



HAL
open science

Structure et dynamique des prismes orogéniques : une approche pluridisciplinaire sur le cas Himalaya

Jonathan Mercier

► **To cite this version:**

Jonathan Mercier. Structure et dynamique des prismes orogéniques : une approche pluridisciplinaire sur le cas Himalaya. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2014. Français. NNT : 2014GRENU061 . tel-01548995

HAL Id: tel-01548995

<https://theses.hal.science/tel-01548995>

Submitted on 28 Jun 2017

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers, et de
l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Jonathan MERCIER

Thèse dirigée par **Jean BRAUN** et **Peter VAN DER BEEK**

préparée au sein de l'**Institut des Sciences de la Terre**
dans l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement**

Structure et dynamique des prismes orogéniques: une approche pluridisciplinaire sur le cas Himalaya.

Thèse soutenue publiquement le **3 Décembre 2014**,
devant le jury composé de :

M. Rodolphe, CATTIN

Université de Montpellier 2, Rapporteur

M. Laurent, GODIN

Queen's university, Rapporteur

M. Stéphane, GUILLOT

Université de Grenoble, Examineur

M. Philippe, YAMATO

Université de Rennes 1, Examineur

M. Djordje, GRUJIC

Dalhousie university, Examineur



Résumé

Cette thèse s'intéresse à la dynamique des prismes orogéniques à travers l'étude du cas Himalayen. J'ai utilisé une approche pluri-disciplinaire combinant modélisation numérique, cartographie de terrain, analyse structurale et microstructurale, thermochronologie et détermination des pics de température métamorphique par RSCM (Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material).

La modélisation numérique m'a permis d'apporter des contraintes sur les paramètres contrôlant la géométrie actuelle de la chaîne. A la suite de cette étude, je propose que les variations latérales observées le long de la chaîne Himalayenne soient générées par la combinaison de deux mécanismes : 1) l'advection asynchrone d'une rampe crustale sous le Moyen Pays Himalayen le long de différents segments, qui entraîne la présence et le déplacement de la transition topographique le long de la chaîne ; 2) des variations dans le contraste rhéologique entre le plateau du Tibet et la croûte continentale Indienne, qui contrôlent la formation des klippes et influence la largeur de la chaîne.

Le travail de terrain a permis d'apporter des données sur une zone jusqu'alors peu documentée de l'Ouest Népalais. Les observations réalisées, ainsi que les analyses effectuées sur les échantillons rapportés de cette campagne de terrain, m'ont amené à proposer une nouvelle coupe géologique pour cette zone. L'existence du « lesser Himalayan Duplex », jusqu'alors utilisé pour expliquer cette zone, est ainsi discuté ainsi que la géométrie et la signification du « Ramgarh Thrust ».

Par ailleurs, un code de modélisation numérique a été développé afin d'étudier les mécanismes thermiques ayant lieu dans la croûte continentale en cours de migmatisation. Ce modèle, appliqué au massif métamorphique de El Oro en Equateur, nous a amené à mettre en évidence l'existence de mécanismes de convection crustale, lors de la migmatisation, dans cette région. Cette étude méthodologiquement proche de celle réalisée sur le prisme orogénique himalayen, apporte des contraintes sur la formation et la dynamique des plateaux continentaux.

TABLE DES MATIÈRES

Table des matières	5
1 Introduction	1
1.1 Introduction générale	3
1.2 La collision continentale	3
1.2.1 Les mécanismes de collision continentale	4
1.2.2 La cinématique des prismes de collision	5
1.2.3 La dynamique des duplexes crustaux.	9
1.2.4 Le prisme Himalayen	11
1.3 Introduction à la géologie himalayenne : une chaîne présentant d'im- portantes variations latérales.	13
1.3.1 La chaîne Himalayenne	13
1.3.2 Les variations topographiques	17
1.3.3 Variations climatiques	20
1.3.4 Une importante variabilité tectonique	21
1.3.5 Conséquence sur l'activité sismique	26
1.3.6 Evolution des taux d'exhumation à travers la chaîne.	27
1.4 La problématique développée dans le cadre de ce doctorat :	29
2 Modélisation numérique	33
2.1 Objectifs :	35
2.2 Le modèle thermomécanique : « Sopale_nested »	35
2.2.1 La formulation arbitraire Lagrangienne Eulerienne	35
2.2.2 Rhéologie et calcul de la viscosité effective	37
2.2.3 Le modèle thermique	40
2.2.4 Les processus de surface	40
2.2.5 Le setup	41

2.3	Les ajouts apportées au code	46
2.4	Résultats de la modélisation numérique	54
2.4.1	Modèle 1 : le cycle de formation et d'advection de la rampe	54
2.4.2	Modèle 2 : Le contrôle rhéologique sur la formation des klippes	55
2.5	Une nouvelle hypothèse pour expliquer les variations latérales en Himalaya	58
2.6	Along-strike tectonic variations in Nepal Himalaya : A consequence of asynchronous ramp underthrusting ?	59
2.7	Perspectives	76
2.8	Modélisation numérique et géologie de terrain.	79
2.8.1	Impact des données de terrain sur le setup.	79
2.8.2	Comparaison avec des coupes existantes.	80
2.8.3	Quel impact sur les stratégies de terrain ?	86
3	La coupe de Simikot (Ouest Népal) : une nouvelle interprétation.	91
3.1	Situation géographique et choix de la zone cartographiée	93
3.1.1	L'extrême Ouest népalais, une zone « redécouverte » récemment.	94
3.2	Les différentes unités stratigraphiques et les corrélations à l'échelle de la chaîne himalayenne	98
3.2.1	Le Thétys Himalaya	99
3.2.2	Le Haut Himalaya	99
3.2.3	Le Moyen Pays	101
3.2.4	Unités Tertiaires	105
3.2.5	Les Siwaliks	105
3.3	Cartographie	106
3.3.1	Une nouvelle carte dans la région de la Karnali :	106
3.3.2	Description de la carte : les structures principales :	107
3.3.3	Discussion des différentes cartes existantes sur le secteur :	109
3.4	Données obtenues par RSCM	114
3.4.1	Méthodologie	114
3.4.2	Choix des échantillons	116
3.4.3	Résultats :	117

3.4.4	Vers un thermomètre de plus haute température ?	121
3.5	Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	125
3.5.1	Méthodologie	126
3.5.2	Résultats	130
3.6	Estimation pétrologique des pics de pression-température :	134
3.6.1	Principe	134
3.6.2	Méthodologie	135
3.6.3	Résultats	136
3.6.4	Discussion	147
3.7	Une nouvelle coupe le long de la Karnali.	148
3.7.1	L'équilibrage de coupe, quelle pertinence dans le Moyen Pays himalayen ?	148
3.7.2	Une coupe différente des précédentes.	150
3.8	Implications sur la dynamique de la chaîne himalayenne dans la ré- gion de la Karnalie	157
3.9	Conclusions	158
3.10	Structure and evolution of the Western Nepal fold and thrust belt along the Karnali river cross-section.	160
3.11	Quelle cohérence entre les modèles numériques et les observations de terrain ?	193
4	Le massif métamorphique de El Oro (Equateur) : Des indices de convec- tion crustale.	197
4.1	Le massif de El Oro	199
4.1.1	Contexte Géologique.	201
4.1.2	L'unité de la Bocana : quelques précisions sur les migmatites.	202
4.1.3	Pétrologie et estimations pression-température au sein du massif métamorphique de El Oro.	204
4.1.4	Comment expliquer un tel gradient géothermique ?	205
4.2	Modélisation numérique	209
4.2.1	Le code de diffusion thermique	210
4.2.2	Setup	210

4.2.3	Résultats	211
4.3	Discussion	215
4.3.1	Source de chaleur	215
4.3.2	Modélisation numérique	217
4.3.3	Implication rhéologique : une approche par le nombre de Rayleigh	217
4.3.4	Perspectives	219
4.4	Implications géodynamiques :	220
4.5	Conclusions	221
4.6	« Evidences of convection in a partially molten metasedimentary crust. »	222
5	Conclusion générale	241
5.1	Apports de cette étude :	243
5.1.1	Dynamique du Moyen Pays Himalayen	243
5.1.2	Une nouvelle interprétation de la coupe de la Karnali	244
5.1.3	La dynamique thermique de la croûte continentale migmatisée	246
5.2	Perspectives	247
5.2.1	Numériques	247
5.2.2	Thermochronologiques	247
5.2.3	Etude de la convection crustale	248
	Bibliographie	249
A	Annexes	269
A.1	Donnée RSCM :	271
A.2	Donnée $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$:	277
A.2.1	Procédure Analytique :	277
A.3	Estimation des pics de pression température	277
A.3.1	Données Chimie roche totale	277
A.3.2	Données Microsonde	279
A.4	« Supplementary materials : Evidences of convection in a partially molten metasedimentary crust. »	279

A.5 « Forearc tectono-thermal evolution of the El Oro metamorphic province (Ecuador) during the Mesozoic »	299
A.6 Résumé des différentes présentations effectuées lors de congrès et workshops	324
A.6.1 EGU 2012 - presentation	324
A.6.2 EGU 2014 - Poster	326
A.6.3 EGU 2014 - Presentation	328
A.6.4 AGU 2014	330
Table des figures	333

INTRODUCTION

1

SOMMAIRE

1.1	INTRODUCTION GÉNÉRALE	3
1.2	LA COLLISION CONTINENTALE	3
1.2.1	Les mécanismes de collision continentale	4
1.2.2	La cinématique des prismes de collision	5
1.2.3	La dynamique des duplexes crustaux.	9
1.2.4	Le prisme Himalayen	11
1.3	INTRODUCTION À LA GÉOLOGIE HIMALAYENNE : UNE CHAÎNE PRÉSENTANT D'IMP- PORTANTES VARIATIONS LATÉRALES.	13
1.3.1	La chaîne Himalayenne	13
1.3.2	Les variations topographiques	17
1.3.3	Variations climatiques	20
1.3.4	Une importante variabilité tectonique	21
1.3.5	Conséquence sur l'activité sismique	26
1.3.6	Evolution des taux d'exhumation à travers la chaîne.	27
1.4	LA PROBLÉMATIQUE DÉVELOPPÉE DANS LE CADRE DE CE DOCTORAT :	29

CE chapitre présente la problématique étudiée pendant cette thèse et l'état de l'art sur le sujet

THIS chapter introduces the subject of this PhD and the state of the art.

1.1 Introduction générale

Cette thèse s'intéresse aux mécanismes orogéniques responsables de la formation des reliefs. Nous avons cherché à contraindre les mécanismes contrôlant la formation et l'évolution des reliefs dans le temps et dans l'espace.

Au premier ordre, la formation des reliefs résulte de l'interaction entre la tectonique (généralisé par le mouvement des différents continents) et les processus de surface (qui redistribuent les différentes masses par l'érosion et la sédimentation). Nous avons ici décidé de nous focaliser sur l'aspect tectonique et rhéologique de la formation de reliefs et de la dynamique des orogènes. Pour cela, nous avons utilisé une approche pluridisciplinaire combinant modélisation numérique, travail de terrain (cartographie, études structurales et microstructurales), estimation des conditions pression-température et thermochronologie.

