	-7.36	2.95
SG0757F	104.3	366.2	0.71037	0.000016	0.8242	0.70803	3.61	20.01	0.512176	0.00009	0.108816	0.512034	-6.77	1.41
DUSONG GRANITE														
SG0758M	110.6	440.8	0.70999	0.000013	0.7258	0.70793	3.84	23.75	0.512168	0.000073	0.097564	0.512041	-6.64	1.29
PALEOZOIC METASEDIMENTS														
07-120	193.5	687.2	0.71845	0.000011	0.8152	0.71613	9.07	49.92	0.511868	0.000078	0.109483	0.511725	-12.80	1.87
07-116	141.5	186.2	0.72510	0.000011	2.1988	0.71885	6.15	32.37	0.511853	0.000097	0.114519	0.511703	-13.23	1.99
07-117	122.9	192.8	0.72125	0.000016	1.8442	0.71600	4.22	23.33	0.511936	0.000066	0.109036	0.511793	-11.46	1.76
SG 07 40 A	144.0	172	0.76586	0.00001	1.1889	0.76248	5.27	29.39	0.511829	0.000093	0.108033	0.511687	-13.53	1.90
SEDIMENT FLYSCH SG														
SG 07 20	105.7	69.95	0.72577	0.000008	4.3715	0.71334	3.97	20.65	0.512075	0.000079	0.115887	0.511923	-8.93	1.67
SG 07 25	215.9	215.9	0.72382	0.000014	2.8939	0.71559	6.58	44.44	0.511872	0.000074	0.089257	0.511756	-12.20	1.56
SG 07 34	50.1	64.27	0.73459	0.000007	2.2540	0.72818	6.44	26.70	0.512709	0.000084	0.145339	0.512519	2.70	0.98
SG 07 19 C	56.4	624.8	0.71082	0.000018	0.2612	0.71007	3.57	19.42	0.511890	0.000099	0.110832	0.511745	-12.40	1.86
SG 07 63	206.6	175.8	0.71879	0.000008	3.4005	0.70912	10.53	48.24	0.512324	0.000062	0.131587	0.512152	-4.47	1.53
SG 07 66	40.8	175.4	0.71615	0.00001	0.6728	0.71423	3.34	16.75	0.511884	0.000068	0.120056	0.511727	-12.76	2.05

5.4. Discussion

5.4.1. Petrology, geochemistry and geochronology of the granitoids of the Songpan Ganze terrane: general trends

Compiling our new data and the published data on the Songpan Ganze granite (Nyanbaoyeche granite by Zhang et al. 2007, Yanggon and Maoergai granites by Zhang et al. 2006, Tagong and Jiulong granites by Xiao et al. 2007, Menggu (North Manai), Niuxingou (North Rilong) and Taiyanghe (Southwest of Markam pluton) plutons by Yuan et al. 2010) gives a regional overview of the petrologic and geochemical characteristics of the Triassic Songpan Ganze granitoids. All of these magmatic bodies belong to the high-K suite (figure 5.14). Numerous samples of the Songpan Ganze granitoids have normative corundum and present a high aluminous index (table 5.2, figure 5.13). Mineral assemblages, major and trace elements signatures and isotopic compositions highlight the fact that three distinct types of granitoids coexist in the Songpan Ganze :

- A group of granitoids (samples from the north of the Rilong pluton studied here, except sample SG 07 69 and from the Nyanbaoyeche pluton (figure 5.18) presents Na-amphibole as Fe-Mg-Al bearing minerals, high SiO₂, alkali and REE content, low CaO, Ba, Sr and Eu content and high FeO_t/(FeO_t+MgO) ratio. Granitoids of this group are peralkaline granitoids.
- A group of granitoids (granitoids from the Yanggon, Maoergai, Tagong, Jiulong, Xue Sheng and Sheng Meng pluton, by the porphyric facies of the Markam pluton (sample 126 of this study), by granitoids from Menggu (North Manai), Niuxingou (North Rilong), and Taiyanghe (Southwest of Markam pluton) plutons, by the amphibole granite facies of the north of Rilong pluton (sample SG 07 69 of this study), and by granitoids from Dusong Xian and Manai plutons, figure 5.18) presents Ca-amphiboles, biotite, muscovite as Fe-Mg-Al bearing minerals, moderate SiO₂ and REE content, high CaO content, low Nb, Ta, Ti content, FeO_t/(FeO_t+MgO) around 0.7. Granitoids of this group are high-K calc-alkaline granitoids. Some chemical variations are observed in this group,

thus defining two subtypes: one with high Sr/Y, and the other with marked Hf and Zr negative anomalies (figure 5.18).

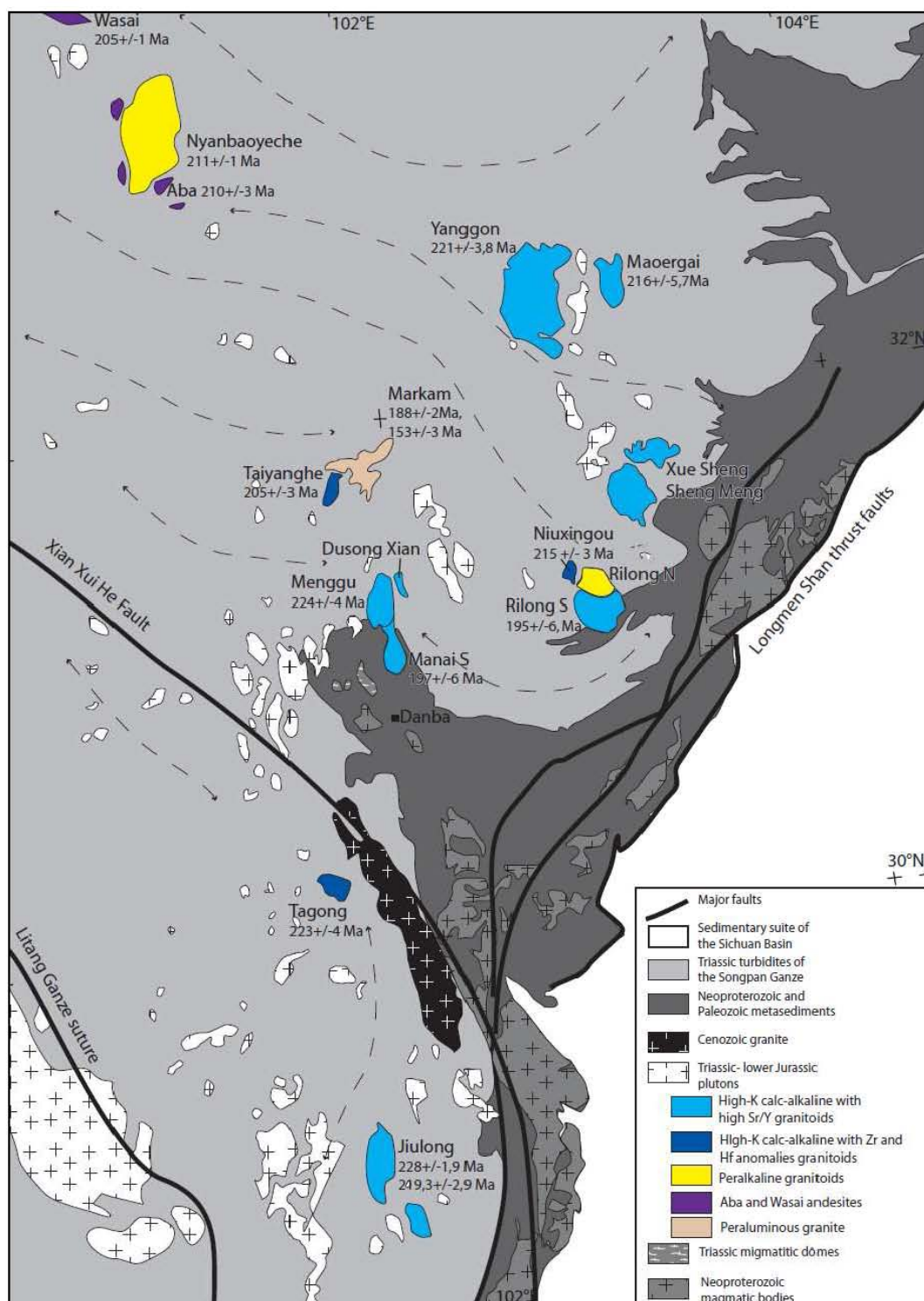


Figure 5.18 : Geological map showing the age and spatial repartition of the different types of granitoids in the Songpan Ganze terrane. Plutons not included in the regional study are not colored.

- The leucocratic facies of the Markam pluton (sample 124C of this study) (figure 5.18) present muscovite as only Fe-Mg-Al bearing minerals, garnet and tourmaline as accessory phases, and is peralkaline. This granite is a peraluminous granite.

Table 5.7: Ages of the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane. The different colours allow seeing easily the granitoids showing the same characteristics (same code than in table 5.1).

Pluton	Granitoids	Type	Age
Nyanbayeche	Nyanbaoyeche alkaline granite	Peralkaline granites	211±1 Ma (SHRIMP U-Pb on zircon, Zhang et al. 2007)
Yanggon	Yanggon granodiorite to granite	High K calc-alkaline granitoids with high Sr/Y	221±3.8 Ma (SHRIMP U-Pb on zircon, Zhang et al. 2006)
Maoergai	Maoergai granite	High K calc-alkaline granitoids with high Sr/Y	216±5.7 Ma (SHRIMP U-Pb on zircon, Zhang et al. 2006)
Markam	Markam leucogranite	Peraluminous leucogranite	188±2 Ma (U-Pb on monazite fraction, Roger et al. 2004)
	Markam granite	High K calc-alkaline granitoids with high Sr/Y	153±3 Ma (U-Pb on zircons fraction, Roger et al. 2004)
	Taiyanghe monzonite	High K calc-alkaline with Hf and Zr negative anomalies	205±3 Ma (SHRIMP U-Pb on zircon, Yuan et al. 2010)
Sheng Meng	Sheng Meng granodiorite	High K calc-alkaline granitoids with high Sr/Y	No age available
Xue Sheng	Xue Sheng granodiorite	High K calc-alkaline granitoids with high Sr/Y	No age available
Rilong	Niuxingou (North Rilong) syenite	High K calc-alkaline with Hf and Zr negative anomalies	215±3 Ma (SHRIMP U-Pb on zircon, Yuan et al. 2010)
	Rilong porphyric granite	Peralkaline granites	No age available
	Rilong amphibole granite (sample SG 07 69)	High K calc-alkaline granitoids with high Sr/Y	195±6 Ma (U-Pb on zircons fraction, Roger et al. 2004)
Manai	Manai granite	High K calc-alkaline granitoids with high Sr/Y	197±6 Ma (U-Pb on zircons fraction, Roger et al 2004)
	Menggu granodiorite (North Manai)	High K calc-alkaline granitoids with high Sr/Y	224±4 Ma (SHRIMP U-Pb on zircon, Yuan et al. 2010)
Dusong Xian	Dusong Xian granite	High K calc-alkaline granitoids with high Sr/Y	No age available
Tagong	Tagong quartz monzonite to monzonite	High K calc-alkaline granitoids	223.64±4 Ma (SHRIMP U-Pb on zircon, Xiao et al. 2007)
Jiulong	Jiulong quartz monzonite	High K calc-alkaline granitoids with high Sr/Y	228.4±1.9 and 219.3±2.9 Ma (SHRIMP U-Pb on zircon, Xiao et al. 2007)

The ages of the granitoids exposed in the plutons of the Songpan Ganze terrane range from 228 to 153 Ma. Note that some of these ages correspond to *in situ* U-Pb zircons analyses while others (the younger ones) were obtained by dissolution of grain population on monazites or zircons (table 5.6, figure 5.19). Those ages could be mixed ages between an old zircon core and younger overgrowth. Considering only *in situ* ages, the younger ones are localized in the central part of the Songpan Ganze terrane on a north-south section (figure 5.19). The age distribution is also roughly symmetric with respect to the Danba metamorphic complex, which exposes the deepest part of the Songpan Ganze terrane and is characterized by metamorphosed Paleozoic metasediments (figure 5.2). Otherwise, when data are available, we observe that in plutons where there is coexistence of the different granitoids types, high-K calc-alkaline magma with Hf and Zr negative anomalies are older than high-K calc-alkaline with high Sr/Y ratio granitoids (figure 5.19). This could reveal an evolution of the magma linked to magmatic processes, and/or depth of partial melting.

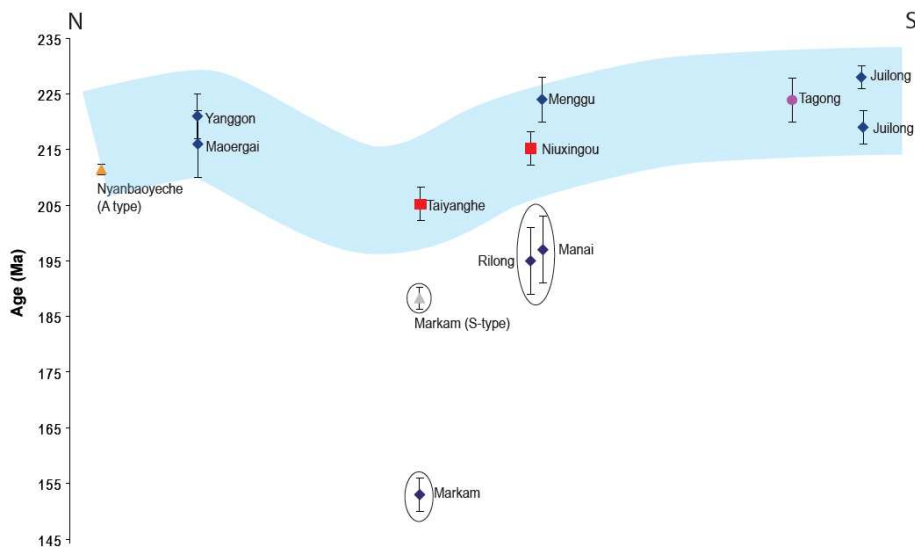


Figure 5.19 : Compilation of the ages of the various granitoids types forming the plutons of the Songpan Ganze terrane, from North to south. Blue diamonds represent the high K calc-alkaline with high Sr/Y type granites along a NS cross-section through the Songpan Ganze terrane. Red squares represent the high K calc-alkaline with high Zr and Hf negative anomalies type granites. Pink circle represents high-K calc-alkaline type granite, yellow triangle represents alkaline type granite and grey triangle represents S-type granite. From north to south, the age trend slightly decreases until the Markam pluton location and then slightly increases again. Circled ages represent dissolution ages (Roger et al. 2004).

5.4.2. Magma sources and processes

Integration of isotopic composition and elemental signature allows tracing the sources and processes operating in the formation of the different types of granitoids of the Songpan Ganze terrane.

- Peralkaline type granites of the Songpan Ganze terrane present an initial isotopic composition characterized by a $\epsilon\text{Nd}(t)$ around -2 and variably radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (in yellow in figure 5.17B). The Rilong peralkaline granite isotopic composition is close to the bulk Earth and OIB ones. The source of the Rilong peralkaline granite seems to be similar to the OIB one that is an enriched or non-depleted mantle. This is confirmed by its $\text{Y}/\text{Nb} < 1.2$, which reveals an OIB-like source (Eby 1992). The Nyanbaoyeche peralkaline granite isotopic composition is characterized by a $\epsilon\text{Nd}(t)$ around -2 and a radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$. The radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ is characteristic from continental crust. However, experimental studies shows that partial melting of continental crust material in crustal conditions never result in peralkaline type granite (Bonin 2007 and references therein). Moreover, no leucosome from migmatitic terranes with A-type granite composition has ever been described (Bonin 2007). The radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ is alternatively explained by crustal fluid alteration, post granitoids emplacement. This way, we suggest that the isotopic signature of the peralkaline granites of the Songpan Ganze terrane reflects a non depleted or enriched mantle source, and their subsequent alteration. In this case, the elemental signature has to be explained by fractional crystallisation processes. Strong Ba, Sr and Eu anomalies result from feldspars and/or plagioclases crystallisation, and the alkaline nature of the differentiated magma is due to the fact that the Ca and Al concentrate in the plagioclases as the liquid concentrate in alkaline elements during the crystallisation process (Bonin, personal communication). Recently, intermediate volcanic rocks temporally and geographically associated to the Nyanbaoyeche pluton (Aba and Wasai andesite, Cai et al. 2010) have been described. These rocks present a trace element signature intermediate

between the alkaline and high-K calc-alkaline type of the granitoids of the Songpan Ganze terrane, and could be part of the fractional crystallisation suite that lead to the highly differentiated A-type Nyanbaoyeche granite.

- The high-K calc-alkaline granites of the Songpan Ganze terrane present a more important continental contribution based on isotopic data than the alkaline type. Their isotopic compositions (in blue on figure 5.17B) are heterogeneous and reflect mixtures to various degrees between the heterogeneous Neoproterozoic west Yangtze magmatic arc and the heterogeneous Songpan Ganze sedimentary rocks. Indeed, on figure 5.17B, we notice that the Yangtze craton isotopic compositions form already a mixing trend between mantellic and crustal poles, and that the isotopic compositions of the granitoids from the Songpan Ganze terrane form a mixing trend which is superimposed on the Yangtze one. Moreover, the Songpan Ganze sediments present also a variable isotopic signature with high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ and low $\epsilon\text{Nd}(t)$ typical of an old upper crust (Taylor and McLennan 1981). In such a complex case, the system has too many variables and is thus not well-constrained precluding the quantitative modelling of the petrologic and geochemical signatures of the granitoids. Given this heterogeneity in the signatures, we can only envision qualitatively that the Indosinian high K calc-alkaline granitoids of the Songpan Ganze terrane are produced by partial melting at various levels of the orogenic crust. Xue Sheng and Sheng Meng samples have isotopic composition of lower continental crust (Taylor and McLennan 1981, figure 5.17B), Dusong Xian, some samples from Manai amphibole granite, Yanggon, Maoergai, Tagong and Jiulong, Menggu, Taiyanghe granitoids have isotopic compositions of upper continental crust (Taylor and McLennan 1981). The high Sr/Y and LREE-HREE fractionation observed in most of the granitoids of the Songpan Ganze can be explain by a melting at depth around 5-10 kbar of the continental crust (Moyen 2009). Some samples from Manai are close to the Songpan Ganze sediments isotopic composition. However, some of the high-K calc-alkaline granitoids of the Songpan Ganze terrane have a isotopic composition close to the Bulk Earth, that is to say non-depleted or enriched mantle and some granites of this family present a strong enrichment in LILEs and a strong Hf and Zr negative

anomalies (Taiyanghe (SW of Markam pluton) and Niuxingou (North Rilong pluton) granitoids (Yuan et al. 2010)). This chemistry is typical of magmas generated by partial melting of the hydrated mantle wedge in subduction zone. This reveals the implication of a metasomatized mantle in the source of these granites (Pearce et al. 1984).