Cette thèse s'est intéressée aux systèmes orogéniques dans deux contextes très différents : 1) les chaînes résultantes d'une collision continentale, à travers l'étude de la structure et de la dynamique du Moyen Pays Himalayen et 2) la dynamique des plateaux continentaux, à travers l'étude de la dynamique thermique du massif métamorphique de El Oro (Equateur) au Trias.

1.2 La collision continentale

Le moteur thermique de la terre, alimenté par la décroissance radioactive des différents isotopes (principalement le potassium, l'uranium et le thorium), la chaleur de l'accrétion initiale et la cristallisation de la graine, entraîne les différentes plaques dans des directions différentes. Lorsque la trajectoire de deux plaques diverge, celles-ci se séparent formant un rift, puis une croûte océanique magmatique par décompression adiabatique du manteau supérieur. Lorsque deux plaques ont des trajectoires convergentes, deux cas de figures sont possibles : les plaques sont de natures différentes, une est constituée de croûte continentale, l'autre de croûte océanique, dans ce cas, la croûte océanique, plus dense, va entrer en subduction sous la croûte continentale. Lorsque deux plaques constituées de croûte continentale ont des trajectoires convergentes, nous avons collision continentale. Ce mécanisme serait actif depuis au moins 3,8 Ga (Furnes *et al.* 2007).

1.2.1 Les mécanismes de collision continentale

Lorsque les deux croûtes continentales se rencontrent, les contraintes vont augmenter et les roches vont se déformer en réponse à la contrainte. La déformation peut être de deux types, visqueuse en profondeur, et cassante plus proche de la surface. Dans le domaine cassant, des failles inverses vont se former de part et d'autre de la collision, isolant un prisme dans laquelle a lieu la déformation (Fig. 1.1). Dans la suite de cette discussion le point le plus bas de ce prisme, là où se produit la discontinuité en vitesse, sera appelé le point S. Deux zones vont pouvoir être définies : la zone comprise entre la plaque qui passe en dessous et le point-S, qui sera appelée prisme-pro, et la zone entre la plaque qui reste au dessus et le point-S, qui sera appelée prisme-retro (Fig. 1.1).

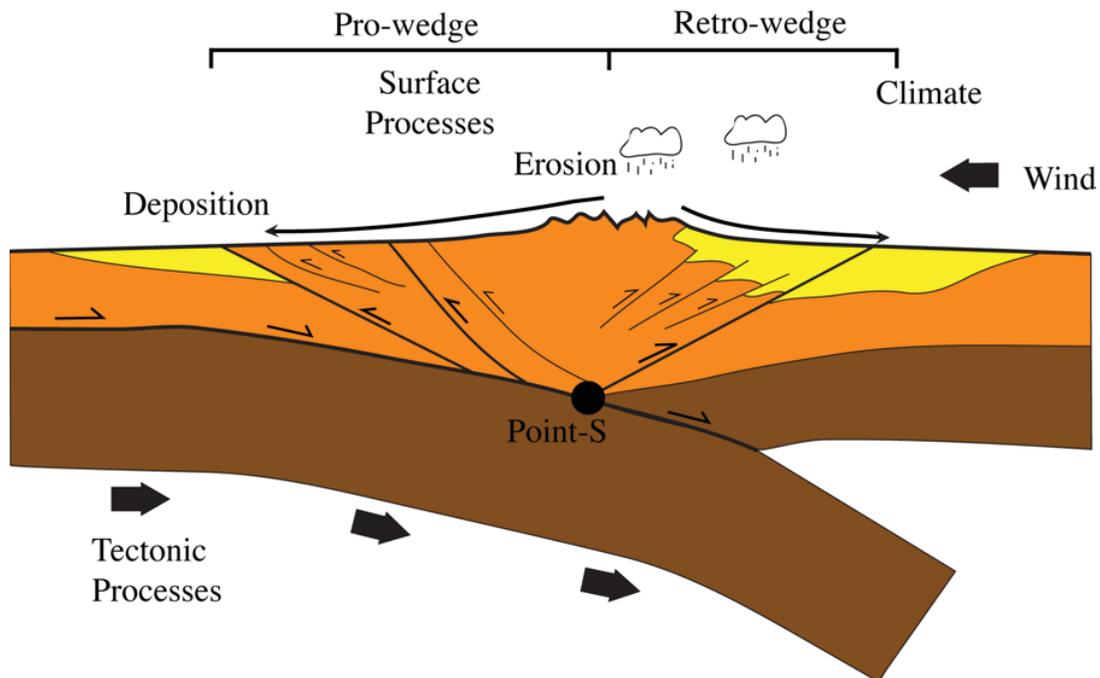


FIGURE 1.1 – Organisation schématique d'un prisme orogénique de collision continentale. Modifié depuis Willett (1999)

La dynamique et l'équilibre de ce type de prisme orogénique va dépendre de plusieurs facteurs : des facteurs d'origine interne tels que la vitesse de convergence et la rhéologie des différents matériaux ; et des facteurs d'origine externe, tel que le climat qui va contrôler l'érosion et la sédimentation. Ces différents facteurs vont interagir, s'influençant les uns les autres et créant un système complexe : le climat

influence l'érosion et la sédimentation, ces processus de surface, en changeant la répartition des masses dans le système, vont changer l'état de contrainte et le champ thermique du prisme, ce qui va influencer la déformation (Willett 1999, Wobus *et al.* 2003, Whipple et Meade 2006, Stolar *et al.* 2007, Whipple 2009). D'un autre côté, le relief, en modifiant les circulations atmosphériques et par l'effet orographique, va modifier le climat, ce qui changera les précipitations, qui influencent l'érosion, qui contrôlent la sédimentation etc., etc...

Nous sommes donc en présence d'un système couplé dont la dynamique est contrôlée par l'interaction entre des processus tectoniques et des processus de surface.

1.2.2 La cinématique des prismes de collision

La déformation, créée par la convergence, peut être accommodée par différents mécanismes entraînant des trajectoires pour les matériaux et des zones d'exhumation différentes. Robert (2008) a identifié dans la littérature et comparé cinq types de dynamique pouvant contrôler la déformation et la dynamique d'un prisme de collision. Cette nomenclature est utilisée dans cette thèse et les différents mécanismes possibles sont détaillés ci dessous. Les cinématiques sont décrites en considérant la plaque de gauche (en bleu dans les figures ci dessous), passant sous la plaque de droite (en jaune), comme fixe et la plaque de droite se déplace vers la gauche en réponse aux contraintes tectoniques.

L'« overthrusting »

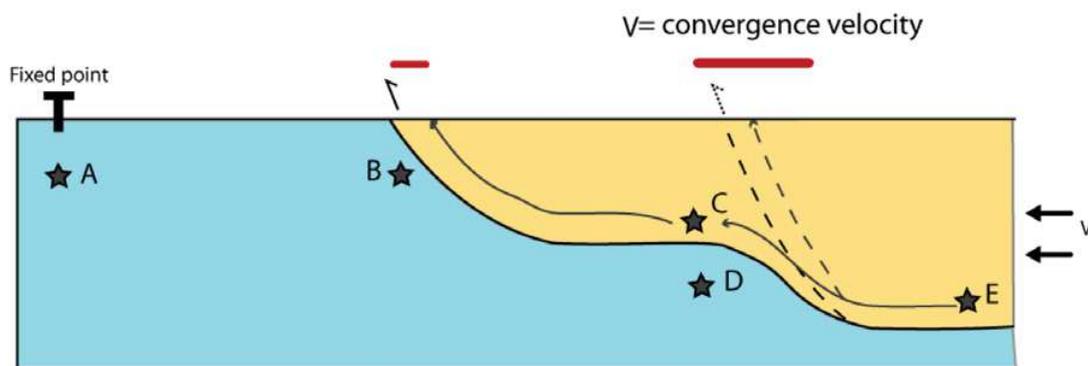


FIGURE 1.2 – Schéma de principe du mécanisme d'« overthrusting ». Les traits rouges représentent les zones d'exhumation. Modifié depuis Robert (2008).

Lorsque le prisme se déforme par « overthrusting », le plan de faille principal ne se déforme pas et le raccourcissement est accommodé par la déformation de la plaque passant au dessus (ici en jaune). Les particules C et E de la figure 1.2 vont se déplacer le long du plan de faille par rapport aux particules A, B et D. La déformation du bloc jaune génère des chevauchements hors séquence. Cette déformation sera diffuse au sein de ce bloc.

L'« underthrusting »

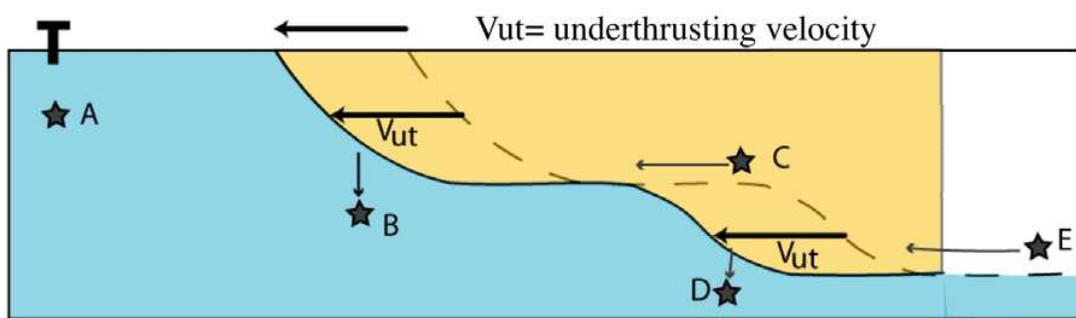


FIGURE 1.3 – Schéma de principe du mécanisme d'« underthrusting ». Modifié depuis Robert (2008).

Dans le cas de l'« underthrusting », la faille est fixe par rapport au bloc du dessus qui ne se déforme pas et le bloc du dessous va se déformer pour accommoder la déformation. Les marqueurs C et E vont être advectés vers la gauche sans que leur position relative ne change, et les points B et D vont être entraînés vers le bas. Le bloc du dessous (en bleu ici) va se déformer et la position relative des points A, B et D va changer.

L'« underplating »

Lorsque le « pro-wedge » se déforme par « underplating » ou sous-plaquage, c'est la position de la faille principale du système qui évolue en réponse aux contraintes tectoniques. Dans le schéma de la figure 1.4, la faille se déplace vers la gauche au niveau de la rampe du bas, ce qui permet d'incorporer du matériel du bloc inférieur (en bleu) au bloc supérieur (en jaune). Le point D change donc d'unité. C'est par ce mécanisme que peuvent se former les duplexes présents dans le Moyen Pays Himalayen.