- Peraluminous granite (sample 124C of the Markam pluton) has all the mineralogical and geochemical characteristics of peraluminous granite and its isotopic composition is very similar to the one of the Songpan Ganze sediment. In such an extreme case, partial melting of the sediments is a realistic process for melt generation.

To conclude, peralkaline granitoids exposed in the Songpan Ganze terrane result of the fractional crystallisation of magma issued from the partial melting of a non-depleted or enriched mantle. High-K calc-alkaline granitoids of the Songpan Ganze terrane are heterogeneous in source and result of the mix between melts issued from (i) a fluid transformed mantle similar to the mantle wedge above a subduction zone, (ii) the lower to median continental crust and (iii) Songpan Ganze sediments. Peraluminous granitoids of the Songpan Ganze is issued from partial melting of the sediments of the Songpan Ganze flysch.

5.4.3. Tectonic settings

The western margin of the Yangtze craton was during late Paleozoic to early Jurassic the location of the Indosinian orogeny resulting from the accretion of the Songpan Ganze terrane in between the North China, South China cratons and the Qiangtang terrane (Roger et al. 2008, Chen and Wilson, 1996). During this orogeny, the Songpan Ganze basin with a basement of unknown nature (continental or oceanic) was closed with the Paleotethys by a doubly-subducting system with, to the North, the north-dipping Anyamaquen subduction zone, and, to the South, the south-dipping Litang-Ganze and Jinsha subduction zones (Roger et al. 2008). In this configuration, we note that the late Indosinian granitoids studied here are located behind the sutures zones, jammed

between the north and south subductions and the passive margin of the Yangtze craton to the east.

Based on this fundamental observation, we propose that the granitoids emplaced in the Songpan Ganze terrane were generated at a convergent plate boundary characterized by accretion of the crustal part of the lithosphere coeval with retreat of the mantle part of the plate (figure 5.20). Consequently, we propose that the lithospheric slab is torn along the Yangtze craton margin. Such a model accounts for thinning of the mantle part of the over-riding plate and concomitant thickening of the orogenic wedge (Vanderhaeghe and Duchêne, 2010). Slab retreat and tear fault lead to the upwelling of the asthenospheric mantle which induces heat advection and melting in response to the decompression. The resulting non depleted mantle-derived magmas are emplaced in the orogenic wedge and due to fractional crystallisation lead to the differentiated peralkaline type granitoids observed in the Nyanbaoyeche and Rilong plutons. In the same context, the metasomatized mantle and the lower part of the orogenic belt composed by tectonic slices of the Neoproterozoic crystalline margin of the Yangtze craton associated with Neoproterozoic to Trias sediments are affected by partial melting producing the high K calc-alkaline granitoids and the peraluminous granites. Mixing between these magmas, corresponding to different sources and chemical poles, account for the heterogeneity of the petrological and geochemical signatures displayed by the granitoids composing the plutons of the Songpan Ganze terrane.

This scenario provides an alternative to the simple lithospheric delamination proposed by Zhang et al. (2007) and the lithospheric flexure of Yuan et al. (2010).

5.4.4. Perspective on Songpan Ganze lithosphere evolution

The consequence of slab retreat of the east-west trending subduction zones (Anymaqen and Garze Litang) is the development of a lithospheric-scale shear zone accommodating relative displacements between the retreating slabs and the Yangtze craton. Such a shear zone is comparable to the tear fault reported along the active subductions zones in the Mediterranean domain (Wortel and Spakman 2000). A consequence of our model is that the lithospheric mantle that was part of the subducting plates during the Indosinian orogeny tears along the western margin of the Yangtze craton and returned to the

asthenosphere. A new lithospheric mantle is then generated by cooling of the subcrustal mantle at the end of the Indosinian orogeny. The distinct deep geophysical signatures at the transition between the Songpan Ganze terrane and the Yangtze craton (Owen and Zandt, 1997, Robert et al. 2009) possibly reflect the difference in the formation age of these distinct lithospheric mantle roots.

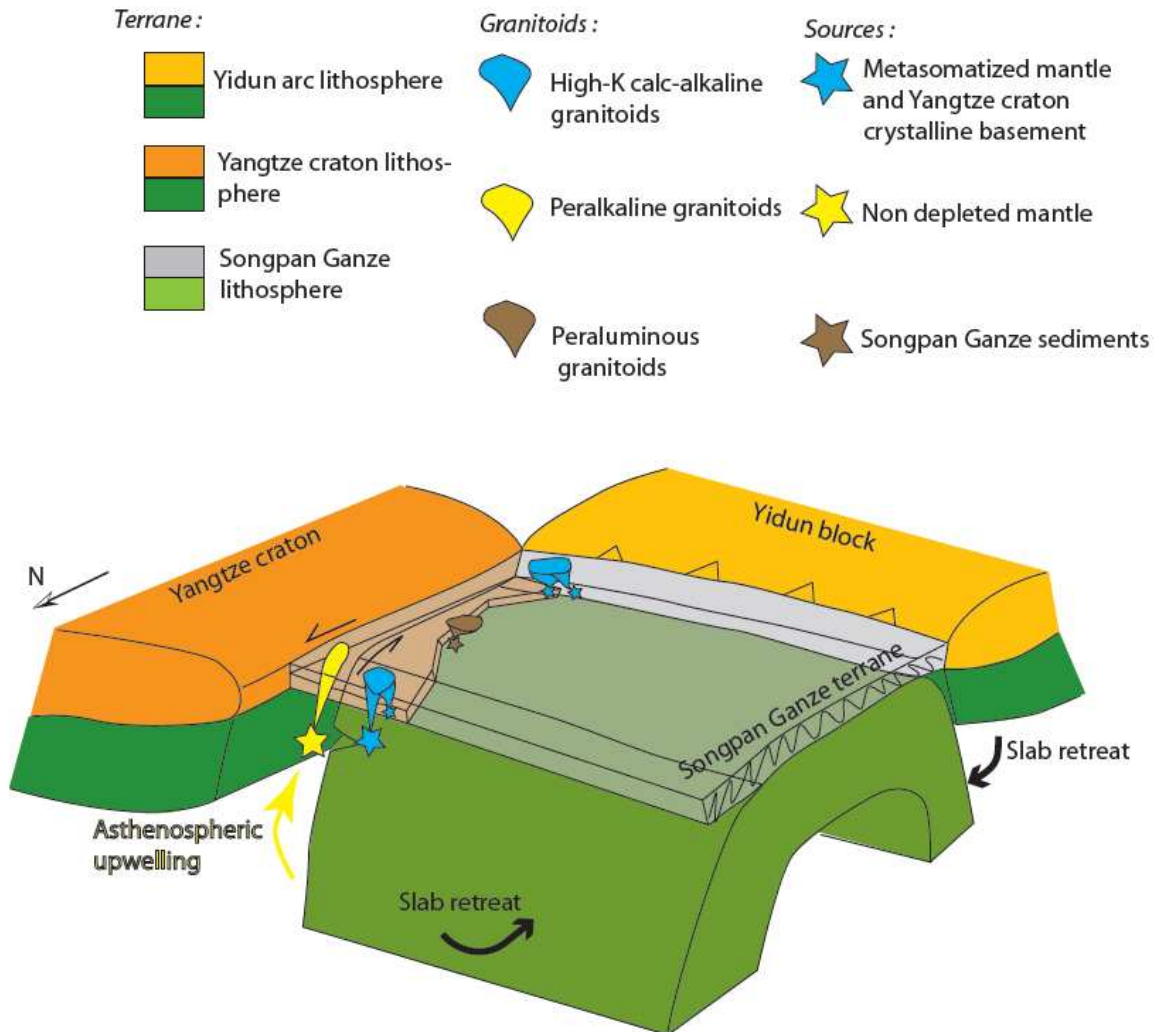


Figure 5.20: Geodynamic reconstitution of the Songpan Ganze basin closure and granites emplacement. A double slab retreat of the lithospheric mantle of the Songpan Ganze terrane induces a tear fault along the Yangtze craton margin. In this context, different magma sources are identified : the metasomatized mantle wedge above the slabs, the Yangtze craton basement, the Songpan Ganze sediments, and the non-depleted mantle brought by the asthenospheric upwelling.

5.5. Conclusion

Compilation of new and published petrological, geochemical and geochronological data on granitoids of the Songpan Ganze terrane leads to the following conclusions:

- The coexistence of various types of granitoids (peralkaline, high K calc-alkaline and peraluminous) in the Songpan Ganze terrane already mentioned by Zhang et al. (2007) on the basis of data acquired for the Yanggon, Maoergai and Nyanbaoyeche plutons is confirmed and expanded by new chemical data on granitoids from Rilong (peralkaline type), Manai, Xue Sheng and Sheng Meng (high K calc-alkaline), and Markam (peraluminous) plutons.
- The sources of these granitoids encompass OIB-like mantle, Yangtze crystalline basement and Songpan Ganze sediments. This suggests that the basement of the eastern part of the Songpan Ganze terrane comprises tectonic slices of the Neoproterozoic margin of the Yangtze craton, which might have been forming part of the basement of the Triassic turbidites.
- In a complex convergent geodynamic context with crust-mantle decoupling, slab retreat and tear fault, magma produced can have a variety of chemical signatures. This emphasizes the fact that in orogenic context, granites geochemistry should be regarded in a specific context, and not as a tracer for geodynamic settings.

5.6 Acknowledgments

This work has been highly enhanced by oral or written discussions with J.F. Moyen, P. Barbey and B. Bonin. Thanks to them for their interesting view and their receptiveness.

5.7. References

Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, pp 605-626

BGMR (Bureau of Geology and Mineral Resources) of Sichuan Province, 1990. Regional Geology of Sichuan Province, vol. 21. Geological Publishing House, Beijing, pp. 1–745 (in Chinese with English abstract).

Bonin B., 2007. A-type granites and related rocks : Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97, 1-29.

Boynton W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements : meteorite studies. In : Henderson P. (ed.), Rare earth element geochemistry. Elsevier, pp 63-114.

Cai H-M, Zhang H-F, Xu W-C, Shi Z-L, Yuan H-L., 2010. Petrogenesis of Indosinian volcanic rocks in Songpan garze fold belt of the northeastern Tibetan Plateau : New evidence for lithospheric delamination. *Science China Earth Sciences*, 53, 9, 1316-1328.

Calassou, S., 1994. Etude tectonique d'une chaine de de'collement: A) tectonique Triasique et tertiaire de la chaine de Songpan-Garze. B) géométrie et cinématique des déformations dans les prismes d'accrétion sédimentaire: modélisation analogique. Thèse, Univ. Montpellier II, 400 pp

Chappell B.W., White A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.

Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 83, 1–26.

Chen F. S and Wilson C. J. L, 1996 . Emplacement of the Longmen Shan Thrust-Nappe Belt along the eastern margin of Tibetan Plateau. *Journal of structural geology*, vol 18, N° 4, pp 413-430

Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappel B.W., 1982. Nature and origin of A type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contribution to Mineralogy and petrology*, 80, 189-200.

Eby, G. N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* **20**: 641-644.

Huang M.H., Buick I.S., Hou L.W, 2003a. Tectonometamorphic evolution of the Eastern Tibet plateau : evidence from the Central Songpan-Garze orogenic belt, Western China. *Journal of Petrology*, 44 (2), 255-278.

Huang M., Maas R., Buick I.S., Williams I.S., 2003b. Crustal response to continental collisions between the Tibet, Indian, South China and North China blocks : geochronological constraints from the Songpan-Garze orogenic Belt, western China. *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 223-240

Luais, B., P. Télouk and A. F. (1997). Precise and accurate measurements by plasma-source mass spectrometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 61, 4847-4854.

McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W., 1992. K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the evolution of the Earth's mantle. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, Ross Taylor Symposium volume.

Moyen J-F., Champion D., Smithies R.H., 2009. The geochemistry of Archaean plagioclase-rich granites as a marker of source enrichment and depth of melting. *Earth and environmental Sciences transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100, 1-16.

Owens, T.J., Zandt, G. , 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution. *Nature*, 387, 6628, 37-43

Pearce, J. A., N. B. W. Harris, et al. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.

Roger F., Malavieille J., Leloup Ph. H., Calassou S., Xu Z., 2004. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Garze Fold Belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 22, pp 465-481

Roger F., Jolivet M., Malavieille J., 2008. Tectonic evolution of the Triassic fold belts of Tibet. *C.R. Geosciences*, 340, 180-189.

Taylor S.R., Mac Lennan S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust : rare earth elements evidence from sedimentary rock. *Philosophical Transaction of the Royal Society*. A301, 381-399.

Vanderhaeghe O. and Duchene S., 2010. Crustal-scale mass transfer, geotherm and topography at convergent boundaries. *Terra Nova*, doi: 10.1111/j.1365-3121.2010.00952.x

Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419.

White, A.J.R., Chappell, B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, south-eastern Australia. *Geological society of America Memories*. 159, 21-34.

Wortel M.J.R., Spakman W., 2000. Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science*, 290. 1910-1917.

Xiao L., Zhang H. F., Clemens J.D., Wang Q. W., Kan Z. Z., Wang K. M., Ni P. Z., Liu X. M. 2007. Late triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau : geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution. *Lithos* 96, pp 436-452

Yuan, C., Zhou, M.-F. , Sun, M. , Zhao, Y. , Wilde, S. , Long, X. , Yan, D., 2010. Triassic granitoids in the eastern Songpan Ganzi Fold Belt, SW China: Magmatic response to

geodynamics of the deep lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 290, Issue 3-4, 20 February 2010, Pages 481-492

Zhang H. F., Zhang L., Harris N., Jin L. L., Yuan H., 2006. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau : constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement. *Contribution mineral petrology*, 152, pp 75-88

Zhang H. F., Parrish R., Zhang L., Xu W. C., Yuan H. L., Gao S, Crowley Q. G., 2007. A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau : Implication for lithospheric delamination. *Lithos* 97, pp 323-335.

5.8. Annexes

Table 5.8.: Major and trace composition of the Songpan Ganze sediments and Pengguan granodiorite.

	Songpan Ganze Triassic turbidites								
	SG 07 19 C	SG 07 20	SG 07 21	SG 07 23	SG 07 24	SG 07 25	SG 07 34	SG 07 60	SG 07 63
SiO₂	64.48	66.15	54.76	55.79	54.39	35.38	41.91	68.93	46.16
Al₂O₃	8.52	14.69	21.59	12.48	16.97	23.95	17.12	12.25	24.88
Fe₂O₃	3.04	6.60	5.96	6.36	6.61	6.30	18.01	4.51	9.04
MnO	0.07	0.09	0.03	0.07	0.06	0.08	0.28	0.07	0.03
MgO	1.07	1.86	2.91	2.76	3.38	2.86	7.96	1.81	2.82
CaO	10.30	0.32	0.22	7.32	4.78	8.00	8.40	3.93	0.62
Na₂O	1.82	1.69	0.48	0.97	0.49	0.92	1.60	0.40	1.40
K₂O	1.38	2.80	6.45	2.15	4.03	6.19	0.99	3.34	6.81
TiO₂	0.38	0.63	0.84	0.64	0.69	1.03	2.67	0.52	1.25
P₂O₅	0.10	0.18	0.16	0.16	0.17	0.13	0.13	0.12	0.54
PF	9.53	4.37	5.36	9.92	9.08	15.57	1.02	4.98	7.03
Total	100.69	99.38	98.75	98.60	100.66	100.41	100.08	100.86	100.56
As	4.919	8.135	23.2	11.61	9.384	18.86	0	3.218	6.958
Ba	222.3	386.1	1081	298.5	561.4	876	88.72	458.2	1034
Be	0	2.338	4.334	1.831	3.179	4.257	4.579	1.651	3.774
Bi	0.118	0.184	0.913	0.404	0.558	0.16	0.8	0.247	0.796
Cd	0.41	0.377	0.365	0.533	0.401	0.453	0.48	0.242	0.424
Ce	45.34	48.38	88.48	51.14	85.93	125.7	46.12	49.82	94.42
Co	6.764	14.15	14.65	18.37	16.3	13.9	59.53	12.54	9.053
Cr	41.84	71.18	96.2	80.57	97.34	134.4	291.8	62.4	121.1
Cs	2.496	7.203	13.14	6.21	8.872	15.23	4.774	7.683	11.84
Cu	10.2	29.71	58.28	36.6	37.28	0	53.67	18.22	37.46
Dy	2.324	3.094	5.408	2.769	4.439	3.347	7.142	3.357	5.353
Er	1.299	1.734	3.453	1.581	2.471	2.08	3.685	1.808	2.963
Eu	0.731	1.071	1.522	0.93	1.145	1.901	2.323	1.028	1.762
Ga	10.43	19.71	32.57	17.47	22.75	35.52	30.82	17.11	34.79
Gd	2.856	3.588	5.551	3.612	5.308	4.855	6.964	3.822	7.505

Table 4.7 (continued)