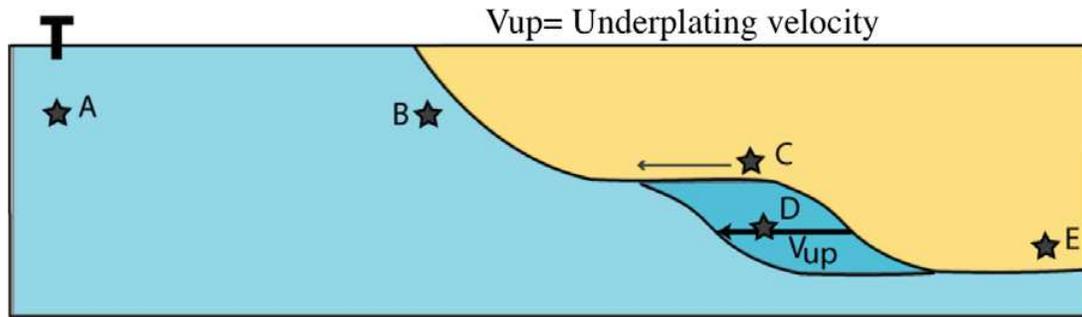


FIGURE 1.4 – Schéma de principe du mécanisme d'« underplating ». Modifié depuis Robert (2008).

La « forward propagation »

Lorsqu'il y a de la « forward propagation », ou accrétion frontale, au sein d'un prisme, c'est la position de la faille principale au niveau de son émergence à la surface qui va évoluer. Dans le schéma 1.5, sous l'effet des contraintes liées au raccourcissement, la faille se déplace vers la gauche, incorporant du matériel appartenant au bloc inférieur dans le bloc supérieur. Le point B change ainsi de bloc d'appartenance et la position de surface de la faille principale évolue.

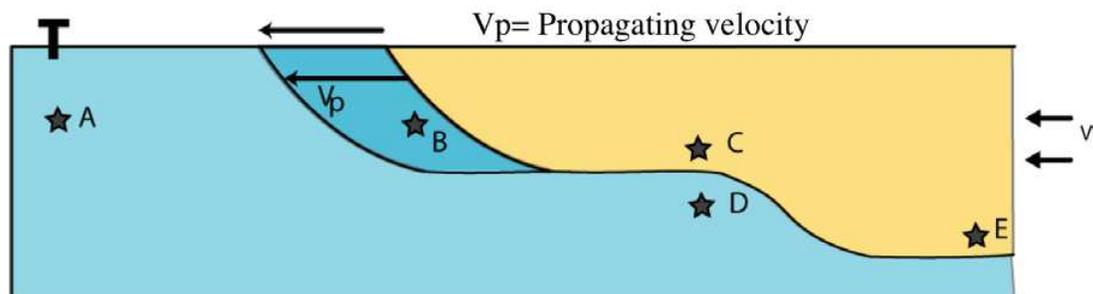


FIGURE 1.5 – Schéma de principe du mécanisme de « forward propagation ». Modifié depuis Robert (2008).

Le « Channel flow »

Le « Channel flow » décrit l'extrusion d'un chenal de faible viscosité entretenu par l'existence d'une zone d'exhumation importante en surface (au niveau de la transition topographique) et permettant d'entretenir un gradient de pression. En Himalaya, la source des matériaux de faible viscosité serait une zone partiellement fondue située sous le plateau Tibétain, le gradient de pression étant entretenu par

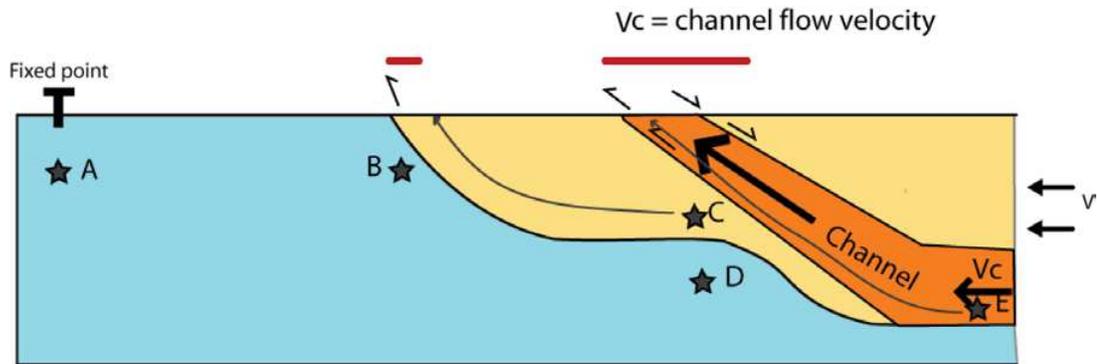


FIGURE 1.6 – Schéma de principe du phénomène de « channel flow ». Les traits rouge représentent les zones d'exhumation. Modifié depuis Robert (2008).

l'épaississement crustal et la topographie qu'il a engendré au Tibet (Beaumont *et al.* 2001; 2004, Jamieson *et al.* 2004).

Cependant, les définitions formelles de ces différents modes de déformation doit être vu comme des « end members » et est à discuter. En effet, tels qu'ils sont décrits ici, d'après les définitions de Robert (2008), les mécanismes d'« underthrusting », d'« underplating » et de « forward propagation » ne produisent pas d'exhumation. De plus, les mécanismes d'« underplating » et de « forward propagation » ne permettent pas d'accommoder du raccourcissement, pourtant source des contraintes nécessaire au déplacement de la faille principale du système. Dans un système orogénique actif, l'exhumation est présente, entraînant la formation de relief, et le raccourcissement est accommodé par la déformation. Les différents mécanismes décrits ci dessous doivent donc être combinés pour pouvoir expliquer les observations réalisées dans ces zones, avec, par exemple, un raccourcissement accommodé par de l'« overthrusting » combiné à de l'« underplating » qui incorpore une partie des matériaux du mur du système en formant un duplex.

Ces mécanismes vont exercer un fort contrôle sur la dynamique du prisme. Robert (2008) propose les champs de vitesse et zones d'exhumation suivantes dans le cas d'un prisme se déformant uniquement par « overthrusting » (Fig. 1.7(a)), lorsqu'un « channel flow » est actif (Fig. 1.7(b)) et avec de l'« underplating » (Fig. 1.7(c)).

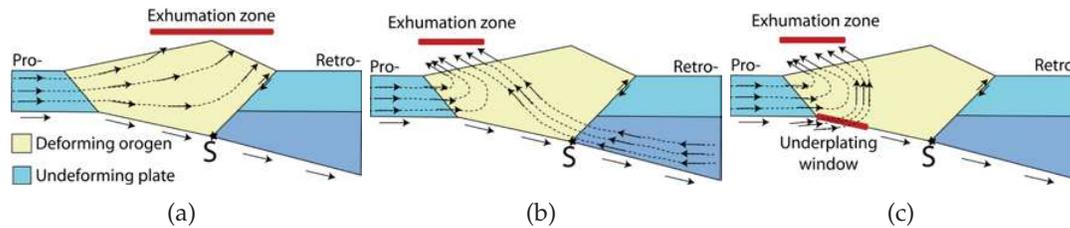


FIGURE 1.7 – Dynamique d'un prisme orogénique selon les mécanismes de déformation utilisés. Modifié depuis Robert (2008).

1.2.3 La dynamique des duplexes crustaux.

Les duplexes sont formés d'une succession d'écailles comprises entre un niveau de décollement basal et un chevauchement sommital (Fig. 1.8). Ces structures peuvent se produire à deux échelles : dans les chaînes d'avant pays, constituées par séries de couverture au dessus d'un décollement, on parle alors de tectonique en « thin skin » et à plus grande échelle, dans les chaînes de collision. Dans ce cas, les duplexes sont constitués par des section de croûtes, on parle alors de tectonique en « thick skin ».

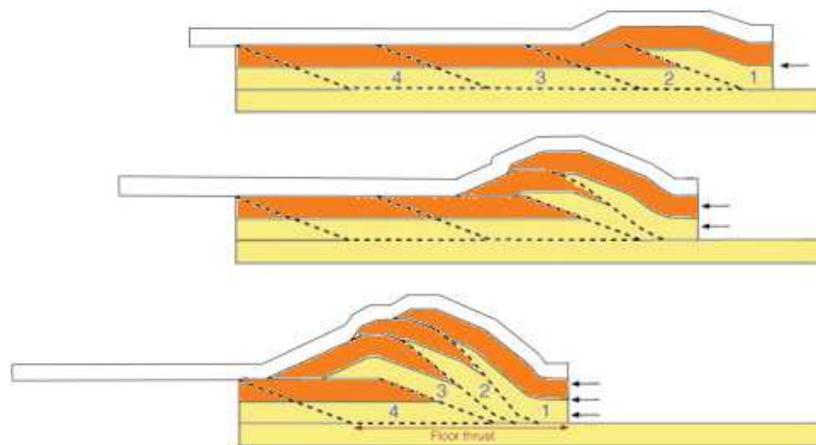


FIGURE 1.8 – Schéma de principe de la formation et de l'évolution d'un duplex. Modifié depuis Souque et al. (2003).

Si les structures en « thin skin » sont abondamment étudiées et documentées en raison des ressources en hydrocarbure qu'elles peuvent renfermer (Coskun 1994), les mécanismes à l'origine de la formation et la dynamique des duplexes crustaux sont moins bien contraintes. Ceux-ci sont pourtant présents dans de nombreuses chaînes de montagne, issues de différents contextes tectoniques, à travers le monde (comme l'Himalaya (Yin 2006), le Caucase (Webb 2006), le Zagros (McQuarrie 2004, Agard et al. 2005), le Haut Atlas (Beauchamp et al. 1999, Morel et al. 2000), les

Pyénées (Muñoz 1992, Fitzgerald *et al.* 1999, Beaumont *et al.* 2000), les Andes (Baby *et al.* 1997, Taylor *et al.* 1998, McQuarrie *et al.* 2008a) ou Taiwan (Lin *et al.* 1998, Mouthereau *et al.* 2002)).

L'origine de la formation de ces duplexes crustaux et leur dynamique au cours de la déformation sont encore mal contraintes. Stockmal *et al.* (1986) et Stockmal et Beaumont (1987) proposent que le développement de tels duplexes soit lié à l'entrée en collision de matériaux présentant une rigidité flexurale plus importante, telle que le haut d'une marge continentale, ce qui entraîne l'accrétion de nouveaux matériaux au sein du prisme et une exhumation importante et localisée à la verticale de cette structure pouvant être interprétée comme un duplex.

Bonnet *et al.* (2007) et Malavieille (2010), sur la base de travaux de modélisation analogique, proposent que, lors du raccourcissement, une partie des matériaux advectés soit intégrée au prisme par des mécanismes d'accrétion frontale, le reste étant sous plaqué et formant un duplex ou un « antiformal stack » (Fig. 1.9).

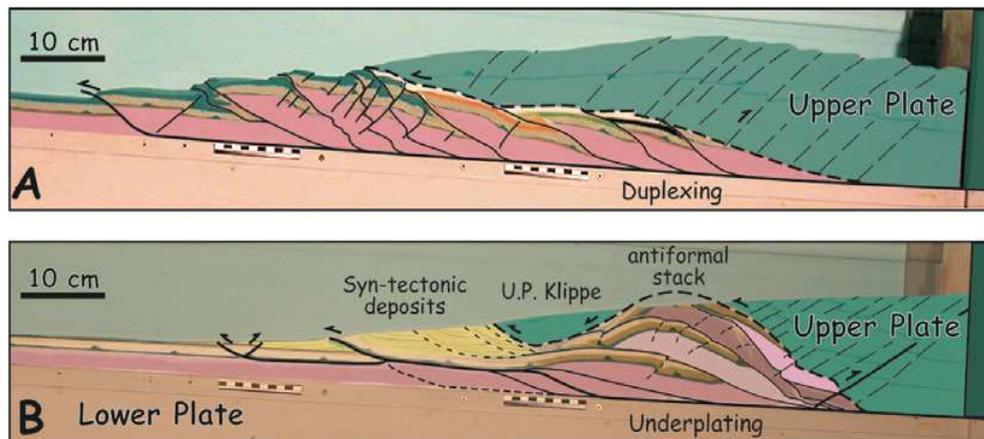


FIGURE 1.9 – Résultat des modèles analogiques réalisés par Malavieille (2010). Le modèle A présente de l'héritage mais pas d'érosion, le modèle B est le même que le A mais avec de l'érosion. Modifié depuis Malavieille (2010).

Ces auteurs montrent que la formation des duplexes est contrôlée par des structures héritées, telles que des failles normales issues de la marge passive, et par les processus de surface. Dans le cas où l'érosion est faible voir inexistante (Fig. 1.9 A), le duplex est d'ampleur limitée et le raccourcissement est principalement accommodé par de l'accrétion frontale. Lorsque les processus de surface permettent l'érosion des matériaux à la verticale du duplex (Fig. 1.9 B), le sous plaquage prend le dessus sur l'accrétion frontale et le duplex se développe de manière beaucoup

plus importante que lorsque l'érosion est absente, formant un « antiformal stack » qui peut aller jusqu'à émerger, isolant une klippe structurale.

L'importance de structures héritées sur la dynamique du prisme et la formation des duplexes a également été mise en évidence par [Beaumont *et al.* \(2000\)](#) pour les Pyrénées sur la base d'une étude numérique. Ils montrent que la formation des nappes qui entreront dans la constitution d'un duplex crustal est contrôlée par la présence de niveaux de faible résistance. Ceux-ci peuvent être d'origine sédimentaire (niveau de sel), rhéologique (croûte moyenne ductile et relativement plus faible) ou structurale (réactivation de failles pré-existantes).

Enfin, [Burbidge et Braun \(2002\)](#) montrent, également sur la base d'une étude numérique, que la rhéologie du niveau de décollement principal exerce également un fort contrôle sur la dynamique du prisme. Lorsque le niveau de décollement présente une friction faible, les matériaux ont tendance à être incorporés au prisme par accretion frontale, là où une friction importante sur le niveau de décollement favorisera le mécanisme d'« underthrusting ».

1.2.4 Le prisme Himalayen

En Himalaya, la partie supérieure de la croûte entre en collision dans l'orogène Himalayenne, la partie inférieure passant en dessous jusque sous le plateau Tibétain ([Zhao *et al.* 1993](#), [Schulte-Pelkum *et al.* 2005](#), [Nábělek *et al.* 2009](#)) (Fig. 1.10). La partie supérieure est donc incorporée au prisme par « underplating » (formation de duplexes) ou « forward propagation » (chevauchements actifs dans les Siwaliks), la partie inférieure passant sous le prisme présentant de l'« underthrusting ». Cependant aucun de ces mécanismes ne permettant d'expliquer la formation des reliefs observés dans la chaîne, on doit donc être en présence d'une combinaison entre l'accrétion des matériaux Indiens, l'« underthrusting » de la croûte inférieure et de l'« overthrusting » ou un « channel flow » responsables de la formation des reliefs.

La part relative des différents mécanismes contrôlant la dynamique du prisme himalayen est encore très discutée. Certains auteurs favorisant l'accrétion frontale ([Lavé et Avouac 2001](#)) d'autre l'« overthrusting » permis par l'activation de chevauchement hors séquence ([Hodges *et al.* 2004](#), [Brewer et Burbank 2006](#)), l'exhumation d'un « channel flow » ([Beaumont *et al.* 2001; 2004](#), [Jamieson *et al.* 2004](#)), la formation

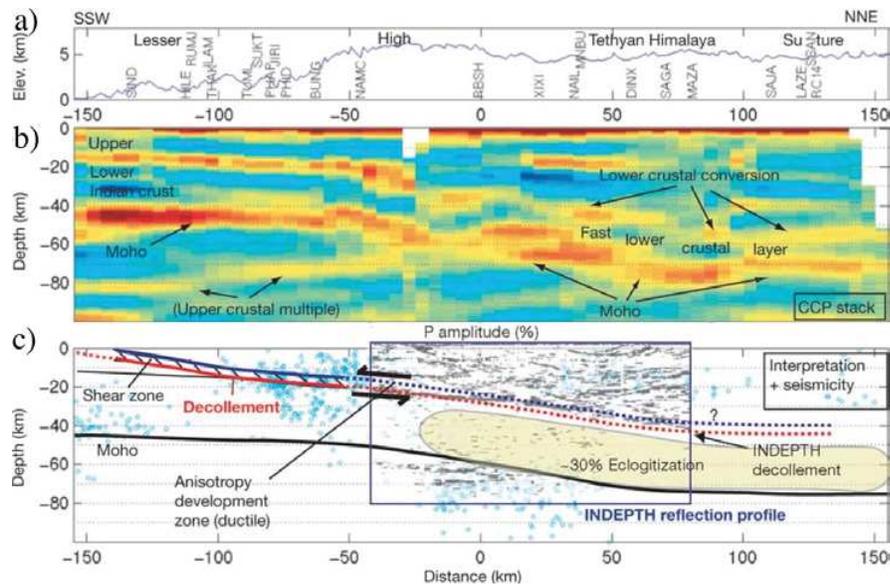


FIGURE 1.10 – Profil sismique imageant la croûte continentale et le manteau supérieur dans l'Est du Népal. a) Topographie le long du profil, b) profil sismique et c) interprétation. Le décollement de la figure 1.10 c) correspond au Main Himalayan Thrust (MHT). Modifié depuis Schulte-Pelkum et al. (2005).

d'un duplex par l'« underplating » (Avouac 2003, Bollinger et al. 2004; 2006) ou un couplage de différents mécanismes (Robinson et al. 2006).

Herman et al. (2010) ont testé sur l'Himalaya l'hypothèse de l'« overthrusting » pur, en déformant le bloc du haut par l'activation de chevauchement hors séquence, et l'hypothèse de l'« underplating » en accréant un duplex sous le Moyen Pays (Fig. 1.11), de l'« overthrusting » ayant lieu au dessus de ce duplex, mais dans une moindre mesure par rapport au cas 1. Ces différentes hypothèses ont été testées pour le Népal central en utilisant une méthode inverse (Braun 2003) sur un jeu de données thermochronologiques. Herman et al. (2010) montrent que dans cette zone, les données thermochronologique peuvent être expliquées par ces deux modes de déformation au sein du prisme himalayen, cependant, l'hypothèse « overthrusting » par activation d'un chevauchement hors séquence nécessite des vitesses de convergence extrêmement élevées, supérieures à 30 mm.an^{-1} , pour générer la répartition des âges thermochronologiques observés. Cela les amène donc à favoriser l'hypothèse de l'« underplating » par formation d'un duplex de matériel d'origine Indienne sous le Moyen Pays Himalayan pour expliquer la dynamique du prisme au Népal central.

Cette thèse propose de tester la physique de ces différentes dynamiques sur

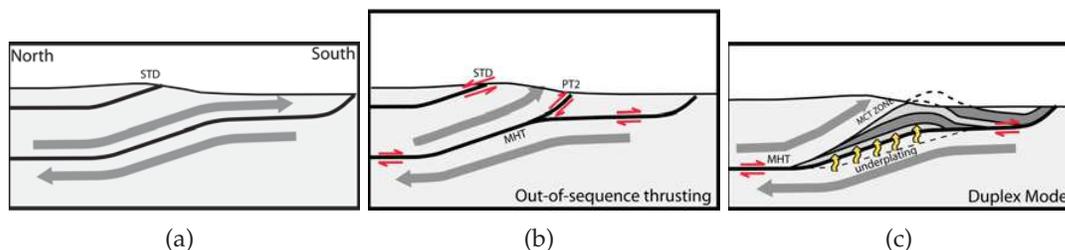


FIGURE 1.11 – Différents types de cinématique testés par Herman et al. (2010). (a) Configuration initiale, (b) « overthrusting », la déformation du bloc supérieur se fait par activation d'un chevauchement hors séquence, (c) « underplating » par formation d'un duplex de matériel Indien sous le Moyen Pays Himalayen. Modifié depuis Herman et al. (2010).

le prisme Himalayen à travers la réalisation de modèles thermomécaniques. Ces modèles utilisent des matériaux présentant des rhéologies analogues à celle des roches Himalayennes ce qui permettra de contraindre les conditions dans lesquelles ces mécanismes d'accrétion peuvent se mettre en place, ainsi que leur impact sur les âges thermochronologiques déterminés à travers la chaîne et les conditions pression-température subies par les roches.

1.3 Introduction à la géologie himalayenne : une chaîne présentant d'importantes variations latérales.

1.3.1 La chaîne Himalayenne

La chaîne Himalayenne résulte de la collision continentale entre la plaque Indienne et la plaque Eurasienne. Cette collision a créé la chaîne de montagne la plus importante actuellement présente sur la planète, longue de 2500km, avec 14 sommets à plus de 8000m : l'Himalaya. La chaîne Himalayenne est adossée, au Nord, à un large plateau continental, long de 2300 km, large de 1000 km avec une altitude moyenne approchant les 5000 m : le plateau Tibétain (Fig. 1.12).

La collision entre la plaque indienne et la plaque eurasiennne résulte de la remontée vers le Nord de la plaque indienne qui a commencé il y a environ 100 Ma à une vitesse moyenne de 15 cm.an^{-1} (Le Pichon et al. 1992, Dercourt et al. 1993, Royer et Patriat. 2002)(Fig. 1.13). La collision Inde-Asie aurait commencé il y a 50 Ma (Rowley et Currie 2006, Yin 2006, Najman et al. 2010), et est associée à une diminution de la vitesse de convergence. Depuis 35 Ma, la vitesse de convergence a

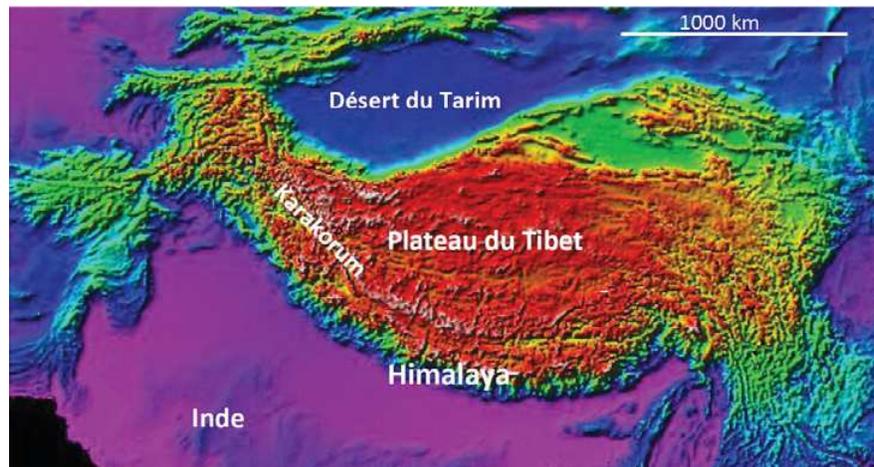


FIGURE 1.12 – Modèle numérique de terrain de la collision Inde-Asie réalisé à partir de donnée SRTM. Figure modifiée depuis <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/plateau-Tibet.xml>.

diminué à environ 5 cm.an^{-1} (Guillot *et al.* 2003). L'Himalaya aurait présenté des reliefs et une exhumation suffisamment importante pour amener à l'érosion des roches ayant subies une température supérieure à 350°C - 400°C il y a 20 à 30 Ma (Najman *et al.* 1997).