Songpan Ganze Triassic turbidites									
	<i>SG 07 19 C</i>	<i>SG 07 20</i>	<i>SG 07 21</i>	<i>SG 07 23</i>	<i>SG 07 24</i>	<i>SG 07 25</i>	<i>SG 07 34</i>	<i>SG 07 60</i>	<i>SG 07 63</i>
Ge	1.27	1.705	2.484	1.862	2.001	2.091	5.241	1.797	2.376
Hf	4.189	4.005	5.133	4.235	3.531	5.772	4.942	2.932	7.802
Ho	0.457	0.606	1.141	0.546	0.856	0.653	1.398	0.634	0.994
In	0	0	0	0	0	0	0.198	0	0
La	22.99	24.08	43.04	26.81	44.81	64.16	19.94	25.53	45.15
Lu	0.226	0.298	0.588	0.29	0.393	0.432	0.487	0.302	0.6
Mo	0	0.522	0	0.865	0.566	0.56	0	0	0
Nb	7.279	10.32	13.21	12.35	12.68	18.52	19.8	9.886	19.68
Nd	18.7	21.17	36.69	22.89	35.65	50.14	27.98	21.56	45.26
Ni	24.11	40.42	50.28	46.63	45.48	34.93	128.8	36.49	35.91
Pb	16.3909	35.7175	29.0324	29.7987	25.1682	14.3193	6.5211	25.6833	10.9508
Pr	5.106	5.579	10.05	5.977	9.778	14.08	6.216	5.765	11.22
Rb	57.3	115.6	270.9	102.4	175.5	265.9	59.13	143.5	236
Sb	0.695	0.711	0.888	1.318	1.324	0.582	0	0.284	0.702
Sm	3.638	4.233	6.566	4.632	6.779	7.7	7.013	4.465	10.12
Sn	1.332	2.622	4.074	2.797	3.508	5.093	6.581	2.673	5
Sr	605.7	71.43	34.19	230.6	97.04	244.3	71.26	301.2	185.5
Ta	0.644	0.9	1.172	1.103	1.152	1.702	1.568	0.84	1.762
Tb	0.411	0.541	0.878	0.507	0.784	0.605	1.182	0.586	1.03
Th	8.026	10.11	17.18	12.45	15.89	23.67	2.519	9.564	21.19
Tm	0.202	0.277	0.548	0.253	0.377	0.339	0.524	0.283	0.48
U	1.771	2.381	3.185	2.75	3.656	4.259	1.046	2.029	4.155
V	45.02	89.84	153.3	100.9	128	191.6	516.4	79.41	166.5
W	1.013	1.62	1.779	1.759	1.783	2.608	0	3.776	3.792
Y	12.77	17.62	32.24	14.39	24.97	17.28	39.46	18.79	28.13
Yb	1.441	1.932	3.777	1.819	2.57	2.603	3.32	1.969	3.595
Zn	49.07	105.8	111.7	96.2	103.5	66.58	189	72.66	97.79
Zr	169.6	152.6	192.9	160.6	129.3	210.9	185.6	109.1	292.2

Table 4.7 (continued)

	Songpan Ganze Triassic turbidites			Songpan Ganze Paleozoic sediments					
	<i>SG 07 65</i>	<i>SG 07 66</i>	<i>SG 07 67 A</i>	<i>07 114 C</i>	<i>07 114 D</i>	<i>07 115 B</i>	<i>SG 07 32D</i>	<i>SG 07 40 A</i>	<i>SG 07 37</i>
SiO₂	40.75	54.78	52.77	61.33	61.64	65.71	35.80	71.60	54.47
Al₂O₃	22.57	6.23	8.82	18.52	16.96	16.59	22.24	12.93	19.54
Fe₂O₃	9.03	2.77	4.89	6.93	5.18	3.63	11.45	6.10	9.98
MnO	0.10	0.11	0.07	0.17	0.08	0.07	0.20	0.06	0.13
MgO	5.43	2.00	1.94	2.66	2.87	1.59	2.02	2.26	3.71
CaO	10.00	16.28	10.92	3.24	2.76	3.99	7.10	0.22	1.09
Na₂O	1.51	0.69	0.85	3.64	4.59	4.47	0.27	0.52	1.45
K₂O	4.81	1.37	1.99	1.62	2.83	1.98	7.55	2.69	5.38
TiO₂	0.90	0.37	0.50	0.78	0.54	0.38	1.15	0.67	1.24
P₂O₅	0.27	0.11	0.14	0.17	0.17	0.13	0.10	0.09	0.12
PF	5.13	15.69	15.87	1.75	1.70	1.35	11.04	2.08	2.28
Total	100.51	100.38	98.74	100.81	99.31	99.88	98.91	99.20	99.38
As	0	18.73	12.39	0	0	0	42.32	0	0
Ba	416.9	205.2	380.3	193.5	874.8	718.5	2278	254	447.1
Be	4.733	0	0	5.433	0.939	1.035	2.319	1.256	2.651
Bi	2.198	0.153	0.161	1.185	0	0	0.112	0.205	0.173
Cd	0.405	0.52	0.544	0.229	0.207	0.157	0	0	0
Ce	30.89	44.63	54.36	90.03	31.11	67.12	17.46	72.33	170.6
Co	25.1	5.566	8.837	15.53	16.56	7.946	34.05	12.19	24.3
Cr	135	46.7	68.12	100.7	24.8	11.96	1040	78.19	141.8
Cs	14.46	2.351	4.053	7.941	3.152	1.837	6.398	6.67	14.7
Cu	49.84	0	21.01	0	29.42	19.05	0	47.64	16.22
Dy	2.77	3.29	3.393	6.212	1.823	1.188	0.606	4.879	5.912
Er	1.724	1.971	1.805	3.388	0.948	0.609	0.305	3.025	2.191
Eu	0.775	0.785	0.926	1.505	0.898	0.781	0.431	0.96	1.682
Ga	29.92	8.013	12.92	21.7	18.19	17.52	50.52	20.69	34.9
Gd	2.596	3.481	3.878	6.545	2.194	1.757	1.178	4.926	9.685
Ge	2.085	1.138	1.506	2.311	1.032	1.043	2.091	1.868	2.077
Hf	5.004	4.779	4.048	4.596	3.086	2.137	1.566	5.068	3.676
Ho	0.572	0.672	0.633	1.233	0.35	0.207	0.105	1.012	0.898

Table 4.7 (continued)

	Songpan Ganze Triassic turbidites			Songpan Ganze Paleozoic sediments					
	SG 07 65	SG 07 66	SG 07 67 A	07 114 C	07 114 D	07 115 B	SG 07 32D	SG 07 40 A	SG 07 37
In	0	0	0	0	0	0	0	0	0
La	16.62	22.33	27.53	44.94	14.67	37.28	8.13	35.83	88.72
Lu	0.344	0.329	0.279	0.504	0.139	0.102	0.093	0.499	0.341
Mo	1.349	0.625	2.352	0	0	0	5.198	0.451	0
Nb	17.86	7.271	9.542	13.73	1.865	1.73	4.847	12.68	23.51
Nd	11.9	19.33	23.36	37.14	14.71	20.4	8.424	30.97	69.46
Ni	62.91	19.44	27.03	47.38	16.48	9.476	147.1	25.53	64.69
Pb	42.2879	17.0453	13.0208	36.3553	7.5106	12.0722	3.5206	11.0635	26.9738
Pr	3.326	5.101	6.191	10.24	3.736	6.452	2.12	8.303	19.3
Rb	243.4	52.2	86.05	108.4	80.28	53.6	156.2	144.1	287.3
Sb	0.447	0.263	0.496	0	0	0	0.403	0	0
Sm	2.567	3.961	4.542	7.389	2.781	2.632	1.529	5.924	12.72
Sn	3.713	1.457	2.262	1.556	0.709	0.542	2.249	3.594	8.261
Sr	363.5	211.7	236.4	290.2	416.7	579.3	83.66	57.58	105
Ta	1.644	0.635	0.872	1.252	0.176	0.145	0.311	1.05	2.012
Tb	0.427	0.539	0.587	1.036	0.316	0.221	0.139	0.785	1.272
Th	16.86	7.686	9.447	18.03	4.309	9.951	1	13.76	34.39
Tm	0.284	0.312	0.272	0.506	0.137	0.096	0.051	0.471	0.296
U	4.798	1.782	3.684	3.758	1.166	0.944	3.113	2.546	4.407
V	194.7	43.69	79.81	108.2	89.34	60.55	293.8	107.3	138.9
W	1.279	1.424	1.5	0.506	0	0	41.81	0.966	4.124
Y	15.32	19.86	18.92	35.35	9.55	6.161	3.018	29.64	24.5
Yb	2.036	2.119	1.808	3.345	0.886	0.621	0.454	3.208	2.079
Zn	185.7	26.54	47.86	102	77.54	52.42	236.5	114.5	192.2
Zr	177.4	186.7	152.6	171.3	119.8	81.62	53.67	186.8	130.6

Table 4.7 (continued)

	Songpan Ganze Paleozoic sediments			Pengguan granodiorite	
	<i>07-120</i>	<i>07-116</i>	<i>07-117</i>	<i>07 7 B</i>	<i>07 8 A</i>
SiO₂	48.34	69.42	68.81	64.94	55.33
Al₂O₃	22.97	13.40	13.65	13.96	17.64
Fe₂O₃	8.53	5.32	5.54	3.35	7.88
MnO	0.21	0.13	0.30	0.10	0.13
MgO	3.16	2.25	2.55	1.20	3.21
CaO	4.65	0.95	1.20	10.63	6.77
Na₂O	2.96	1.31	1.51	1.01	3.52
K₂O	3.92	3.48	3.19	0.94	1.56
TiO₂	0.94	0.64	0.64	0.28	0.88
P₂O₅	0.30	0.12	0.11	0.09	0.26
PF	3.92	2.08	2.00	2.44	2.12
Total	99.90	99.11	99.50	98.92	99.29
As	0	0	0	< L.D.	< L.D.
Ba	571.4	410.5	356.3	182.7	449.4
Be	4.911	2.301	2.074	5.087	< L.D.
Bi	0.626	0.463	0.218	< L.D.	< L.D.
Cd	0.178	0	0	< L.D.	0.18
Ce	107.7	80.7	61.81	38.84	42.42
Co	19.74	17.12	8.83	5.67	16.76
Cr	120.3	58.03	58.43	22.85	19.61
Cs	6.775	7.422	8.566	< L.D.	1.475
Cu	20.81	43.52	55.24	< L.D.	32.67
Dy	4.769	4.124	3.304	2.366	4.006
Er	2.611	2.201	2.029	1.395	2.18
Eu	1.528	1.108	0.861	0.568	1.353
Ga	31.33	18.49	18.56	25.61	19.96
Gd	6.398	4.861	3.496	2.546	4.251
Ge	2.283	1.969	2.022	2.835	1.218
Hf	5.795	4.008	4.696	2.571	4.553
Ho	0.884	0.788	0.673	0.474	0.784

Table 4.7 (continued)

	Songpan Ganze Paleozoic sediments			Pengguan granodiorite	
	07-120	07-116	07-117	07 7 B	07 8 A
In	0	0	0	< L.D.	< L.D.
La	51.44	35.5	28.07	18.31	21.91
Lu	0.502	0.322	0.363	0.226	0.332
Mo	0	1.217	0.444	< L.D.	< L.D.
Nb	16.41	12.92	13.94	4.799	4.563
Nd	43.87	30.01	23.01	16.67	20.23
Ni	47.32	37.28	16.68	13.59	10.46
Pb	32.8344	34.4592	22.1028	23.0391	8.1336
Pr	11.99	8.172	6.432	4.548	4.983
Rb	202.2	151.6	137.1	15.94	53.2
Sb	0	0	0	< L.D.	< L.D.
Sm	8.292	5.879	4.34	3.274	4.548
Sn	5.367	4.078	3.64	1.458	0.923
Sr	642.3	181.8	195.3	960.9	481.9
Ta	1.372	1.153	1.377	0.465	0.372
Tb	0.897	0.718	0.548	0.401	0.657
Th	19.8	16.09	12.67	10.05	6.612
Tm	0.408	0.319	0.321	0.214	0.312
U	3.746	2.218	2.324	2.956	1.674
V	122	63.66	71.01	52.54	119.9
W	1.029	1.633	1.468	0.357	0.35
Y	27.08	23.1	19.81	14.67	21.88
Yb	2.93	2.107	2.271	1.424	2.084
Zn	132.4	86.02	87.25	38.88	83.81
Zr	216.7	148.3	169.6	90.86	199.3

Chapitre 6 :

**Evolution géodynamique de la
bordure Ouest du craton du Yangtze
et de l'Est du plateau Tibétain à
l'échelle lithosphérique du
Néoprotérozoïque à l'actuel**

Les données géophysiques actuelles (figure 6.2, Robert et al. 2009) indiquent une différence d'épaisseur de croûte entre le plateau Tibétain à l'Est et le craton du Yangtze à l'Ouest. Le changement d'épaisseur brutal avec une variation d'épaisseur de 20 km en 20km de distance est interprété comme un saut de Moho, à l'aplomb de la faille de Wenchuan.

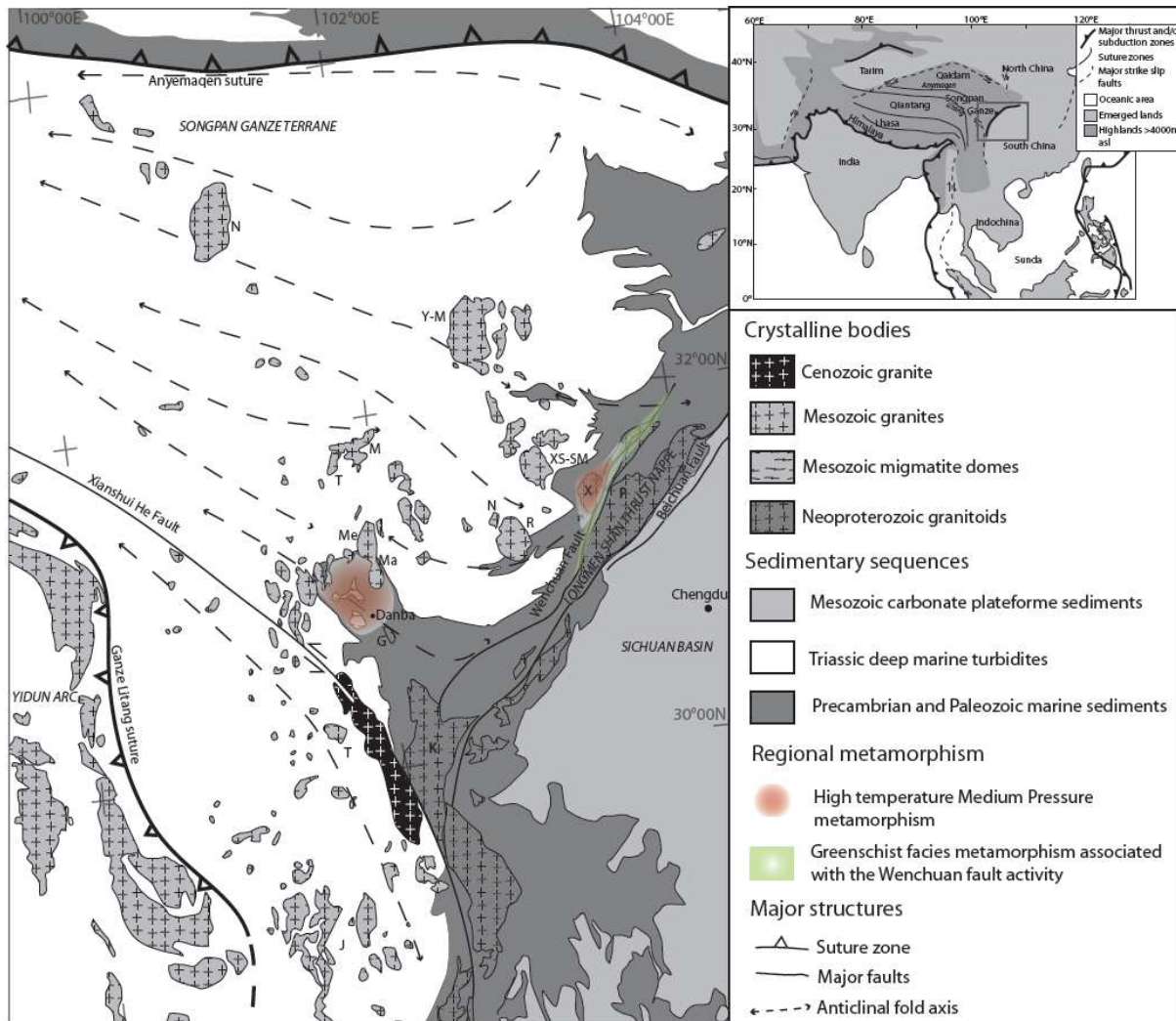


Figure 6.1 : Schéma structural général de la bordure Est du plateau Tibétain. Modifiée d'après la carte géologique de l'Asie du Sud-est. J=granite de Juilong, T=granite de Tagong, Ma=granite de Manai, Me= granite de Menggu, M=granite de Markam, T=granite de Taiyanghe, R=granite de Rilong, N= granite de Niuxingou, XS-SM=granites de Xue Sheng et Sheng Meng, Y-M=granites de yaggon et Maoergai, N=granite de Nyanbaoyeche, X=granite de Xuelongbao, P=granodiorite de Pengguan, K=granodiorite de Kangding.

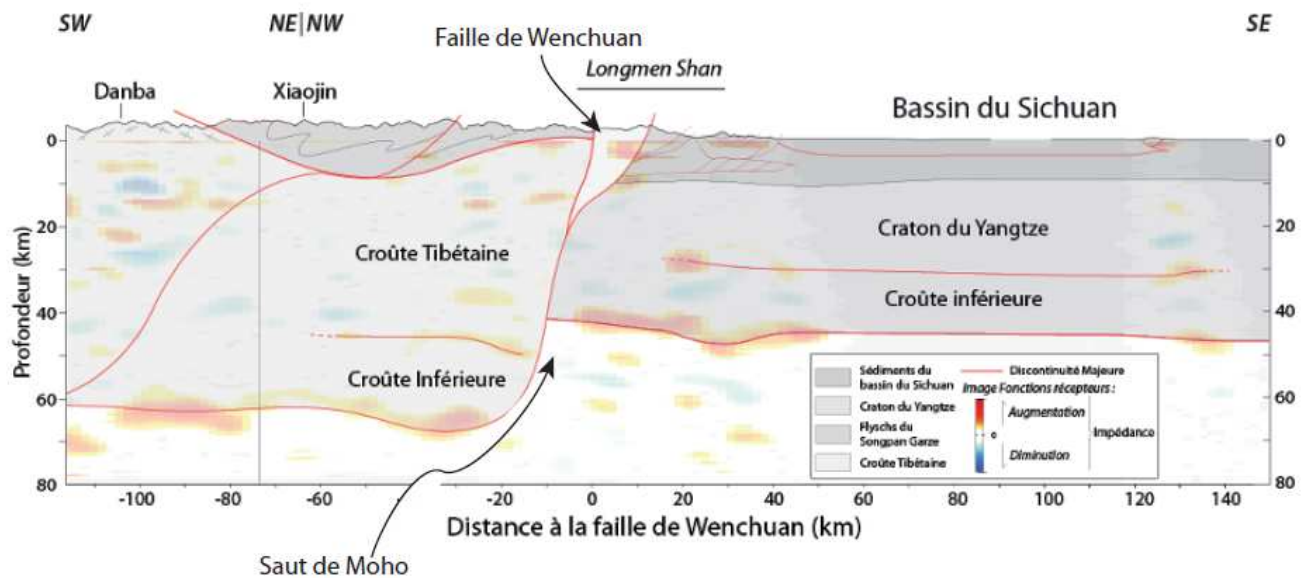


Figure 6.2 : Coupe synthétique (données géologiques et sismologiques) au niveau de la bordure Est du plateau Tibétain. On observe un saut de Moho abrupt à l'aplomb de la faille de Wenchuan (Robert et al. 2009)

Au cours de cette synthèse, nous allons montrer que le saut de Moho est l'épaississement crustal du côté Tibétain peut être expliqué non pas par un accolement de deux croûtes de nature ou d'origine différente (croûte océanique contre croûte continentale, accolement de deux unités lithotectoniques distinctes), mais par une évolution à l'échelle lithosphérique différente de part et d'autre du saut de Moho et de la faille de Wenchuan.

6.1 La succession marge active-marge passive à l'ouest du craton du Yangtze du Néoprotérozoïque au Paléozoïque.

Le cœur du craton du Yangtze est constitué de granites, gneiss, micaschistes, amphibolites, marbres et quartzites Précambriens à Paléozoïques (Yan et al. 2008). Qiu et al. (2000) ont montré qu'une partie du socle du craton du Yangtze est Archéenne (U-Pb sur zircons détritiques du Kongling group, à l'Est du craton du Yangtze). Les données géophysiques indiquent que le Moho actuel est à une profondeur de 40 km sous le craton (Robert et al. 2009, 2010) et que sa racine lithosphérique est peu épaisse en comparaison

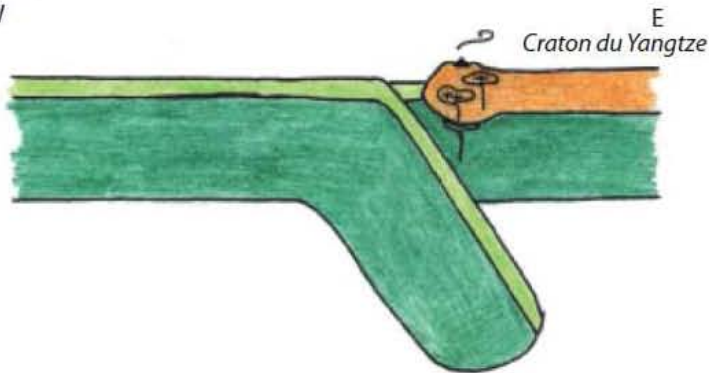
des autres cratons (Poupinet et Shapiro, 2009). La bordure ouest du craton du Yangtze (figure 6.1, 6.3) a été le siège d'une zone de subduction durant le Néoprotérozoïque, comme l'atteste l'alignement de corps magmatiques calco-alcalins à alcalin le long de cette marge (chapitre 2, figure 6.1). D'après les données pétrologiques, géochimiques et géochronologiques disponibles (Zhou et al. 2002, 2006a, 2006b, Yan et al. 2008, Li X-H et al. 2002, 2003a, 2003b, 2006, Li Z-X et al. 1999, 2003, Li Y-F 2007, Zhu et al. 2008, Zheng et al. 2008, chapitre 2), cette marge active est caractérisée par une grande diversité des apports magmatiques au cours du temps et dans l'espace. Afin de rendre compte de cette diversité, différents modèles ont été proposés invoquant le rôle de la subduction, le développement de panaches mantelliques ou la formation d'un rift (Zhou et al. 2002, 2006a, 2006b, Yan et al. 2008, Li X-H et al. 2002, 2003a, 2003b, 2006, Li Z-X et al. 1999, 2003, Li Y-F 2007, Zhu et al. 2008, Zheng et al. 2008). Nous proposons que la diversité des signatures pétrologiques et géochimiques des roches magmatiques mises en place sur la marge ouest du craton du Yangtze reflète principalement des variations latérales et temporelles de la cinématique des plaques en contexte de subduction marqué par des retraits et des avancées de la plaque plongeante (figure 6.3). Les retraits de la plaque plongeante ont provoqué des remontées asthénosphériques qui expliquent les signatures géochimiques des magmas, qui présentent parfois à la fois des affinités avec les magmas de points chauds et avec les magmas d'arc. Les mouvements de la plaque plongeante ont conduit à la formation et au collage de blocs continentaux et donc à la constitution d'un socle cristallin hétérogène à l'ouest du craton du Yangtze (figure 6.3 C). Ce socle est constitué de roches magmatiques acides et basiques présentant des textures de mélange (granodiorite de Gezong, du Kangding, du Pengguan, gabbros de Gengda, chapitre 2 et ses références). Une hypothèse nous permet de considérer que les magmas de l'ophiolite de San Dao Qiao se sont formés durant le Néoprotérozoïque et ont été intégrés au socle durant le fonctionnement de la marge active Néoprotérozoïque (chapitre 3). De plus, l'étude des roches plutoniques Néoprotérozoïques de la bordure Ouest du craton du Yangtze nous a permis de montrer que de part et d'autre du saut de Moho localisé sous la faille de Wenchuan (Robert et al. 2009, figure 6.2) les massifs cristallins affleurant (granite de Gezong, granite de Xuelongbao, massif de Pengguan) sont de même nature. Ceci implique que la différence d'épaisseur de croûte montrée par l'étude de Robert et al. (2009) ne s'explique pas par une origine pétrogénétiques

différentes des roches cristallines de surface, et que l'arc magmatique Néoprotérozoïque s'étend à l'Ouest de la faille de Wenchuan et du saut de Moho, ce qui est confirmé par les compositions isotopiques des granites Triassiques du Songpan Ganze, qui montrent tous une composante Marge Ouest du craton du Yangtze dans leur source (figure 5.17).

La transition de faciès enregistrée entre les sédiments Paléozoïques du bassin du Sichuan, typiques d'une plateforme continentale et ceux de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze, caractéristiques d'un milieu marin profonds (Dirks et al. 1994, Chen et Wilson 1996, Yong et al. 2006) indique que la bordure ouest du craton du Yangtze correspondait à une marge passive durant le Paléozoïque. On peut supposer que la transition entre la marge active du Néoprotérozoïque et la marge passive du Paléozoïque s'est opérée par rifting peut-être en réponse à un retrait de slab (figure 6.3 A). Une hypothèse nous permet de considérer que les magmas de l'ophiolite de San Dao Qiao se sont formés lors de l'ouverture de ce rift (chapitre 3). La marge passive présente durant le Paléozoïque (figure 6.3 B) apparaît donc superposée à l'arc magmatique accrété durant le Néoprotérozoïque. La localisation de l'ouverture du bassin océanique au niveau de la marge ouest du craton est peut être liée au fait que la lithosphère de l'arc magmatique qui la constitue était moins stable que celle du centre du craton du Yangtze, du fait des remaniements Néoprotérozoïques (convergence, mise en place de magmas, retrait de la plaque plongeante). Elle a donc pu être plus facilement affectée par l'extension que le centre du craton du Yangtze, dont la lithosphère « cratonisée » est froide et stable.

A

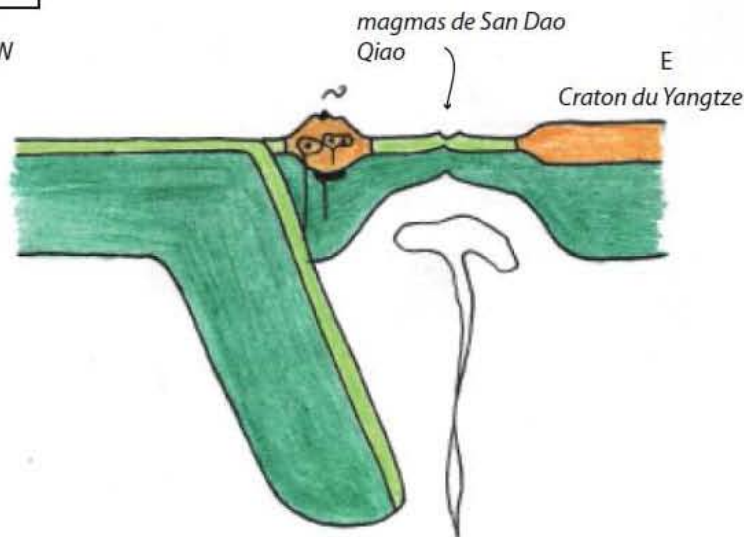
W



900-800 Ma
Marge active présentant des variations dans l'espace et le temps, avec ouverture et fermeture de bassins d'arrière-arc. Formation des massifs du Pengguan, Kangding, Gezong...

B

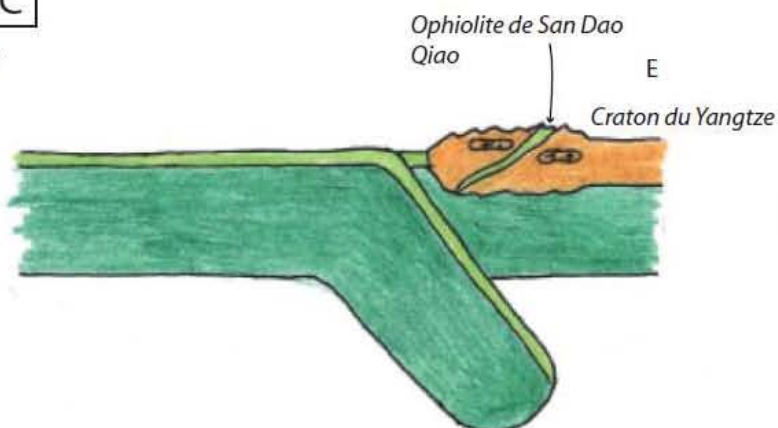
W



800-750 Ma
Retrait du slab qui provoque une remontée de manteau profond. Formation des magmas de San Dao Qiao (hypothèse 1)

C

W



750-500 Ma
Avancée du slab, fermeture du bassin marginal. Incorporation de l'ophiolite de San Dao Qiao dans la croûte (hypothèse 1).

Figure 6.3: Schémas de l'évolution de la marge active de la bordure Ouest du craton du Yangtze durant le Néoprotérozoïque, considérant la genèse des magmas de San Dao Qiao au Néoprotérozoïque.

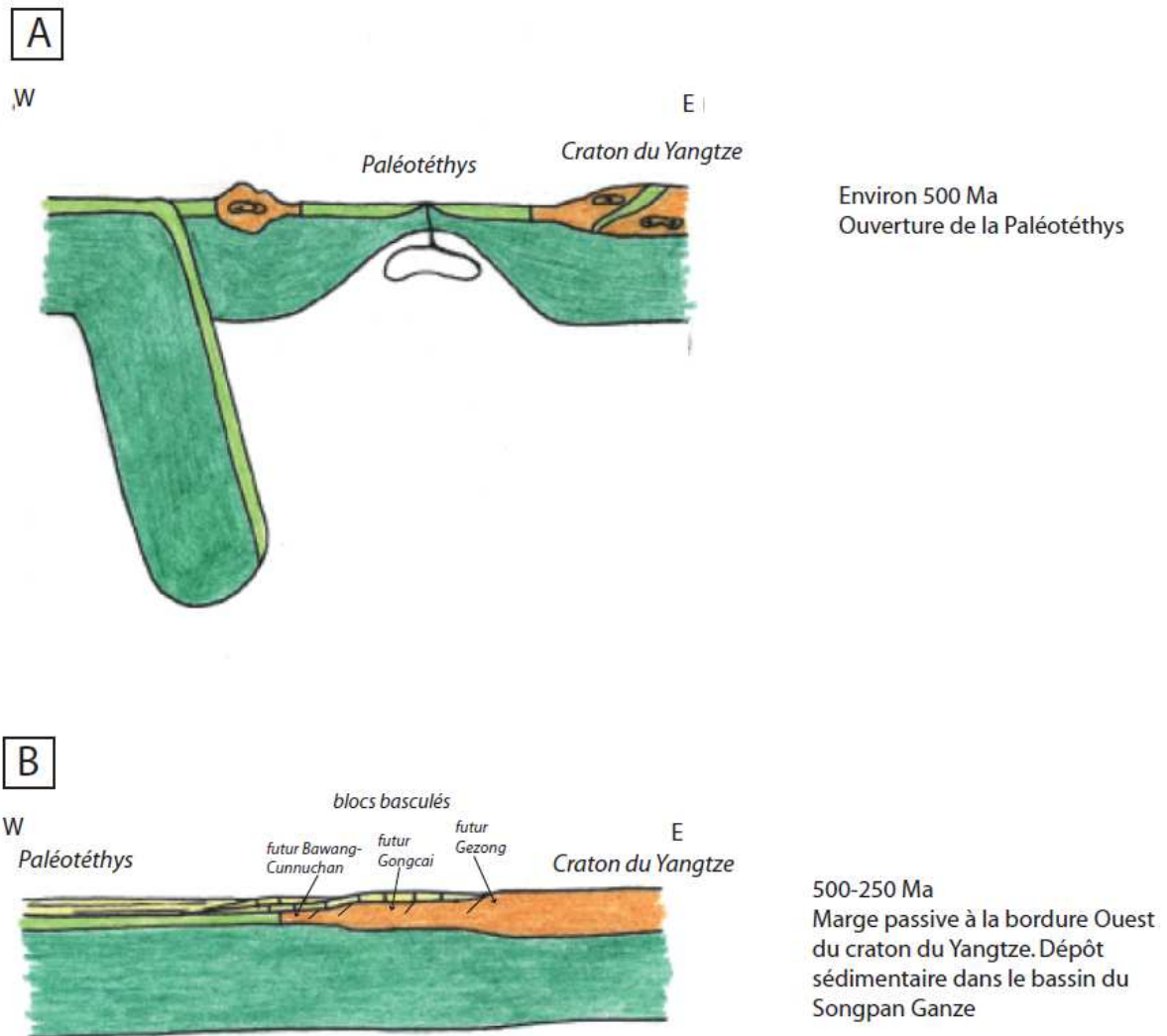


Figure 6.4 : Schémas de l'évolution de la Paléotéthys durant le Paléozoïque.

6.2. L'orogénèse Indosinienne et l'héritage de la marge passive Paléozoïque

Dans l'étude pétro-structurale du complexe métamorphique de Danba (Huang et al., 2003a, chapitre 4), nous avons décrit le style de déformation et le métamorphisme associé qui affecte seulement l'unité lithotectonique du Songpan Ganze, qui se situe à l'Ouest de la faille de Wenchuan. Ainsi, depuis le Trias, la partie à l'Ouest de la faille de Wenchuan se déforme intensément, tandis que l'Est est stable. Cela signifie que le front de déformation que constitue la chaîne des Longmen Shan (chapitre 1, Chen et Wilson, 1996, Dirks et al. 1994) existe depuis le Mésozoïque. De plus, l'étude du complexe métamorphique de

Danba nous a permis de montrer que la limite socle cristallin-couverture sédimentaire a enregistré des conditions de métamorphisme de plus en plus intense du SE vers le NW. Ainsi, dans la partie sud-est du complexe métamorphique de Danba, une écaille de socle cristallin Néoprotérozoïque affleure au cœur du massif de Gezong. Au centre du complexe métamorphique, c'est une nappe déversée développée dans le faciès des amphibolites de bas degré qui constitue le cœur du massif de Gongcai. Au nord-ouest du complexe métamorphique, le socle Néoprotérozoïque est présent sous forme partiellement fondu dans les des massifs de Bawang-Cunnuchan et Qingaling, que l'on interprète comme des cœurs partiellement fondus de plis en fourreaux. Ces dômes sont séparés d'une distance caractéristique de l'ordre de 15-20 km qui pourrait refléter l'espacement entre les blocs basculés formés lors de l'extension de la marge du craton du Yangtze accommodant l'ouverture océanique au Paléozoïque et reprise lors de l'orogénèse Indosinienne (chapitre 4, figure 4.64). Ainsi la structuration de la partie crustale de la lithosphère à la fin du Paléozoïque aurait influencé la structure du complexe métamorphique de Danba mise en place durant l'orogénèse Indosinienne : des écaïlles de socle préexistantes ont subi un différent degré de métamorphisme selon leur paléoprosfondeur (figure 6.4 B).

6.3. Double retrait de slab au Mésozoïque et influence sur la structure lithosphérique actuelle.

6.3.1. Déformation, métamorphisme et magmatisme lors de l'orogénèse Indosinienne : un modèle de convergence lithosphérique associé à un double retrait de slab.