Jusqu'à 1500 km de raccourcissement aurait pu avoir lieu sur cette marge (Patzlet *et al.* 1996). Cependant, l'ensemble de ce raccourcissement n'est pas accommodé par la chaîne Himalayenne et une partie de ce raccourcissement est transféré au Nord de la chaîne et accommodé par l'extrusion vers l'Est du plateau du Tibet (Fig. 1.14) (Tapponnier *et al.* 1982, Wang *et al.* 2001).

Malgré cette origine commune, la chaîne Himalayenne présente de larges variations le long de ces 2500 km. Ces variations sont détaillées ci-dessous.

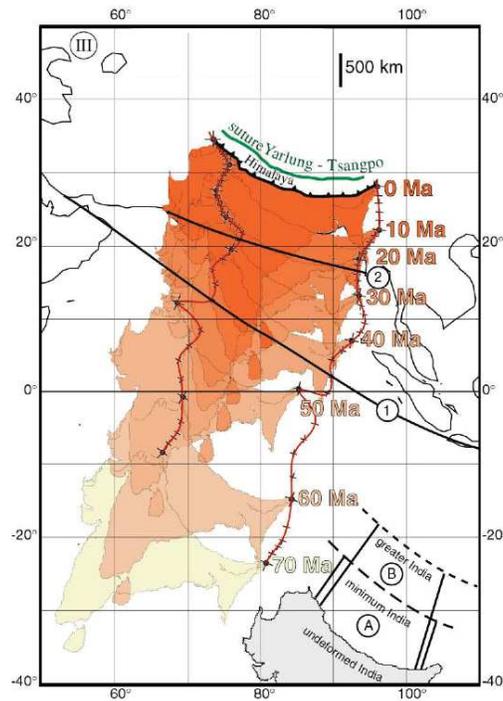


FIGURE 1.13 – Déplacement de l'Inde par rapport à une Eurasie fixe depuis 70 Ma. Deux positions de la marge eurasiennne sont représentées (1 : Tapponnier et al. (1986), 2 : Le Pichon et al. (1992)) ainsi que deux positions possibles de la marge Indienne. Figure modifiée depuis <http://www.ipgp.jussieu.fr>.

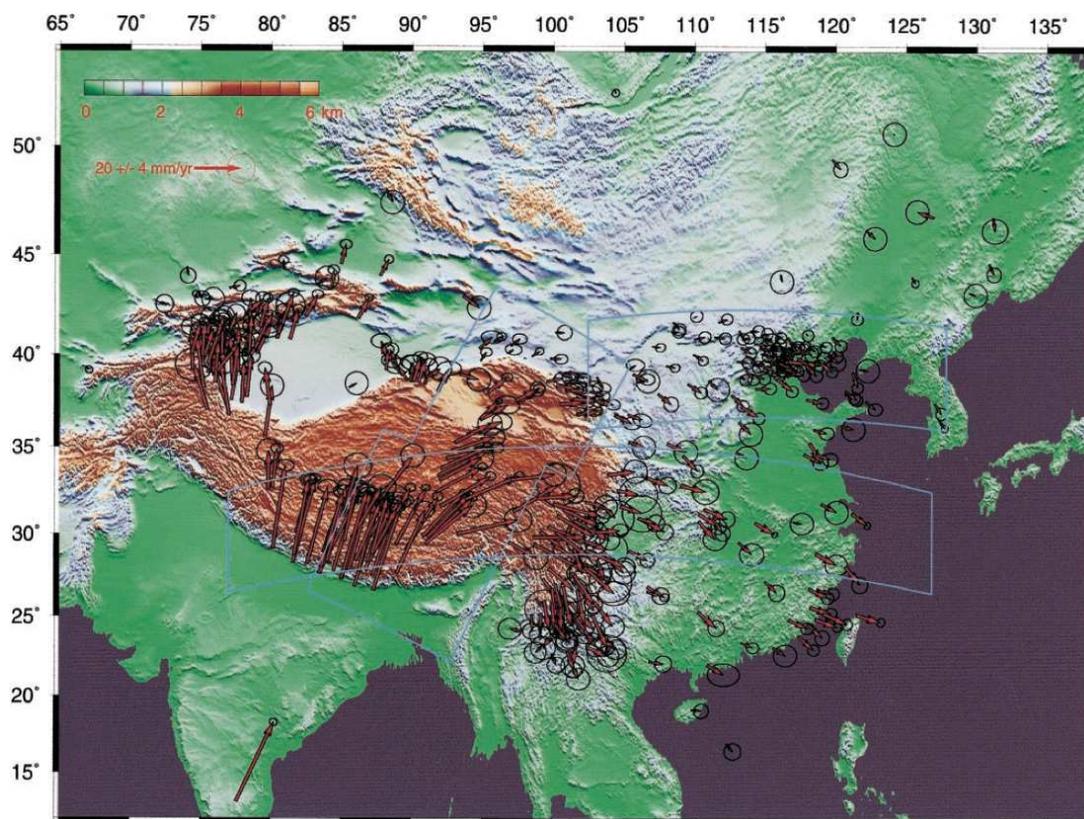


FIGURE 1.14 – Convergence de la plaque indienne et extrusion du Tibet mesuré par GPS par rapport à une Eurasie fixe. Wang et al. (2001).

1.3.2 Les variations topographiques

Indépendamment de toute considération géologique, l'Himalaya présente d'importantes variations topographiques tout au long de la chaîne. Ces variations vont se retrouver dans l'altitude moyenne de la chaîne (Fig. 1.15 pour la répartition des altitudes moyenne au Népal et 1.16(a) pour le relief sur l'ensemble de la chaîne Himalayenne) où l'on peut observer dans la région de Jomson (Népal central) de large zone d'altitude supérieure à 5000m là où, plus dans l'Ouest du Népal, dans la région de Simikot, les altitudes moyennes et les reliefs sont plus modérés avec une zone importante comprise entre 2500 et 4000 m d'altitude.

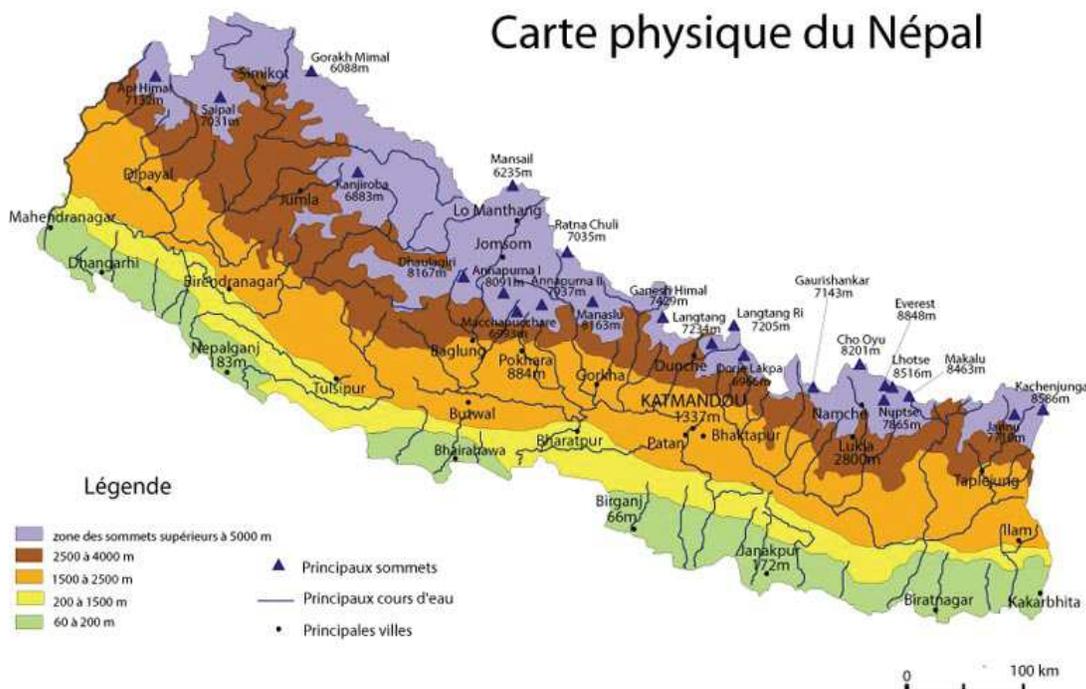


FIGURE 1.15 – Carte présentant les altitudes moyennes au Népal. On observe d'importantes variations E-W dans l'élévation de la chaîne. modifié depuis : <http://www.consulat-nepal.org/>

Ces variations de topographie se retrouvent également tout au long de la chaîne Himalayenne dans la répartition du relief sur un axe Nord-Sud (Duncan *et al.* 2003, Yin 2006, Bookhagen et Burbank 2006, Robert *et al.* 2011). Certaines zones présentent un accroissement progressif de la topographie, en partant de la plaine indienne jusqu'aux zones internes de la chaîne (Bouthan, Ouest Népal), là où dans d'autres zones, la topographie s'accroît brutalement (Himalaya Pakistanais, Centre

et Est Népal...), à travers une zone de « transition topographique » (Fig. 1.16) caractérisée par un très fort relief (Bookhagen et Burbank 2006, Wobus *et al.* 2003).

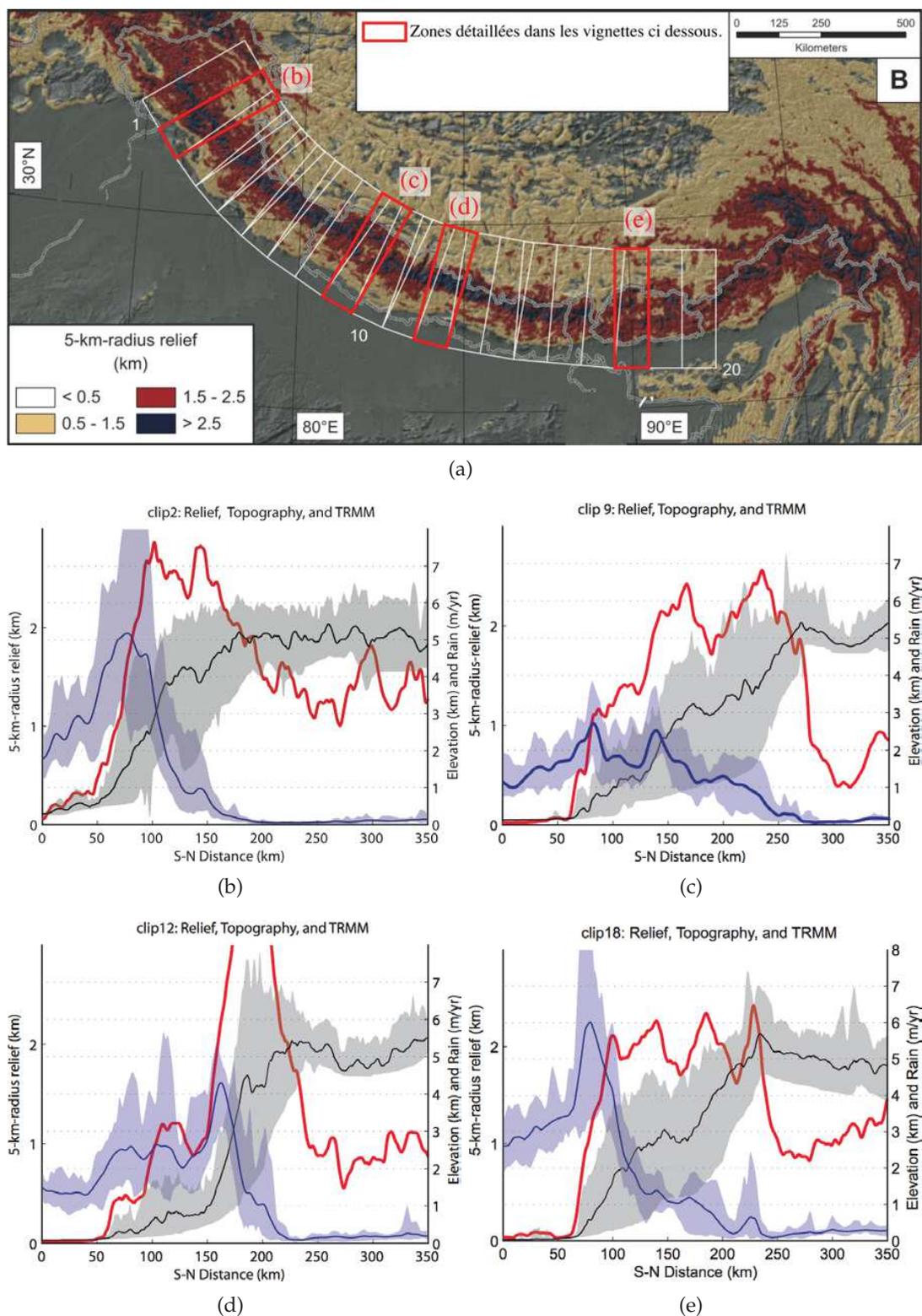


FIGURE 1.16 – (a) Relief sur un rayon de 5 km le long de la chaîne Himalayenne. (b) Ouest de l'Himalaya Indien, (c) Ouest Népal, (d) centre Népal, et (e) Bouthan : Altitude (en noir), précipitation (en bleu) et relief pour les segments de la chaîne encadrés en rouge. Modifié depuis Bookhagen et Burbank (2006).

1.3.3 Variations climatiques

Ces variations topographiques sont également présentes lorsque l'on s'intéresse à la répartition des taux de précipitations le long de la chaîne Himalayenne (Bookhagen et Burbank 2006; 2010). On observe des variations dans le taux de précipitations allant de 1 à 2 m.an⁻¹ jusqu'à plus de 4 m.an⁻¹ (Fig. 1.17).

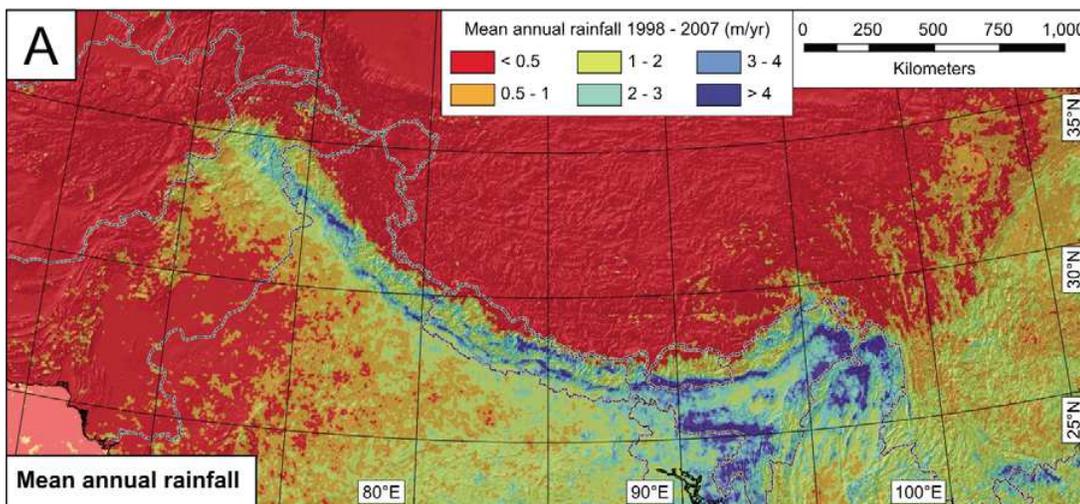


FIGURE 1.17 – Précipitations annuelles moyennes entre 1998 et 2007 sur la chaîne Himalayenne. Modifié depuis (Bookhagen et Burbank 2010).

De même que pour la topographie, le profil de ces taux de précipitations varie le long de la chaîne selon des profils Nord-Sud. Certaines zones (Ouest de l'Himalaya Indien, Ouest Népal, Bouthan...) sont caractérisées par la présence d'une seule bande de précipitations localisée sur le front de la chaîne et l'avant pays, là où d'autres zones (centre et Est Népal, syntaxe orientale...) présentent deux bandes de précipitations : une première localisée sur le front, et une seconde localisée sur la transitions topographique (Fig. 1.16-1.18). L'intensité des précipitations sur cette zone peut dépasser celles sur le front (Fig. 1.18).

Il est intéressant de remarquer la corrélation entre la topographie et le profil de précipitations. Lorsque la chaîne présente une augmentation progressive de la topographie, les précipitations sont localisées dans une seule zone au front de la chaîne, alors que, lorsque la topographie est caractérisée par la présence d'une transition topographique, deux pics de précipitations sont présents (Fig. 1.16,1.18). La topographie, l'exhumation et le climat interagissent par des rétroactions complexes (Fig. 1.1 et texte associé). Il est donc difficile d'identifier la cause de l'effet

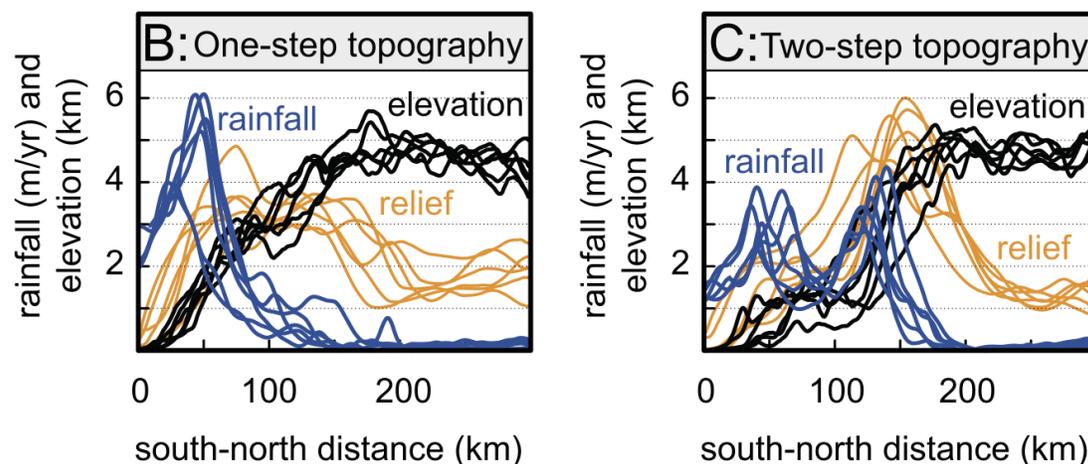


FIGURE 1.18 – Corrélation entre les précipitations et le type de relief. Lorsque on observe une augmentation progressive de la topographie, les précipitations ne montrent qu'un seul pic localisé au front de la chaîne là où deux pics sont présents lorsque la topographie présente une transition brutale. Modifié depuis (Bookhagen et Burbank 2010).

dans cette corrélation. La topographie influence le climat en exerçant un contrôle orographique sur les précipitations, il est donc possible que l'existence d'une transition topographique entraîne l'apparition d'une deuxième bande de précipitations. D'un autre côté, le climat, à travers les précipitations et l'érosion qu'elle entraîne, génère d'importants transports de masse par les processus de surface, ce qui impacte l'exhumation des roches et donc la tectonique de la zone. La présence de deux bandes de précipitations peut donc favoriser l'exhumation dans des zones plus internes de la chaîne, modifiant la tectonique et générant la transition topographique. Ces phénomènes ont été abondamment discutés (Willett 1999, Wobus *et al.* 2003, Whipple et Meade 2006, Stolar *et al.* 2007, Whipple 2009) et la réponse n'est pas encore tranchée.

1.3.4 Une importante variabilité tectonique

Ces variations topographiques et climatiques sont également associées à d'importantes variations géologiques le long de la chaîne Himalayenne. Au premier ordre, les différentes formations de la chaîne Himalayenne peuvent être regroupées dans quatre grandes zones (Gansser 1964, Le Fort 1975) :

- Le domaine de la Thétys Himalaya, contenant principalement des roches sédimentaires Paléozoïques à Tertiaires.

- Le Haut Himalaya, séparé du Thétys Himalaya par le South Tibetan Detachment (STD), est un domaine métamorphique, contenant principalement des gneiss, des migmatites et des leucogranites.
- Le Moyen Pays, ou « Lesser Himalaya », séparé du Haut Himalaya par le Main Central Thrust (MCT), est constitué principalement de méta-sédiments Protérozoïque à Paléozoïque. Le Moyen Himalaya présente localement des lentilles d'orthogneiss Protérozoïque.
- Le domaine sub Himalayen ou Siwaliks, séparé du Moyen Pays par le Main Boundary Thrust (MBT), contient principalement des roches sédimentaires détritiques plus ou moins consolidées, de type molasse. Le front actif de la chaîne est marqué par le Main Frontal Thrust (MFT), au Sud des Siwaliks.

Si l'on regarde une carte géologique simplifiée de l'Himalaya (Fig. 1.19) on observe que la largeur d'affleurement des différentes unités est extrêmement variable. Au Bouthan (Est de l'Himalaya), les unités Thétysiennes affleurent sur une très grande largeur, le Haut Himalaya est également bien développé, à l'inverse du Moyen Pays et des Siwaliks qui affleurent sur une étroite bande au Sud de la chaîne.