Nous avons montré dans le chapitre 4 portant sur le complexe métamorphique de Danba et dans le chapitre 5 portant sur les plutons mis en place dans l'unité lithotectonique du Songpan Ganze que :

- L'organisation structurale, avec un déversement général des structures vers le sud-ouest et le fonctionnement de systèmes en nappes (e.g. la nappe de Gongcai) (chapitre 4) implique un cisaillement ductile du haut vers le sud-ouest, qui est probablement le prolongement en profondeur d'un grand chevauchement (figure 4.63, chapitre 4). La paragégnèse de la sillimanite se développe syn-déformation. Ce

système implique une extrusion et un métamorphisme haute température contemporains l'un de l'autre. D'après les minéraux et les âges de haute température, ce chevauchement date de la fin du Trias. Ceci est cohérent avec le contexte de convergence entre le craton Chine du Sud à l'est, le Qaidam au nord et le Quiangtang au sud qui régnait durant l'orogénèse Indosinienne (figure 6.1, Roger et al. 2008).

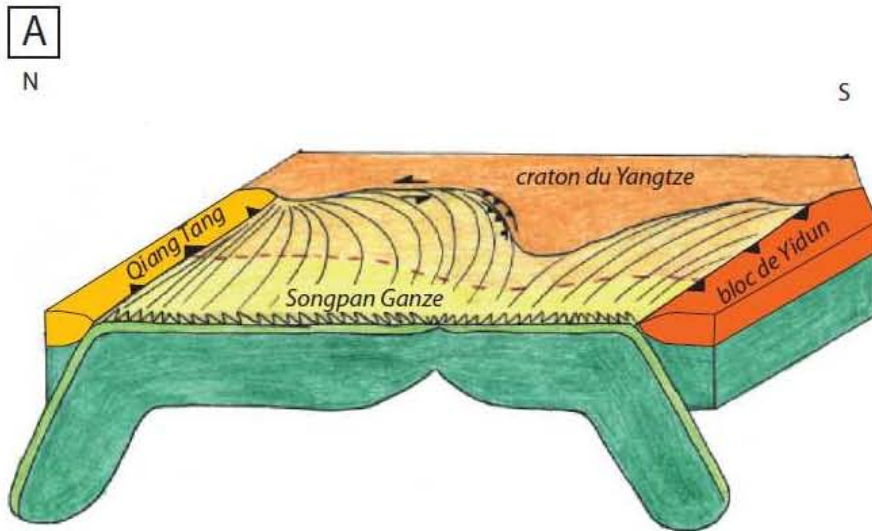
- Le métamorphisme atteignant le faciès amphibolite et la fusion partielle dans le complexe métamorphique de Danba, ainsi que les données de thermochronologie de la littérature (Huang et al. 2003b, Roger et al. 2004, Zhou et al. 2008) et celles présentées dans cette thèse (chapitre 4) indiquent que la croûte épaissie a subi un réchauffement entre 220 et 180 Ma (figure 4.65, chapitre 4).
- La position géographique des plutons de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze par rapport aux sutures d'Anymaqen au nord et Ganze-Litang au sud (figure 6.1), et les âges des granites (entre 228 et 153 Ma (Xiao et al. 2007, Roger et al. 2004)) qui se répartissent de manière à peu près symétrique par rapport au complexe métamorphique de Danba (figure 5.19, chapitre 5) nous ont permis de proposer un double retrait des parties mantelliques des plaques lithosphériques de part et d'autre de la Paléotéthys (figure 6.5). Trois types de granites sont reconnus dans ce contexte : (i) des granites calco-alcalins riches en K, qui résultent d'un mélange entre des magmas issus de la fusion du manteau, du pôle de socle cristallin et de sédiments (chapitre 5, Zhang et al. 2006, Yuan et al. 2010), (ii) des granites peralkalins, formés par cristallisation fractionnée à partir d'un liquide mantellique enrichi ou non appauvri qui implique un déchirement de slab (chapitre 4, Zhang et al. 2007), (iii) des granites peralumineux issus de la fusion partielle des métasédiments de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze (chapitre 4).

Ce faisceau d'arguments, dont le fait que le métamorphisme à Danba et la mise en place des granites soient synchrones, nous permet d'esquisser un modèle géodynamique pour l'évolution de l'est de l'unité du Songpan Ganze à la fin de l'orogénèse Indosinienne et qui est le suivant :

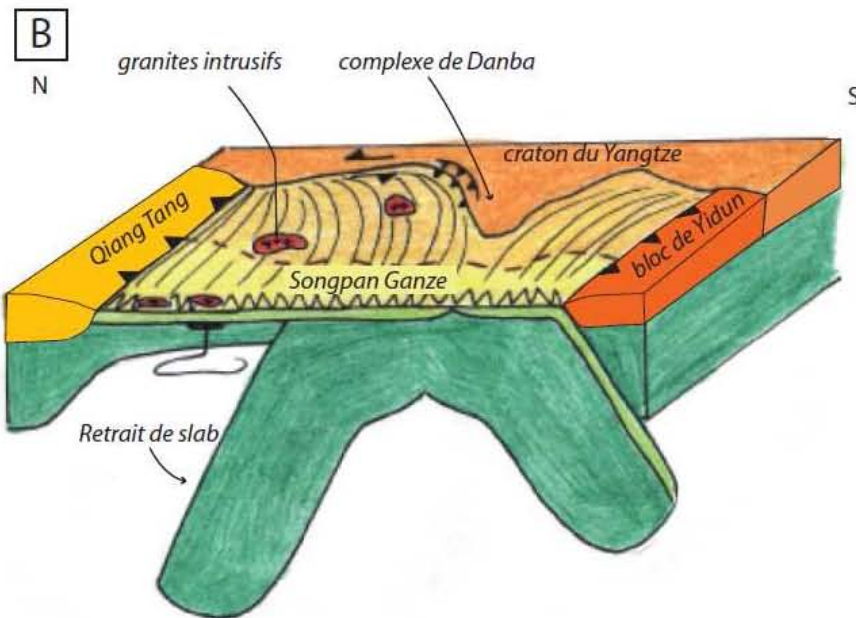
Les déformations en contexte de convergence de la partie crustale de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze et la mise en place des granites résultant du retrait de la partie mantellique de la lithosphère du Songpan Ganze évoquent un découplage

mécanique entre la croûte et le manteau dans un contexte de convergence (Vanderhaeghe et Duchêne, 2010). L'épaississement crustal est suivi d'une maturation thermique de croûte orogénique enrichie en éléments radioactifs qui se désintègrent, dans le socle cristallin et dans les sédiments turbiditiques qui sont riches en U, Th et K. Le retrait de la partie mantellique de la plaque lithosphérique supportant l'unité lithotectonique du Songpan Ganze a pour conséquence un amincissement du manteau lithosphérique de la plaque sus-jacente (figure 6.5 B) et donc une remontée du manteau asthénosphérique pour combler le déficit de matière. Cette remontée de l'asthénosphère apporte aussi de la chaleur en base de croûte, pouvant contribuer au métamorphisme enregistré dans le complexe de Danba et la fusion partielle des métasédiments.

D'autre part, la décompression du manteau asthénosphérique et le réchauffement de la partie de manteau lithosphérique aminci conduisent à leur fusion partielle. Les liquides provenant du manteau lithosphérique se mélangent avec des constituants de la croûte et forment les granites calco-alcalin riches en K dominant dans les plutons de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze. Les liquides provenant du manteau asthénosphérique non appauvri remonté en conséquence du déchirement du slab se différencient par cristallisation fractionnée lors de leur remontée dans la croûte et forment les granites de peralkalins des plutons de Nyanbaoyeche et de Rilong (chapitre 5).



250-190 Ma
 Double subduction de la Paléotéthys.
 Formation du Songpan Ganze Fold Belt durant l'orogénèse Indosinienne.
 Le long de la bordure du Yangtze, faille senestre due à la différence de déformation entre le Songpan Ganze et le craton.
 Les pointillés indiquent la limite croute continentale-croute océanique



210-190 Ma
 Retrait du slab au Nord au moins et mise en place des granites Indosiniens intrusifs dans le Songpan Ganze.
 Au niveau de la bordure du craton du Yangtze, la lithosphère se déchire à l'aplomb de la faille senestre.

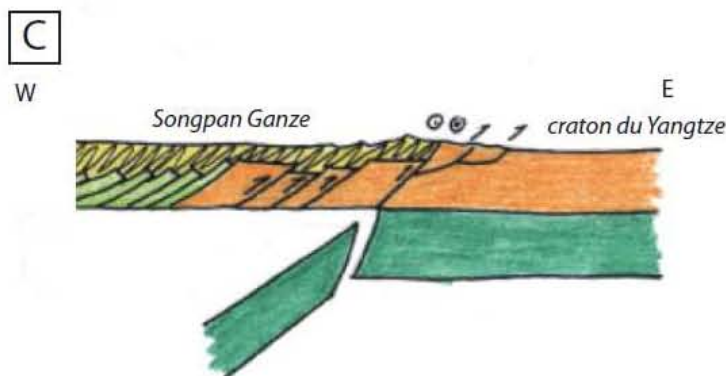


Figure 6.5 : Schémas de l'évolution de la lithosphère de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze durant le Paléozoïque supérieur et le Trias.

Au niveau de l'extrême bordure est du Songpan Ganze, à la limite entre ce dernier et le craton du Yangtze, les retraits de slab sous le Songpan Ganze ont pour conséquence un déchirement lithosphérique sous cette limite (figure 6.5 C). Après ce déchirement, la partie mantellique de la lithosphère de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze est très fine (figure 6.5 C et 6.6 A).

6.3.2. Conséquences de ce modèle pour la lithosphère de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze.

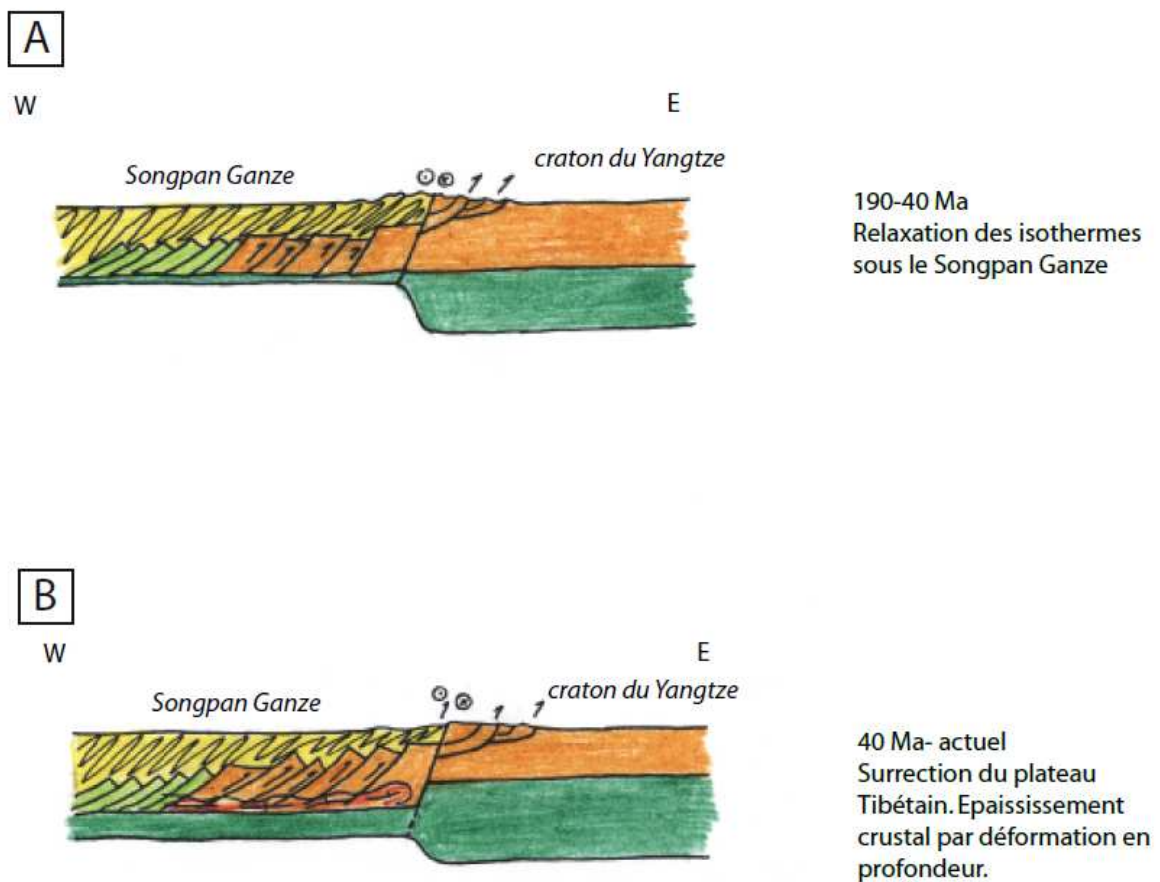


Figure 6.6 : Schémas de l'évolution de la lithosphère de l'Est de l'unité lithotectonique du Songpan Ganze du Trias supérieur à l'actuel.

Dans le cadre de ce modèle, la délamination complète de la lithosphère sous le Songpan Ganze, mais pas sous le craton du Yangtze peut expliquer l'accolement au niveau de la bordure est du plateau Tibétain d'une lithosphère « cratonisée » constituée d'une croute

6.4. Réactivation tectonique et métamorphique au Cénozoïque

La compilation des données de thermochronologie de la littérature (Huang et al. 2003b, Roger et al. 2004, Zhou et al. 2008, Wallis et al. 2003) et de cette étude indique une recristallisation de minéraux au début du Cénozoïque dans le complexe métamorphique de Danba (figure 4.65, chapitre 4). En effet, les âges obtenus sur mica blanc sont plus jeunes que ceux obtenus sur biotite, alors que les températures de fermeture de ces minéraux sont respectivement 350°C et 250°C. Le complexe métamorphique de Danba a donc vraisemblablement subi un évènement métamorphique de plus faible ampleur que celui de l'Indosinien au début du Cénozoïque (70 Ma environ), mais suffisant pour affecter les âges Ar. Cet évènement pourrait être lié à l'orogénèse Himalayenne. Ainsi, si la bordure est du plateau actuel a été réactivée d'un point de vue métamorphique au début de la collision Inde-Asie, cela implique une propagation des déformations himalayennes jusqu'à la bordure est dès le début de la collision.

6.5 Références

Chen F. S and Wilson C. J. L, 1996 . Emplacement of the Longmen Shan Thrust-Nappe Belt along the eastern margin of Tibetan Plateau. *Journal of structural geology*, vol 18, N° 4, pp 413-430

Dirks P.H.G.M., Wilson C.J.L., Chen S.F., Luo Z.L., Liu S.G., 1994. Tectonic evolution of the NE margin of Qinghai-Tibet Plateau : evidences from the central Longmen Mountains, Sichuan province, China. *Journal of eastern Earthsciences*, 9, 181-192.

Huang M.H., Buick I.S., Hou L.W, 2003a. Tectonometamorphic evolution of the Eastern Tibet plateau : evidence from the Central Songpan-Garze orogenic belt, Western China. *Journal of Petrology*, 44 (2), 255-278.

Huang M., Maas R., Buick I.S., Williams I.S., 2003b. Crustal response to continental collisions between the Tibet, Indian, South China and North China blocks : geochronological constraints from the Songpan-Garze orogenic Belt, western China. *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 223-240

Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J., 1999. The breakup of Rodinia : did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth and Planetary Science Letters* 173, 171-181.

Li X-H, Li Z-X, Zhou H., Liu Y., Kinny P.D., 2002. U-Pb zircon geochronology and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China : implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Research*, 113, 135-154.

Li X., Li Z., Zhou H., Liu Y., Liang X., Li W., 2003a. SHRIMP U-Pb zircon age, geochemistry and Nd isotope of the Guandaoshan pluton in SW Sichuan : Petrogenesis and tectonic significance. *Science in China (serie D)*, 46 supp, 73-83.

Li X-H, Li Z-X, Ge W., Zhou H., Li W., Liu Y., Wingate M.T.D., 2003b. Neoproterozoic granitoids in South China : crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? *Precambrian Research*, 122, 45-83.

Li Z-X, Li X-H, Kinny P.D., Wang J., Zhang S., Zhou H., 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze craton, South China and correlations with other continents : evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Research*, 122, 85-109.

Li X. H., Li Z-X, Sinclair J. A., Li W-X, Carter G. 2006. Revisiting the “Yanbian Terrane” : Implications for Neoproterozoic tectonic evolution of the western Yangtze Block, South China. *Precambrian Research*, 151, 14-30.

Li Y.F., Lai S.C., Qin J.F., Liu X., Wang J., 2007. Geochemical characteristics of Bikou volcanic group and Sr-Nd-Pb isotopic composition : evidence for breakup event in the

north margin of Yangtze plate, Jining area. *Science in China Series D : Earth Sciences*, 50, supp II, 339-350.

Owens, T.J., Zandt, G. , 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution. *Nature*, 387, 6628, 37-43

Poupinet G., Shapiro N.M., 2009. Worldwide distribution of ages of the continental lithosphere derived from a global seismic tomographic model, **Lithos**, 109, 125–130.

Qiu Y.M., Gao S., McNaughton N.J., Groves D.I., Ling W., 2000. First evidence of >3.2 Ga continental crust in the Yangtze craton of south China and its implications for Archean crustal evolution and Phanerozoic tectonics. *Geology*, 28 (1), 11-14.

Robert A., Zhu J., Vergne J., Cattin R., Chan L.S, Wittlinger G., Herquel G., Sigoyer J, Pubellier M., Zhu L.D., 2009. Crustal structures in the area of the 2008 Sichuan earthquake from seismologic and gravimetric data. Doi:10.1016/j.tecto.2009.11.010.

Robert, A., Pubellier, M., de Sigoyer, J., Vergne, J., Lahfid, A., Cattin, R., Findling, N., Zhu, J., 2010. Structural and thermal characters of the Longmen Shan (Sichuan, China). *Tectonophysics*, 491, 1-4: 165-173

Roger F., Malavieille J., Leloup Ph. H., Calassou S., Xu Z., 2004. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Garze Fold Belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 22, pp 465-481

Roger F., Jolivet M., Malavieille J., 2008. Tectonic evolution of the Triassic fold belts of Tibet. *C.R. Geosciences*, 340, 180-189.