Lorsque l'on se déplace vers l'Ouest, les largeurs d'affleurement du Moyen Pays et des Siwaliks augmentent au détriment du Haut Himalaya jusqu'à affleurer sur une largeur supérieure à 120 km dans l'Ouest du Népal. A l'extrême Ouest de la chaîne, en se rapprochant du Pakistan, c'est le Haut Himalaya qui affleure sur une large zone, laissant affleurer une étroite bande de Moyen Pays au Sud avec des Siwaliks bien développés. Enfin, on retrouve tout au long de la chaîne de larges klippes d'unités apparentées au Haut Himalaya, qui sont discontinues latéralement et plus ou moins développées et isolées des unités Haut Himalayennes. Au sein de ces unités Haut Himalayennes, on retrouve également de larges intrusions de leucogranite discontinues latéralement.

Ces changements de structure apparaissant en cartes vont évidemment se retrouver dans les coupes géologiques réalisées dans ces régions. Quatre coupes situées au Népal et au Sikkim sont présentées ici (Fig. 1.20).

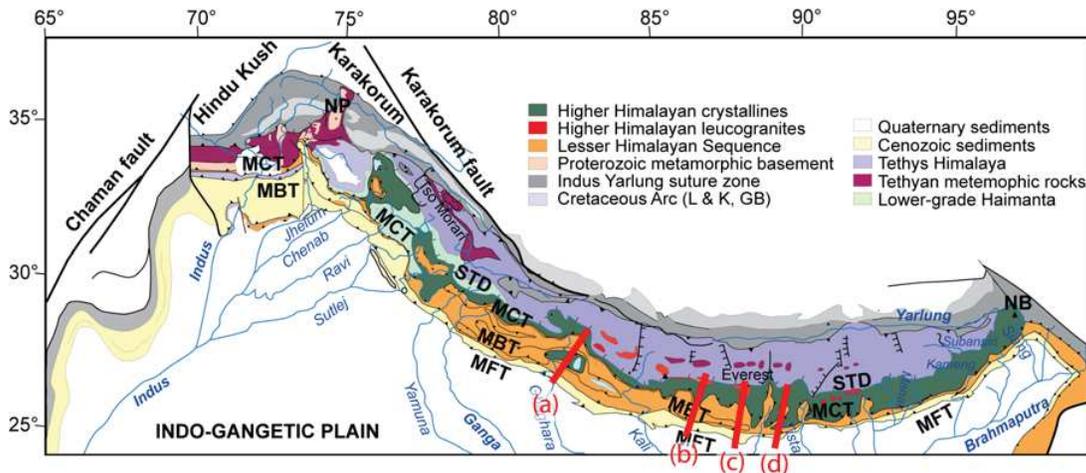


FIGURE 1.19 – Carte géologique simplifiée de l'Himalaya. Les traits rouges localisent les coupes de la figure 1.20. Figure modifiée depuis Guillot et al. (2008).

On observe sur les coupes de la figure 1.20 (localisées sur la figure 1.19) de très nombreuses variations au niveau de la forme et la localisation des différentes unités ainsi que des structures tectoniques.

Dans l'Ouest Népal (Fig. 1.20(a)) le Moyen Pays présente de nombreuses nappes (« thrust sheet ») de faible amplitude, formant des plis étroits à faible rayon de courbure. Au Sud du Moyen Pays repose une klippe formant un synclinal et constituée de matériel proche des formations du Haut Himalaya.

Au Népal central (Fig. 1.20(b)), une large zone de formations du Haut Himalaya n'est pas encore isolée sous forme de klippe. En dessous, les unités du Moyen Pays forment une large structure assimilable à un duplex plissé au dessus d'une rampe de grande amplitude. Les formations du Moyen Pays affleurent de manière très limitée.

Dans l'Est du Népal (Fig. 1.20(c)), le Moyen Pays forme une seule et très massive nappe plissée de manière relativement anguleuse au dessus d'une rampe. A l'extrême sud de la coupe, une petite klippe est présente.

Enfin, dans la région du Sikkim, en Inde à l'Est du Népal (Fig 1.20(d)) le Moyen Pays affleure sous forme de duplex à l'émergence avec des pendages Sud immédiatement au Nord de la klippe. Le Haut Himalaya est très développé.

La chaîne Himalayenne présente donc une forte disparité dans les structures tectoniques qui la constituent. Ces variations, ici décrites pour le Népal et sa région,

se retrouvent dans tout l'Himalaya ; une synthèse de [Yin \(2006\)](#) présente un grand nombre de coupes réparties tout au long de la chaîne.

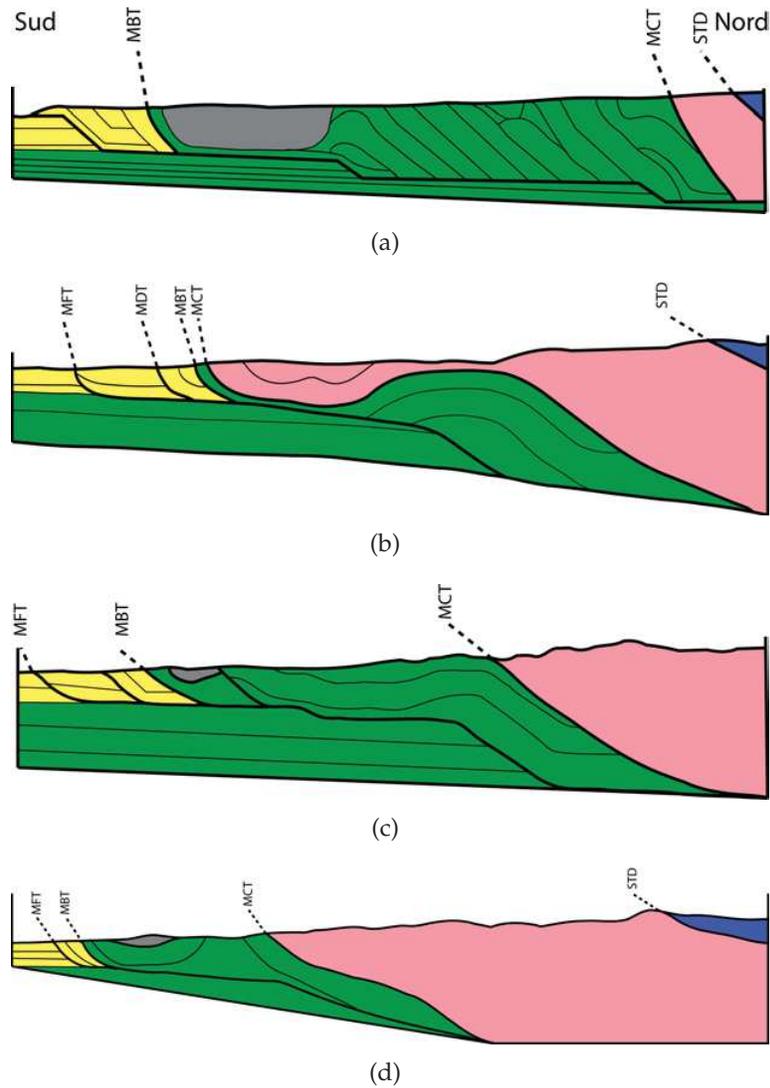


FIGURE 1.20 – Coupe simplifiée de l'Himalaya. Bleu : Thétys Himalaya, Rose : Haut Himalaya. Vert : Moyen Pays, Gris : Klippe, Jaune : Sixvaliks. (a) Ouest Népal et (b) Centre Népal, modifié depuis [Jouanne et al. \(2004\)](#), (c) Est Népal modifié depuis [Schelling \(1992\)](#) et (d) Sikkim, modifié depuis [Kellett et al. \(2013\)](#).

1.3.5 Conséquence sur l'activité sismique

Ces variations dans la structure de la chaîne Himalayenne entraînent des variations dans l'intensité et la profondeur de l'activité sismique et microsismique tout au long de la chaîne (Fig. 1.21 pour le Népal).

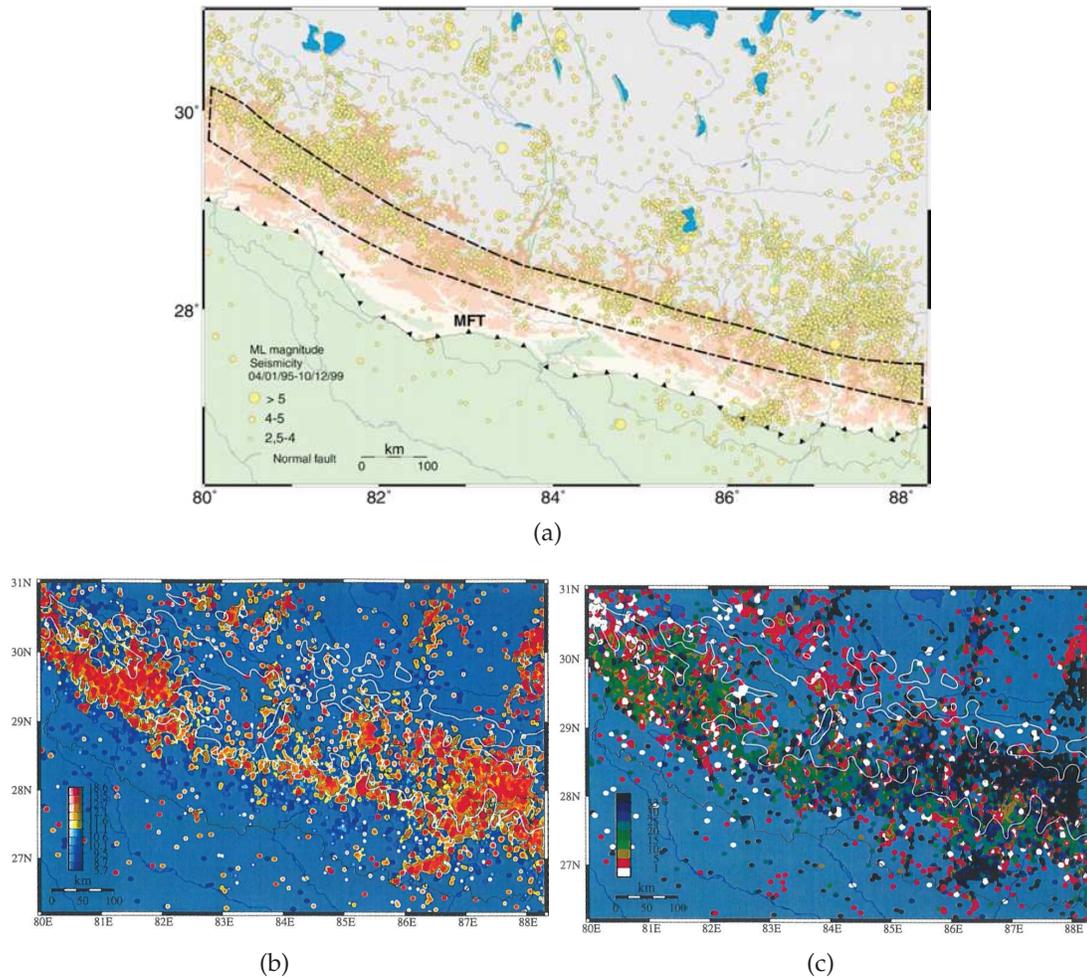


FIGURE 1.21 – (a) Sismicité du Népal entre le 04/01/1995 et le 10/12/1999. Modifiée depuis *Avouac et al. (2001)*. (b) Énergie microsismique et (c) profondeur de la microsismicité au Népal entre 1995 et 2001. Modifiée depuis *Bollinger (2002)*.