Vanderhaeghe O. and Duchene S., 2010. Crustal-scale mass transfer, geotherm and topography at convergent boundaries. *Terra Nova*, doi: 10.1111/j.1365-3121.2010.00952.x

Wallis S., Tsujimori T., Aoya M., Kawakami T., Terada K., Suzuki K., Hyodo H., 2003. Cenozoic and Mesozoic metamorphism in the Longmen Shan orogen : implications for geodynamic models of eastern Tibet. *Geology*, 31-9, 745-748.

Xiao L., Zhang H. F., Clemens J.D., Wang Q. W., Kan Z. Z., Wang K. M., Ni P. Z., Liu X. M. 2007. Late triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau : geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution. *Lithos* 96, pp 436-452

Yan D.P., Zhou M.F., Wei G.Q, Gao J.F., Liu S.F., Xu P., Shi X.Y., 2008. The Pengguan tectonic dome of Longmen Mountains, Sichuan Province : Mesozoic denudation of a Neoproterozoic magmatic arc-basin system. *Science in China Series D : Earth Sciences*, 5(11), 1545-1559.

Yong L., Rongjun Z., Densmore A. L., Wilson C. J. L., Ellis M. A. 2006. *The geology of the Eastern Margin of the Qinghai-Tibet Plateau*. Beijing : Geological Publishing House

Yuan, C., Zhou, M.-F. , Sun, M. , Zhao, Y. , Wilde, S. , Long, X. , Yan, D., 2010. Triassic granitoids in the eastern Songpan Garze Fold Belt, SW China: Magmatic response to geodynamics of the deep lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 290, Issue 3-4, 20 February 2010, Pages 481-492

Zhang H. F., Zhang L., Harris N., Jin L. L., Yuan H., 2006. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau : constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement. *Contribution mineral petrology*, 152, pp 75-88

Zhang H. F., Parrish R., Zhang L., Xu W. C., Yuan H. L., Gao S, Crowley Q. G., 2007. A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau : Implication for lithospheric delamination. *Lithos* 97, pp 323-335.

Zheng Y-F., Wu R-X., Wu Y-B., Zhang S-B., Yuan H., Wu F-Y., 2008. Rift melting of juvenile arc-derived crust : Geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan Orogen, South China. *Precambrian Research*, 163, 351-383.

Zhou M-F, Yan D-P, Kennedy A.K., Li Y., Ding J., 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 51-67.

Zhou M-F, Ma Y, Yan D-P, Xia X., Zhao J-H., Sun M., 2006a. The Yanbian Terrane (Southern Sichuan Province, SW China) : A Neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze Block. *Precambrian Research*, 144, 19-38.

Zhou M. F., Yan D. P., Wang C. L., Qi L., Kennedy A., 2006b. Subduction related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China) : Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China. *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 271-285

Zhou M-F., Yan D-P., Vasconcelos P.M., Li J-W., Hu R-Z., 2008. Structural and geochronological constraints on the tectono-thermal evolution of the Danba domal terrane, eastern margin of the Tibetan plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33, 414-427.

Zhu W-G., Zhong H., Li X-H., Deng H-L., He D-H, Wu K-W., Bai Z-J., 2008. SHRIMP zircon U-Pb geochronology, elemental, and Nd isotopic geochemistry of the Neoproterozoic mafic dykes in the Yanbian area, SW China.

Chapitre 7 :

Conclusion générale et perspectives

7.1 Conclusion

Ce travail a apporté de nouvelles données structurales, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques participant à une meilleure connaissance de l'évolution géodynamique de l'Est de l'Asie depuis la formation de la marge Ouest du craton du Yangtze au Néoprotérozoïque jusqu'au développement du plateau du Tibet au cours du Cénozoïque. Ces données contribuent également à la réflexion sur thèmes qui occupent plus généralement les Géosciences comme :

- La déconvolution de l'enregistrement structural et pétrologique des roches métamorphiques d'un domaine polyorogénique et la relation entre cet enregistrement et l'évolution thermomécanique d'un segment de croûte orogénique.
- La signification des signatures pétrologiques et géochimiques des granitoïdes en termes de source et d'impact des processus magmatiques (fusion partielle, cristallisation fractionnée, mélanges) dans un contexte de découplage mécanique entre croûte et manteau.
- L'impact de l'héritage structural, lithologique et thermique dans l'évolution géodynamique d'une zone de convergence de plaques à partir de l'analyse de l'influence de l'héritage Néoprotérozoïque sur l'évolution de l'Est de l'Asie au cours des orogénèses Indosinienne et Himalayenne, et de l'influence de l'héritage de l'orogénèse Indosinienne sur l'orogénèse Himalayenne.
- La contribution relative de la fraction magmatique juvénile, de la remobilisation de croûte continentale par déformation et par érosion/accrétion, et du recyclage dans la formation d'un prisme d'accrétion orogénique.

Le fil rouge de ce travail était de rechercher les causes possibles à la différence de rhéologie observée entre le craton du Yangtze et l'Est du plateau Tibétain dans l'histoire géodynamique de la zone.

Nous avons montré que :

- Durant le Néoprotérozoïque, la bordure Ouest du craton du Yangtze était une marge active avec ouverture de bassin marginaux liée à la remontée d'un manteau

profond, probablement en lien un retrait ou une rupture de slab, qui va déstabiliser le manteau profond.

- Durant le Paléozoïque, une marge passive s'est superposée à l'ancienne marge active, et le bassin du Songpan Ganze s'est rempli de turbidites.
- Pendant l'orogénèse Indosinienne, qui s'est déroulée entre la fin du Trias et le début du Jurassique, la déformation des turbidites, le métamorphisme du complexe de Danba, et la mise en place des plutons granitoïdiques dans l'unité lithotectonique du Songpan Ganze sont liés à un découplage mécanique entre la partie mantellique et la partie crustale de la lithosphère, qui provoque d'une part la remontée de manteau asthénosphérique et d'autre part un déchirement de slab le long de la bordure du craton.
- La délamination complète du manteau lithosphérique sous le Songpan Ganze implique que cette unité lithotectonique possède actuellement un manteau lithosphérique peu épais et peu mature, ce qui lui permet d'être très différent rhéologiquement du craton du Yangtze. Cela explique qu'à cette bordure, on observe un saut de Moho abrupt (Robert et al. 2010) et non une flexure comme sous l'Himalaya.

L'étude des différents cycles orogéniques qui ont affecté la marge du craton du Yangtze nous montre que la compréhension de la structure actuelle est possiblement fortement influencée par les événements géodynamiques antérieurs. Il est donc important pour résoudre certains problèmes d'avoir une vision à long terme et synthétique de l'évolution géodynamique dans les zones polyorogéniques.

7.2. Perspectives

Les signatures chimiques et isotopiques des magmas qui affleurent le long de la bordure Ouest du craton du Yangtze ne sont pas homogènes, comme nous l'avons vu dans le chapitre 2. Il serait intéressant d'étudier l'évolution chimique de la composition du manteau dans les zones de subduction complexes, afin de mieux comprendre les processus et évaluer les limites de validité du modèle de manteau appauvri.

Le contexte de formation des magmas de l'ophiolite de San Dao Qiao n'a pas été élucidé. Deux hypothèses sont proposées : (i) genèse des magmas dans un bassin d'arrière arc lors du fonctionnement de la zone de subduction le long de la bordure ouest du craton du Yangtze au Néoprotérozoïque, (ii) genèse des magmas dans un contexte de rifting actif menant à l'ouverture de la Paléotéthys. Il faudra apporter des arguments géochronologiques sur cette structure et pousser le travail de terrain pour mieux comprendre la relation entre cette ophiolite et les sédiments, et sa signification en tant qu'élément du socle de Songpan Ganze.

L'étude thermochronologique des métasédiments du complexe de Danba révèle la présence d'un événement métamorphique impliquant la diffusion de l'Ar par recristallisation de mica au début du Cénozoïque. Les micas recristallisés sont associés à des bandes de cisaillement. Ainsi, il semble que le complexe métamorphique de Danba ait été réactivé d'un point de vue métamorphique et tectonique. Cette réactivation pourrait être liée à l'orogénèse Himalayenne. Une étude systématique des âges associés aux différentes structures et minéraux semble indispensable pour comprendre correctement l'histoire anté collision Inde-Asie de la zone.

L'étude de la chimie des granites du Songpan Ganze montre la coexistence de magmas présentant des signatures variées, malgré un âge similaire. L'étude des sources est rendue difficile par la superposition de plusieurs histoires magmatiques, mais il semble que l'étude détaillée, associée à une modélisation chimique pluton par pluton pourrait apporter des éléments de compréhension supplémentaires.

Enfin, ce travail a permis de formuler une hypothèse de délamination complète du manteau lithosphérique pouvant expliquer le saut de Moho observé à la bordure Est du plateau tibétain. Il faudrait maintenant que des études géophysiques puissent détailler plus avant les structures à l'échelle lithosphérique sous le Tibet, comme l'ont fait il y a une dizaine d'années Owens et Zandt (1997). Il pourrait aussi être intéressant de modéliser l'évolution thermique et chimique de la lithosphère dans le cadre de cette hypothèse.

7.3. Références

Robert A., Zhu J., Vergne J., Cattin R., Chan L.S, Wittlinger G., Herquel G., Sigoyer J, Pubellier M., Zhu L.D., 2009. Crustal structures in the area of the 2008 Sichuan earthquake from seismologic and gravimetric data. Doi:10.1016/j.tecto.2009.11.010.

Owens, T.J., Zandt, G. , 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution. *Nature*, 387, 6628, 37-43

Annexes :

Méthodes

a.1. Pétrologie :

a.1.1. Microscopie électronique à balayage et microsonde électronique :

Après l'étude préliminaire des quelques 200 lames minces confectionnées à partir des échantillons ramenés des deux missions de terrain (octobre-novembre 2007 et mai-juin 2009), les lames les plus pertinentes ont été sélectionnées et étudiées au microscope électronique à balayage et à la microsonde électronique.

a.1.1.1. Principe de la méthode :

Les méthodes d'études utilisant les interactions électrons-matière permettent d'avoir accès à la fois à des observations à très fort grossissement, la longueur d'onde des électrons étant plus petite que celle des photons, et à des analyses de la composition chimique de l'échantillon. En effet, le bombardement de l'échantillon par un faisceau d'électrons primaires a plusieurs conséquences. D'abord, certains électrons sont réfléchis. Ce sont des électrons rétrodiffusés. Ils indiquent la perte d'énergie du faisceau incident et forment une image dont le contraste est plus ou moins marqué selon la chimie de surface de l'échantillon. D'autres électrons peuvent pénétrer dans l'échantillon et interagir avec les atomes qu'ils rencontrent. Ces électrons peuvent être transmis élastiquement, c'est-à-dire sans perte d'énergie cinétique. Ils peuvent aussi perdre de l'énergie, par transfert vers les électrons des atomes de l'échantillon qui sont alors excités. Lorsqu'un atome est excité, principalement par la perte d'un de ces électrons de cœur (ionisation ou élévation de son niveau d'énergie), il revient à un état stable (ionisé ou non) en réarrangeant ses électrons périphériques et en libérant l'excès d'énergie sous forme de rayons X. Ces rayons X sont spécifiques de l'atome qui les a émis et ainsi l'analyse du spectre X d'un point sur l'échantillon donne une information sur la composition chimique de ce point. Dans le cas où la perte d'électrons se fait dans les couches externes, l'énergie libérée est plus faible et émet dans les longueurs d'onde du visible (étude de la cathodoluminescence). Ceci se produit généralement sur les atomes des éléments lourds et présents en traces dans l'échantillon (Terres rares, actinides). De

plus, dans le cas d'une ionisation, l'électron éjecté, appelé électron secondaire, peut être utilisé pour former une image dont le contraste sera topographique (figure A.1).

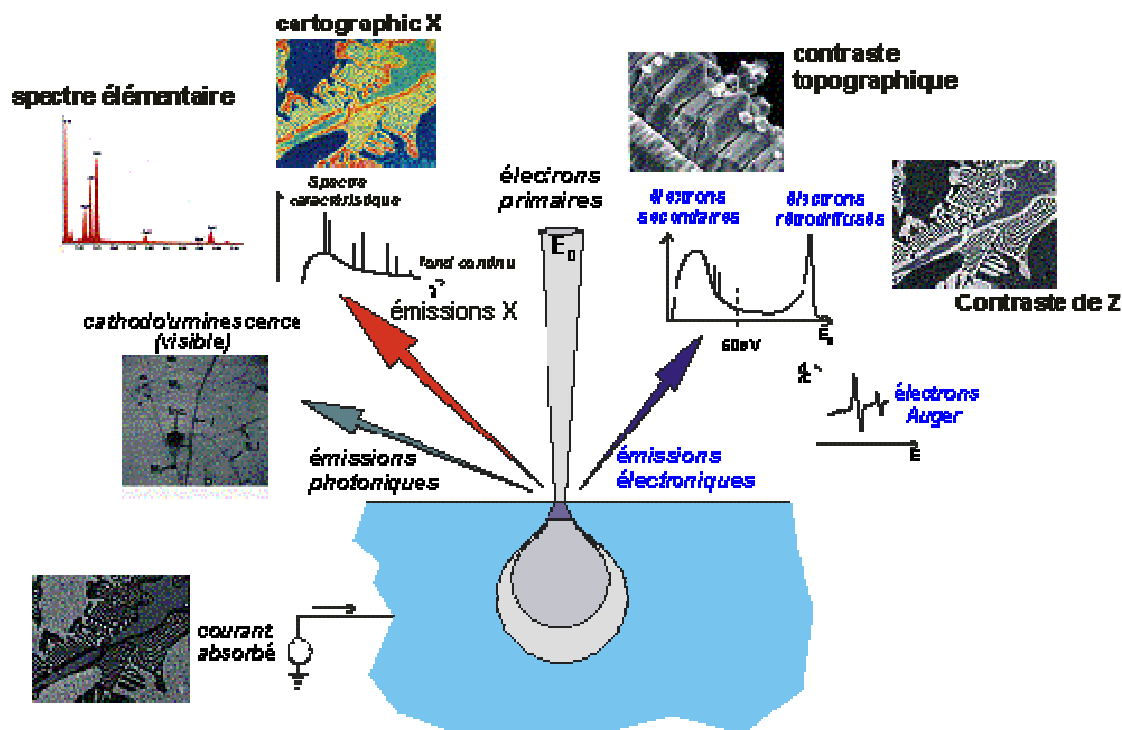


Figure a.1 : les interactions électrons matière (<http://mr.gnmeba.free.fr/tutorial/interactions.htm>).

Les échantillons analysés par des techniques utilisant les interactions électrons-matière sont préalablement métallisés pour permettre une meilleure conductivité et évacuation des électrons. Pour l'étude des compositions en éléments majeurs des minéraux, les lames sont métallisées au carbone, ce qui permet d'avoir une bonne lisibilité au MEB et de bonnes analyses à la microsonde. La métallisation se fait sous vide, grâce à une pointe de carbone portée à incandescence via un arc électrique, ce qui arrache des particules de carbone qui se déposent en couche nanométrique sur toute la surface de l'échantillon. Le contact avec la platine est assuré par une goutte de laque d'argent.

a.1.1.2. Microscope électronique à balayage :

Le microscope électronique à balayage (MEB) est un outil d'analyse qui permet l'étude de la surface d'un échantillon, et son observation à des grossissements très grands (jusqu'à 300 000 fois). En pratique, l'échantillon est bombardé par un faisceau d'électrons émis par une cathode à filament (W ou LaB₆) en utilisant l'effet thermoélectrique. Les électrons, émis dans toutes les directions, sont rassemblés en un faisceau dans le cylindre de Wehnelt en appliquant sur les parois de ce cylindre un potentiel plus négatif que la cathode. Les électrons sont alors repoussés au centre puis accélérés en fonction de la différence de potentiel entre le cylindre et l'anode. Avant d'atteindre la surface de l'échantillon, les électrons sont focalisés grâce à des lentilles électromagnétiques en un faisceau plus fin (environ 1 μm)(figure a.2).

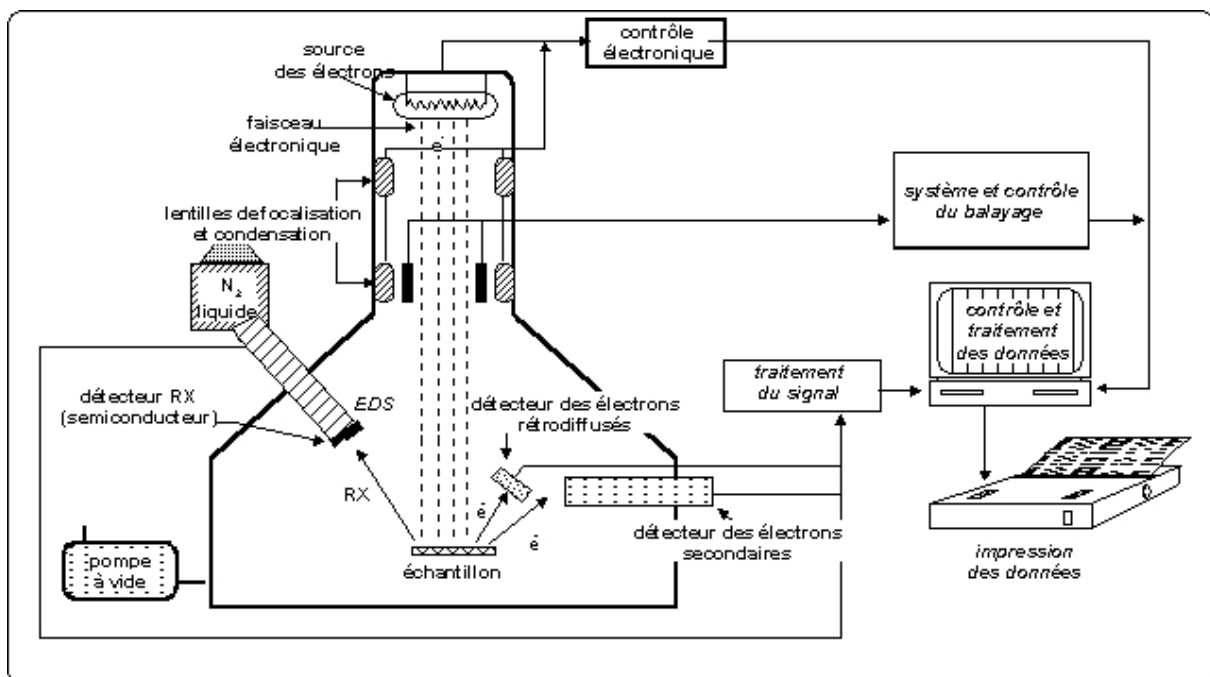


Figure a.2. : fonctionnement du MEB (http://www.lrmh.fr/lrmh/images/meb_schema.jpg)

En atteignant la surface, les diverses interactions électrons-matière décrites se réalisent. Les électrons secondaires et rétrodiffusés permettent de souligner respectivement un contraste chimique et topographique de la lame. Les électrons et les rayons X réémis par l'échantillon sont captés par des détecteurs grâce à des systèmes de réflexion/diffraction

et la reconnaissance de l'élément se fait en fonction du nombre d'électrons et de rayons X de longueur d'onde caractéristique qui percutent les détecteurs. Toutes les énergies sont analysées en même temps et donnent une évaluation qualitative de la minéralogie de l'échantillon. On obtient un spectre, caractéristique du minéral analysé.

Nous avons utilisé le microscope électronique à balayage Philips XL30 en mode cathodoluminescence, au Service Commun de Microscopie Electronique et Microanalyse (SCMEM) de l'université Henri Poincaré, Nancy Université, pour observer la structure interne des zircons que nous avons datés. Ceci nous permet de déterminer s'ils possèdent des surcroissances et cœur hérités, et de mieux comprendre la signification des âges U-Pb obtenus par la suite.

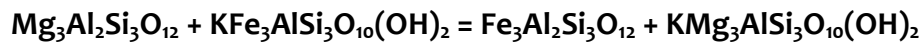
a.1.1.3. Microsonde électronique :

La microsonde est un outil d'analyse qui utilise comme le MEB le principe des interactions électrons-matière, mais contrairement au MEB, elle permet d'obtenir des résultats quantitatifs quant à la composition chimique de l'échantillon à partir de l'analyse des rayons X émis par l'échantillon en réponse au bombardement électronique. Pour cela, il faut, après estimation des éléments constitutifs de l'échantillon par un MEB, étalonner la sonde à l'aide de minéraux purs dont la composition est connue afin de calibrer les détecteurs sur la bonne longueur d'onde. En effet, contrairement au MEB qui enregistre toutes les informations au même moment, les détecteurs de la sonde sont spécifiquement calés sur un élément précis : Mg, Fe, S, Si, Ca, Na, Cr, Ni, Mn, Al, Ti ou K, et ces divers éléments sont analysés successivement par des spectromètres distincts. La lame à étudier doit être polie afin d'éviter toute remobilisation des rayons X par la topographie de l'échantillon lui-même. Le reste du principe de l'analyse se fait par l'interaction d'un faisceau d'électrons avec la matière comme pour le MEB.

Nous avons utilisé la microsonde électronique pour déterminer la composition chimique des minéraux des échantillons métamorphiques, et en déduire les conditions de pression et de température de formation de ces minéraux. Nous avons effectué les analyses au service de microanalyses CAMPARIS de Jussieu (Université Pierre et Marie Curie, Paris), sur les microsondes CAMECA SX 100 et CAMECA SX50.

a.1.2. Thermobarométrie :

L'étude du métamorphisme, c'est-à-dire des transformations minéralogiques d'une roche à l'état solide, comporte plusieurs aspects. D'une part, il s'agit de déterminer les assemblages minéralogiques caractéristiques d'un ensemble d'échantillons, pour déterminer les réactions qui peuvent se produire dans un système de chimie constante (à l'eau et le CO₂ près) au cours des variations de conditions de pression et température. D'autre part, dans un échantillon de roche dont les minéraux sont en équilibre stable ou métastable (équilibre déterminé par des indices texturaux), on peut, en utilisant les équations de la thermochimie, déterminer la température et la pression d'équilibre. Ceci est réalisé en utilisant la composition chimique des minéraux en équilibre. C'est l'objet de la thermobarométrie. Un exemple classique est celui du thermomètre grenat-biotite décrit et calibré par Ferry et Spear en 1978. Les auteurs ont étudié expérimentalement la relation entre les échanges fer-magnésium entre le grenat et la biotite à l'équilibre et la température. L'équation chimique qui traduit ces échanges fer-magnésium est :



Pyrope + annite = almandin + phlogopite

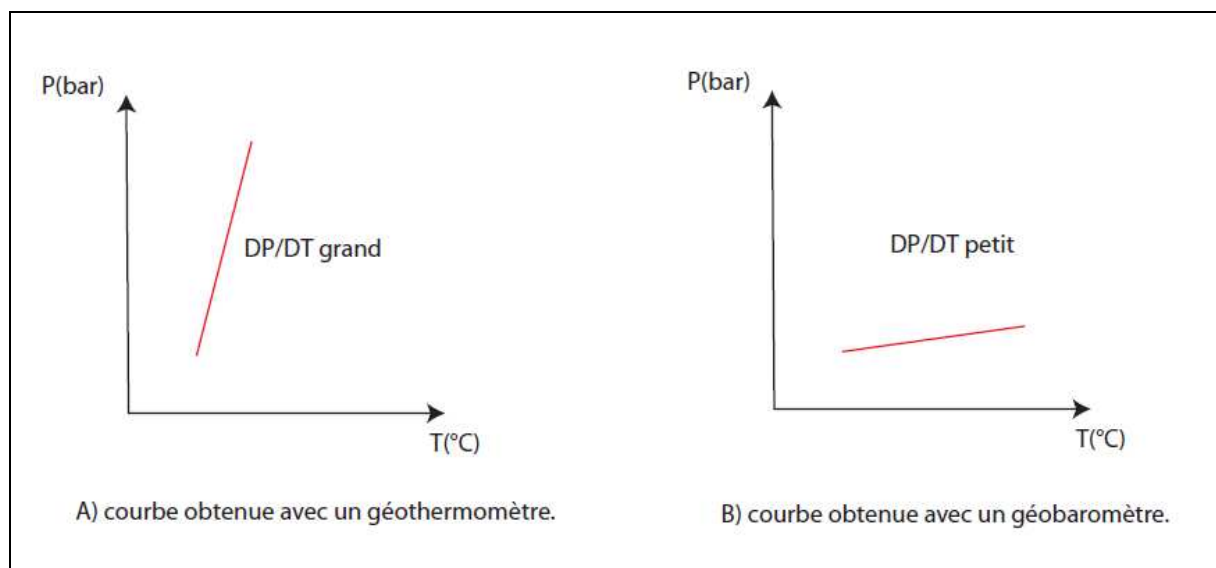


Figure a.3 : exemple théorique de géothermomètre (A) et de géobaromètre (B)

Ces calculs peuvent se faire à la main, en utilisant les calibrations publiées (thermobarométrie classique), mais il existe aussi des logiciels, comme TWEEQ (Berman, 1991, 1988; 1990) ou THERMOCALC (Powell & Holland, 1988 ; Holland & Powell, 1998), qui permettent de calculer des multi-équilibres facilement à partir de bases de données thermodynamiques. Les logiciels THERMOCALC (Powell & Holland, 1988 ; Holland & Powell, 1998), Perple_X (Connolly 1990, 2005, 2009) ou Domino-Theriak (De Capitani 1987) permettent de modéliser les assemblages minéralogiques à l'équilibre par minimisation d'énergie pour une gamme de pression et température données et pour une composition de roche totale fixée. On parle de pseudosection (figure a.5). La pression et la température peuvent être déterminées en localisant sur la section l'assemblage effectivement observé et en confrontant la composition chimique réelle des minéraux avec celle qu'ils ont dans le cadre du modèle. Dans cette thèse, nous avons utilisé la méthode des pseudosections pour remonter aux conditions de métamorphisme qu'on subit les échantillons du complexe métamorphique de Danba.

L'utilisation des méthodes de thermobarométrie nécessite au préalable une étude précise des relations entre les minéraux et entre les paragenèses, ainsi qu'une étude à la microsonde électronique afin de déterminer la composition chimique des minéraux et donc quels éléments sont susceptibles de s'échanger au cours des réactions métamorphiques. Ces méthodes utilisent des bases de données thermodynamiques. Lors de l'utilisation des logiciels, il faut faire attention à ce que les données thermodynamiques soient cohérentes entre elles, sous peine d'arriver à des résultats contradictoires. Il est important aussi de choisir un système chimique qui permet de rendre compte des réactions métamorphiques possibles dans l'échantillon, en négligeant par fois certains éléments mineurs dans la composition globale de l'échantillon.

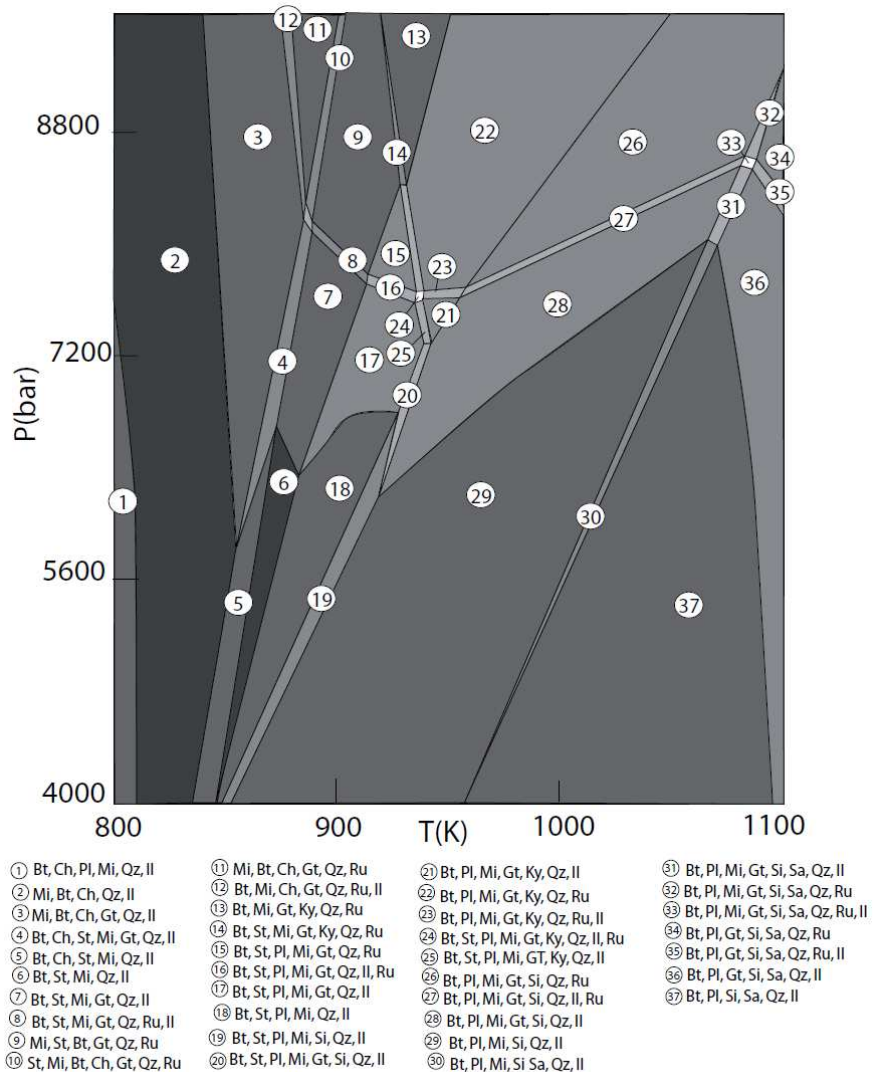


Figure a.5 : Exemple de pseudosection obtenue avec le logiciel *Perple_X* (Connolly 1990, 2005, 2009)

a.2. Géochimie :

a.2.1 Principes

a.2.1.1. Eléments majeurs et traces

Les compositions élémentaires et isotopiques des roches sont déterminées en utilisant la spectrométrie de masse. Les concentrations en éléments majeurs et traces de nos échantillons ont été déterminées au Service d'Analyse des Roches et Minéraux du Centre de Recherche Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, selon la méthode décrite dans Carignan et al. (2001). Les concentrations des majeurs sont déterminées en utilisant la

technique de Spectrométrie d'Emission Optique Couplé à Plasma Inductif (ICP-OES). Le principe de la mesure est basé sur la nébulisation puis l'ionisation de l'échantillon liquide dans un plasma d'argon. Les atomes de l'échantillon sont excités à un niveau énergétique supérieur. Le retour à l'état stable est accompagné de l'émission d'une série d'ondes électromagnétiques dans la gamme du spectre visible/UV caractéristique de chaque élément. Les différentes longueurs d'ondes sont séparées par un spectromètre. L'intensité de la radiation est proportionnelle à la concentration de l'élément. Les concentrations des éléments traces sont déterminées par Spectrométrie de Masse Couplée à Plasma Inductif (ICP-MS). Dans ce cas, il s'agit d'abord d'ioniser les éléments. L'ionisation se fait là encore à l'aide d'un plasma d'Ar. Les ions formés passent alors dans un champ magnétique qui les sépare selon leur masse et leur charge.

a.2.1.2. Isotopes

Les compositions isotopiques sont aussi déterminées par spectrométrie de masse. Cependant, dans ce cas, on analyse les différents isotopes d'un seul élément. Cela implique une préparation préalable de l'échantillon. Cette préparation consiste à « spiker » l'échantillon, puis à en extraire les éléments d'intérêt. L'ajout à une masse précise et connue d'un « spike », c'est-à-dire une solution de l'élément étudié dont la composition isotopique est connue et différente de la composition isotopique naturelle de l'élément permet de déterminer la concentration de l'élément dans l'échantillon par dilution isotopique. L'équation de la dilution isotopique qui permet de calculer l'abondance d'un isotope b d'un élément X dans un échantillon est la suivante:

$$[{}^b X]_{ech} = [{}^a X]_s \times \frac{P_s}{P_{ech}} \times \frac{\left[1 - \left(\frac{{}^a X}{{}^b X} \right)_{mel} \times \left(\frac{{}^b X}{{}^a X} \right)_s \right]}{\left[\left(\frac{{}^a X}{{}^b X} \right)_{mel} - \left(\frac{{}^a X}{{}^b X} \right)_{ech} \right]}$$

Où a, b = deux isotopes d'un même élément, a = isotope enrichi dans le spike = isotope traceur, b = isotope majoritaire dans l'échantillon, ${}^a X$; ${}^b X$ = isotopes a et b de l'élément X, [] = concentration, (-)_{mel} = rapport isotopique mesuré par spectrométrie, P = poids, C = concentration, ech = de l'échantillon, s = du spike, mel = du mélange

Pour calculer la concentration totale de l'élément dans l'échantillon, on additionne les concentrations de chaque isotope existant pour l'élément X. Pour cela, il faut connaître les rapports isotopiques de l'échantillon mesuré par le spectromètre de masse. On obtient:

$$[X_{tot}] = [{}^b X] + \sum_{i \rightarrow n} [{}^i X]$$

$$[{}^i X] = [{}^b X] \times \left(\frac{{}^i X}{{}^b X} \right)_{ech}$$

Où n est le nombre d'isotopes de l'élément X

Un certains nombres de facteurs amènent de l'incertitude dans la concentration obtenue par dilution isotopique. Une incertitude globale est liée aux incertitudes sur le poids de l'échantillon, sur celui du spike, sur les caractéristiques (concentrations et pureté) du spike, sur les erreurs statistiques des rapports isotopiques mesurés, et sur la qualité de la dilution elle-même. Cette dernière incertitude correspond à un facteur d'amplification de l'erreur lié au dosage que l'on opère lors de la dilution. La figure a.6 montre une courbe qui représente l'erreur produite sur la mesure de la concentration en fonction du rapport isotopique du mélange échantillon-spike que l'on mesure. Si l'on ajoute trop (sur-spikage) ou pas assez (sous-spikage) de spike, on se retrouve respectivement près des limites B et A de la courbe où l'amplification de l'erreur est maximale, car le rapport mesuré rejoint soit celui du spike, soit celui de l'échantillon. Il faut donc ajouter une quantité de spike qui amène le rapport isotopique du mélange échantillon-spike le plus près possible d'une valeur optimale, que l'on détermine par:

$$M_{optimal} \approx \sqrt{R_e \times R_s}$$

Où $R = {}^a X / {}^b X$, e = de l'échantillon, s = du spike

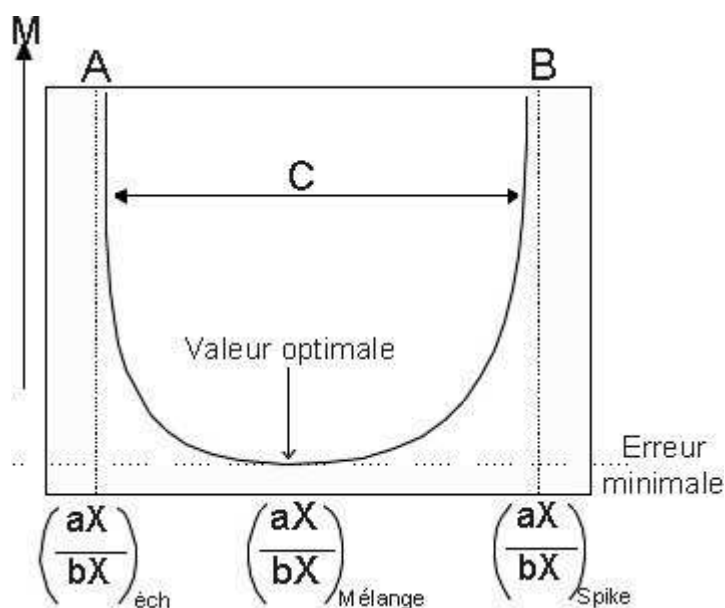


Figure a.6 : Courbe d'amplification de l'erreur sur la mesure d'une concentration par dilution isotopique. Cette courbe est calculée d'après l'équation de Webster (1960) :

$M = -(A-B) \left(\frac{C}{[(C-A)(B-C)]} \right)$ où $A = \left(\frac{aX}{bX} \right)$ échantillon, $B = \left(\frac{aX}{bX} \right)$ Spike, $C = \left(\frac{aX}{bX} \right)$ mélange, $a =$ isotope traceur du spike; $b =$ isotope majoritaire de l'échantillon

Une fois la quantité de spike et d'échantillon optimale déterminée par ces calculs, le mélange spike-échantillon est dissous par une série de bain d'acide suivis d'évaporation : HF+HNO₃, HNO₃, HCl. Ceci permet de détruire les structures cristallines des minéraux. On redissout ensuite le solide obtenu, et l'on fait passer cette solution sur des colonnes de chromatographie dotées d'une résine échangeuse d'ions. Pour les isotopes du Rb, Sr, Sm et Nd, le détail de la séparation sur colonnes est décrit dans le détail dans Luais et al. 1997. Les compositions isotopiques du Sr ont été déterminées par Spectrométrie de Masse à Induction Thermique (TIMS). Dans ce cas, l'échantillon analysé est sous forme solide, et l'ionisation se produit par chauffage. Les mesures des compositions isotopiques du Sr ont été réalisées sur le TIMS Finnigan au CRPG (Nancy) et au LMTG (Toulouse). Les compositions du Nd ont été déterminées par MC-ICP-MS sur l'Isoprobe Micromass du CRPG (Nancy). Cet appareil fonctionne de la manière suivante : Les échantillons liquides sont introduits dans la machine par un nébuliseur, qui vaporise la solution sous forme d'aérosol. Ce dernier passe dans la torche à plasma d'argon, ce qui ionise les éléments à analyser (figure a.6). Les ions ainsi formés sont accélérés par un potentiel de 6 KVols et

passent ensuite dans une cellule de collision, l'hexapôle, où leur énergie est fortement abaissée (~ 1 eV), jusqu'à atteindre une plage de variations raisonnable pour le passage dans le champ magnétique de l'aimant. De plus, la baisse d'énergie observée permet d'éviter des interférences. Le passage dans le champ électromagnétique permet la séparation des différents isotopes selon leur masse. Enfin, les ions séparés sont récupérés dans plusieurs collecteurs, les cages de Faraday (figure a.7).

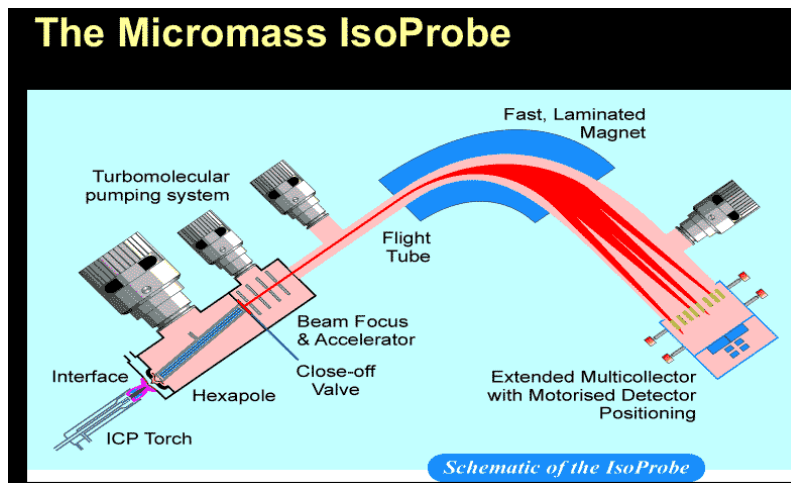


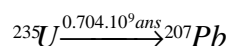
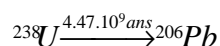
Figure a.7 : Schéma de principe de l'Isoprobe (tiré du site internet de micromass)

a.3 : Géochronologie

a.3.1. Datation uranium plomb sur zircons

a.3.1.1. Principe

L'uranium possède deux isotopes radioactifs, ^{238}U et ^{235}U , qui se désintègrent pour donner tous deux du plomb, ^{206}Pb et ^{207}Pb respectivement.



Chacun de ces deux couples père/fils permet de tracer des droites isochrones fonction du rapport père/stable et fils/stable mesuré sur les échantillons, et dont la pente donne l'âge et l'ordonnée à l'origine le rapport initial.

$$\left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actuel}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}} + \left(\frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actuel}} (\exp(\lambda t) - 1)$$

Où λ est la constante de désintégration de ${}^{238}\text{U}$.

L'avantage de la datation U/Pb sur zircons réside dans le fait que les isochrones obtenues pour chacun des couples U/Pb peuvent être couplées. Ceci est effectué sous forme graphique : dans un diagramme ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ versus ${}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$ est tracée la courbe représentant la variation simultanée de ces rapports au cours du temps. C'est la courbe concordia (Wetherill 1956). Si le système correspondant aux échantillons étudiés est resté clos, les compositions U/Pb mesurées doivent tomber sur la concordia. L'âge de la roche est alors directement lu sur le diagramme. La plupart du temps, le système s'ouvre à un moment ou à un autre, ce qui a pour conséquence une perte d'uranium ou de plomb. Les compositions mesurées ne tombent plus sur la concordia, mais s'alignent sur une droite, dite discordia, qui coupe la concordia en deux points, correspondant à deux âges : l'un, le plus ancien, date la formation de la roche, l'autre, date l'ouverture du système, qui correspond la plupart du temps à un événement thermique ou métamorphique (figure a.8). La droite discordia représente le fait que le système se remet à zéro d'un point de vue de la composition en U et Pb lors d'une ouverture du système.

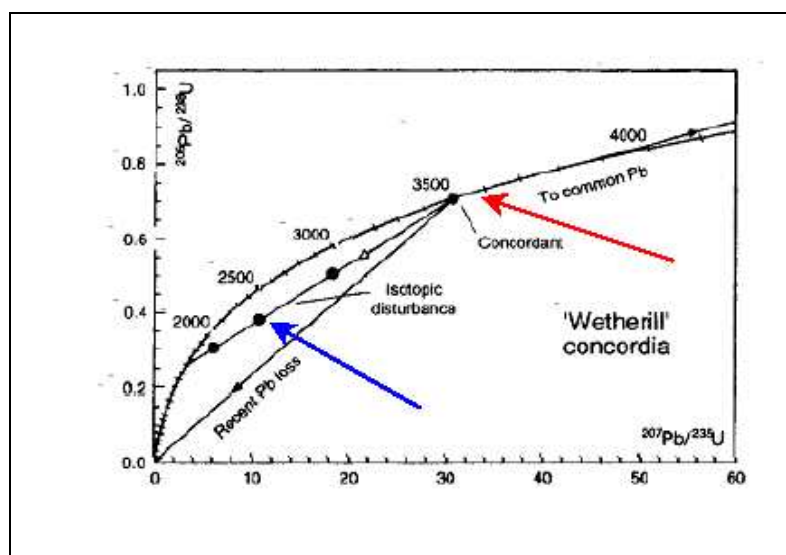


Figure a.8: exemple de diagramme concordia discordia. La flèche rouge désigne la courbe concordia, la bleue la droite discordia, résultant d'une ouverture du système. Tirée de Williams 1998.

Cette méthode de datation est en particulier utilisée sur des zircons soit par dissolution et analyse en TIMS, soit de manière ponctuelle, à la microsonde ionique. En effet, les zircons intègrent beaucoup d'uranium dans leur réseau cristallin. De plus, s'agissant de minéraux très résistant à l'altération, ils peuvent être très anciens. Enfin, différentes phases de croissance minérale peuvent avoir eu lieu sur un cœur de zircon, et être datées, ce qui permet de retracer une histoire en plusieurs épisodes à partir d'un seul minéral.

a.3.1.2. Préparation des échantillons

Les zircons sont récupérés après séparation aux liqueurs denses et au séparateur magnétique FRANTZ. Ils sont trouvés dans la fraction la plus lourde et la moins magnétique. Ils sont ensuite disposés avec des zircons de référence à la surface d'une résine époxy entourée d'une bague métallique. La surface où affleurent les zircons est ensuite polie jusqu'à obtenir une section longitudinale des zircons. Cette préparation est ensuite métallisée au carbone et va d'abord être observée en cathodoluminescence. La brillance varie en fonction des variations de composition en éléments, en particulier, dans les zircons, les zonations et surcroissances sont marquées par des variations de composition en uranium. Les zones claires contiennent de faibles quantités d'uranium, tandis que les zones les plus foncées en contiennent beaucoup. Enfin, la bague est placée dans l'enceinte de la sonde ionique Cameca IMS 1270, où elle sera analysée.

a.3.1.3. Fonctionnement de la sonde ionique

La sonde ionique Cameca IMS 1270 est un matériel d'analyse in situ. En principe, un faisceau primaire d'ions (O^{2-}) de diamètre 15 μm bombarde la surface de l'échantillon, ce qui a pour effet d'en arracher des atomes et de les ioniser (figure a.9). Ces ions secondaires sont ensuite envoyés dans un spectromètre de masse, où ils seront séparés selon leur masse lors de leur passage dans un fort champ magnétique (figure a.10). Le spectromètre est précis et permet de déterminer les rapports isotopiques.

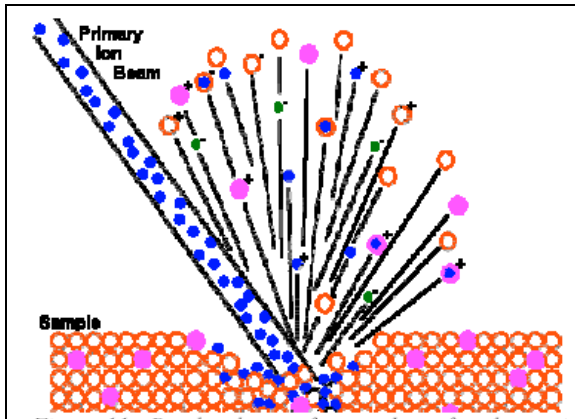


Figure a.9: Schéma de principe de la formation d'ions secondaires lors du bombardement par un faisceau d'ions primaire.

Les concentrations sont déterminées d'après les intensités en élément, puis les mesures sont corrigées (en particulier du plomb commun) par un facteur déterminé par rapport au standard 91500, dont l'âge et la composition sont connus.

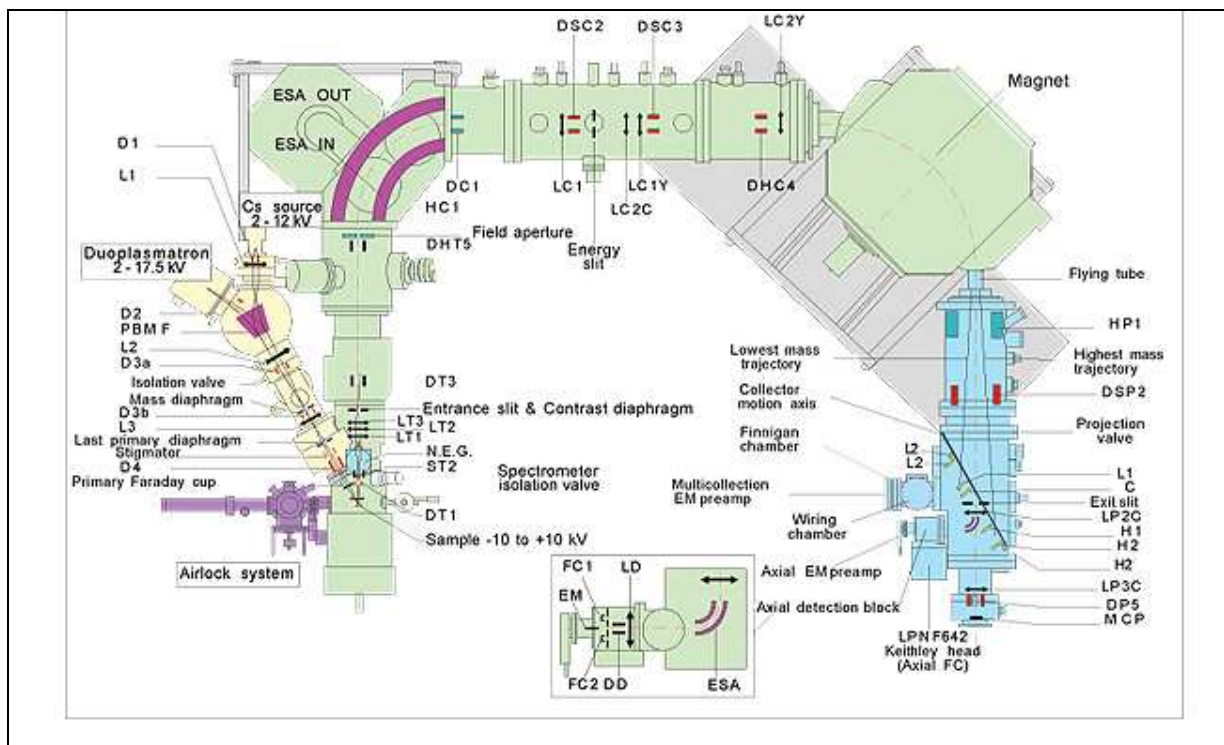


Figure a.10: Schéma de la sonde ionique Cameca IMS 1270.

a.3.2. Datation Ar-Ar sur minéraux séparés

a.3.2.1 Principe

Le potassium possède trois isotopes : ^{39}K , ^{40}K , ^{41}K . Le ^{40}K est radioactif et se désintègre pour donner à la fois du ^{40}Ca et du ^{40}Ar selon des constantes de désintégration de $4,962 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ et $0,581 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ respectivement. La méthode Ar-Ar permet de s'affranchir des problèmes de pollution atmosphérique qui peuvent biaiser les âges obtenus par une simple isochrone K-Ar.

La méthode Ar-Ar se déroule en trois étapes :

- D'abord, l'échantillon est irradié par un flux de neutrons, ce qui transforme le ^{39}K en ^{39}Ar . Le ^{39}Ar est instable et possède une période de 269 ans.
- Ensuite, l'échantillon est chauffé par palier pour extraire le gaz qu'il contient. A chaque palier, on mesure le rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. On en déduit le rapport $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ à chaque fraction, car dans l'échantillon, $^{39}\text{Ar} = J \times ^{39}\text{K}$, où J est le « taux de conversion » du ^{39}K en ^{39}Ar durant l'irradiation, et le rapport $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$ est connu puisque c'est la composition isotopique naturelle du K.
- A partir du rapport $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$, on en déduit l'âge qui est donné par l'équation :

$$t = \frac{1}{\lambda_{\text{Ar}} + \lambda_{\text{Ca}}} \ln\left(1 + \frac{\lambda_{\text{Ar}} + \lambda_{\text{Ca}}}{\lambda_{\text{Ar}}} \times \frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}}\right), \text{ déterminée à partir de l'équation de désintégration radioactive du } ^{40}\text{K} : ^{40}\text{K} = ^{40}\text{K}_0 \exp(-\lambda_{\text{Ca}}t) \exp(-\lambda_{\text{Ar}}t).$$

En chauffant par paliers, on fait sortir successivement les fractions d'argon situées dans les sites les plus rétenteurs. Avec cette méthode, on date le dernier évènement thermique durant lequel de l'Ar s'est échappé, remettant le chronomètre à zéro.

a.3.2.2. Préparation des échantillons

Dans un premier temps, il s'agit de séparer les minéraux que l'on souhaite dater. Dans notre cas, nous avons choisi de travailler sur les biotites, les muscovites et les amphiboles. Nous avons d'abord broyé les échantillons. Les broyats ont été tamisés afin de récupérer une fraction de taille entre 75 et 150 μm . Au sein de cette fraction, nous avons prélevé à la main, sous loupe binoculaire 30 mg de minéral. Les grains choisis étaient sans inclusions,

clairs, sans fracture. Les fractions minérales ont ensuite été envoyées au réacteur nucléaire de McMaster, au Canada pour irradiation.

a.3.2.3. Analyse

Les analyses ont été menées sur des populations de minéraux, par chauffage laser par étape. Les échantillons ont été analysés à Montpellier, par Patrick Monié. La description de la méthode est détaillée dans Monié et al. 1994, Monié et al. 1997 et Jolivet et al. 2007.

a.4 Références

Berman RG (1991) Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *Canadian Mineralogist*, v. 29, 833-855.

Berman, R.G. (1990) Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *The American Mineralogist*, 75, 328-344.

Berman, R.G. (1988) Internally-consistent thermodynamic data for stoichiometric minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, 29, 445-522.

de Capitani C. and Brown T.H. (1987): The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 51:2639-2652.

Carignan J, Hild P., Mevelle G, Morel J, Yeghicheyan D, 2001. Routine Analyses of Trace Elements in Geological Samples using Flow Injection and Low Pressure On-Line Liquid Chromatography Coupled to ICP-MS: A Study of Geochemical Reference Materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter* V 25(2-3), pages 187-198.

Connolly, J. A. D. (2009) The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **10**:Q10014 DOI:10.1029/2009GC002540.

Connolly J.A.D., 1990. Multivariable phase diagrams : an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290, 666-718.

Connolly J.A.D., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming : A tool for geodynamic modelling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Sciences Letters* **236**, 524-541.

Ferry, J. M. and F. S. Spear 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **66**, 113-117.

Holland, TJB, & Powell, R, 1998. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* **16**, 309–344.

Jolivet M., Labaume P., Monié P., Brunel M., Arnaud N., Campani M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the South Pyrenean basement thrust system (France-Spain). *Tectonics*, **26**, TC 5007, doi:10.1029/2006TC002080.

Monié P., Caby R., Arthaud M.H., 1997. The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and petrostructural data from Ceara. *Precambrian Research*, **81**, 241-264.

Monié P., Torres-Rodan R.L., Garcia-Casco A., 1994. Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on a collapsed terrane. *Tectonophysics*, **238**, 353-379.

Powell, R, & Holland, TJB, 1988 An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3: application methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology* **6**, 173–204.

Spear, F. (1993). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time path*. Washington, Mineralogical Society of America.

Wetherill G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages. *Transaction of the American Geophysical Union* 37, 320-327.