L'activité sismique se concentre sur le Main Himalayan Thrust (MHT), décollement crustal sur lequel se branchent les chevauchements majeurs (Fig. 1.20, 1.10). L'activité sismique et la déformation en Himalaya étant liées, il est possible, en étudiant cette activité sismique, d'obtenir des informations sur la forme et la localisation de cette structure majeure le long de laquelle l'Inde sous-plaque le Tibet (*Berger et al. 2004, Jouanne et al. 2004*). *Berger et al. (2004)* ont ainsi proposé, à partir d'enregistrements de microsismicité et de modélisation numérique des don-

nées géodésiques, que les variations d'activité sismique au Népal soient liées à des changements dans la géométrie du Main Himalayan Thrust (MHT), le décollement principal à la base du prisme Himalayen. Ces changements de géométrie sont liés à des variations latérales dans la position d'une rampe sur le MHT et à des changements dans la valeur du pendage de ce décollement. Les auteurs proposent ainsi que la structure profonde du Népal soit caractérisée par trois segments de géométrie de MHT différents juxtaposés le long de la chaîne.

1.3.6 Evolution des taux d'exhumation à travers la chaîne.

Les changements dans le taux de précipitation et dans la structure tectonique le long de la chaîne Himalayenne se retrouvent dans les taux d'exhumation. Une compilation des âges d'exhumation déterminés par des systèmes thermochronologiques de basse température à l'échelle de la chaîne Himalayenne a récemment été publiée par [Thiede et Ehlers \(2013\)](#) (Fig. 1.22). Il apparaît que certaines zones montrent des âges très jeunes dans la partie centrale d'une coupe perpendiculaire à la chaîne (traces de fission sur apatite pour le Népal Central par exemple) ou dans d'autres zones de la chaîne, ces âges sont relativement homogènes et plus anciens (trace de fission sur apatite pour l'Himalaya Indien par exemple) ou à l'inverse présentent des âges plus jeunes dans les parties internes de la chaîne (au Nord) et plus anciens au Sud de la chaîne (traces de fission sur apatite sur la frontière Ouest Népal- Inde par exemple).

[Robert et al. \(2011\)](#) ont utilisés une approche numérique inverse pour expliquer les données thermochronologiques par différents modèles cinématiques ([Braun 2003](#)). Ils expliquent ainsi les âges thermochronologiques déterminés au Népal et au Bouthan par la juxtaposition de quatre segments de chaîne présentant des géométries du MHT différents (Fig. 1.23).

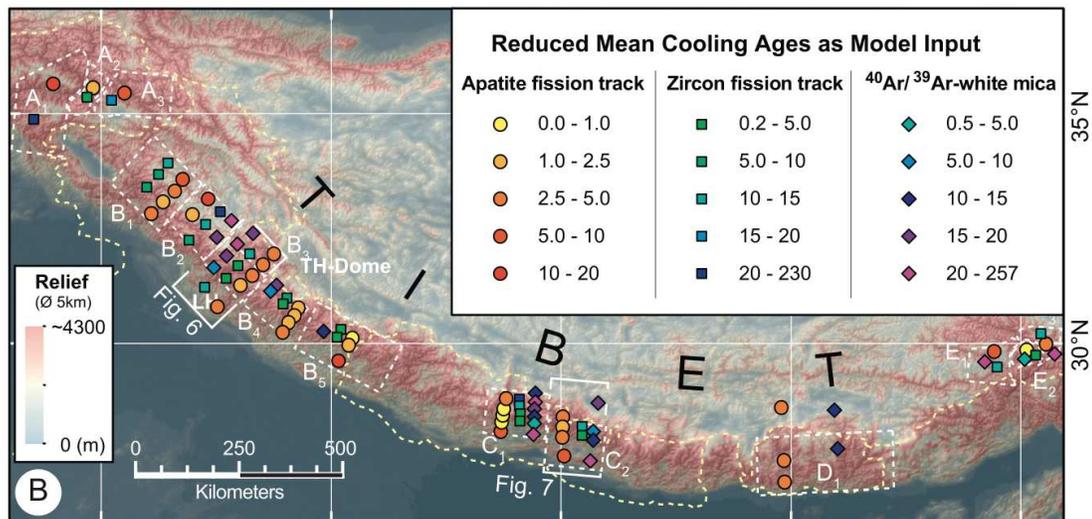


FIGURE 1.22 – Compilation des âge d'exhumation déterminé par des thermochronomètres de basse température à l'échelle de l'Himalaya. Modifiée depuis Thiede et Ehlers (2013).

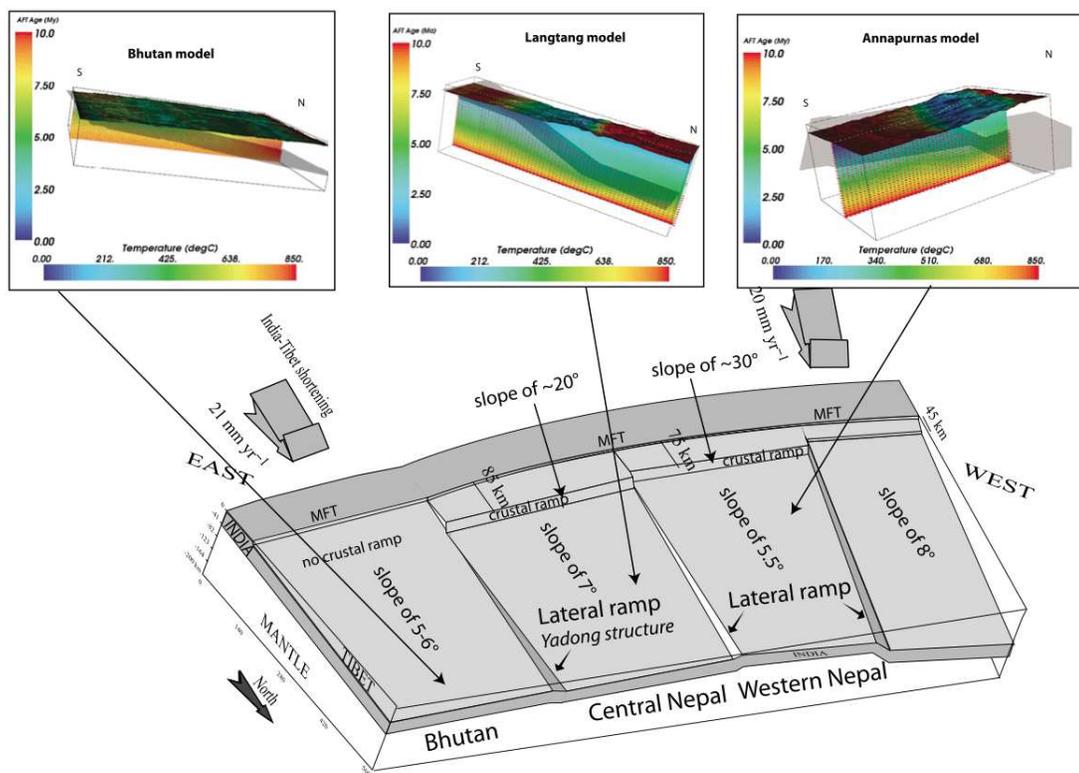


FIGURE 1.23 – Géométrie du MHT déterminé par l'inversion de données thermochronologiques proposée par Robert et al. (2011).

1.4 La problématique développée dans le cadre de ce doctorat :

Les objectifs de cette thèse de doctorat sont variés :

1. Utiliser la modélisation numérique à partir d'un modèle thermomécanique pour étudier la dynamique du prisme Himalayen en réponse au raccourcissement. Une fois la dynamique du prisme contrainte, nous cherchons à identifier les paramètres contrôlant et influençant cette dynamique qui pourraient expliquer les variations latérales observées en Himalaya et détaillées ci dessus.
2. Une connaissance détaillée du terrain à travers la caractérisation des structures et l'identification de la cinématique de la déformation est nécessaire pour identifier et contraindre les variations latérales en Himalaya. Sur les quatre segments proposés par [Robert *et al.* \(2011\)](#), celui se situant à l'extrême ouest du Népal est le moins bien étudiés avec relativement peu de données structurales et quasiment aucune datation thermochronologique (Fig. 1.22). Nous avons donc, dans un second temps, mené une étude structurale, thermochronologique et pétrologique le long de la rivière Karnali dans l'extrême Ouest du Népal afin d'améliorer les connaissances que nous avons sur cette zone.
3. Enfin, une étude pétrologique et numérique sur la dynamique thermique de la croûte continentale lors d'épisodes de migmatisation intense à été menée afin d'apporter des contraintes sur la dynamique des croûtes continentales partiellement fondues. Même si elle se focalise sur un exemple andin (le massif de El-Oro en Equateur), cette étude amène des éléments permettant de contraindre la dynamique des plateaux continentaux tel que le plateau du Tibet, situé au Nord de la chaîne Himalayenne.

Transition

Le contexte dans lequel s'inscrit cette étude ayant été présenté, nous allons maintenant nous intéresser à la dynamique du prisme Himalayen et aux processus physiques qui la gouvernent à travers un travail de modélisation numérique thermomécanique. Cette étude nous permettra de décrire les mécanismes à l'oeuvre dans le prisme Himalayen ainsi que leurs évolutions temporelles. Deux sources de variations latérales ont été identifiées et sont discutées dans le chapitre 2 de cette thèse.

MODÉLISATION NUMÉRIQUE

2

SOMMAIRE

2.1	OBJECTIFS :	35
2.2	LE MODÈLE THERMOMÉCANIQUE : « SOPALE_NESTED »	35
2.2.1	La formulation arbitraire Lagrangienne Eulerienne	35
2.2.2	Rhéologie et calcul de la viscosité effective	37
2.2.3	Le modèle thermique	40
2.2.4	Les processus de surface	40
2.2.5	Le setup	41
2.3	LES AJOUTS APPORTÉS AU CODE	46
2.4	RÉSULTATS DE LA MODÉLISATION NUMÉRIQUE	54
2.4.1	Modèle 1 : le cycle de formation et d'advection de la rampe	54
2.4.2	Modèle 2 : Le contrôle rhéologique sur la formation des klippes	55
2.5	UNE NOUVELLE HYPOTHÈSE POUR EXPLIQUER LES VARIATIONS LATÉRALES EN HIMALAYA	58
2.6	ALONG-STRIKE TECTONIC VARIATIONS IN NEPAL HIMALAYA : A CONSEQUENCE OF ASYNCHRONOUS RAMP UNDERTHRUSTING ?	59
2.7	PERSPECTIVES	76
2.8	MODÉLISATION NUMÉRIQUE ET GÉOLOGIE DE TERRAIN.	79
2.8.1	Impact des données de terrain sur le setup.	79
2.8.2	Comparaison avec des coupes existantes.	80
2.8.3	Quel impact sur les stratégies de terrain ?	86

Ce chapitre présente les travaux de modélisation numérique réalisés dans le cadre de ce doctorat. Nous avons utilisé le code thermomécanique « Sopale_nested » afin de tester l'impact de la rhéologie et de la géométrie initiale sur la forme et l'évolution des structures constituant le Moyen Pays Himalayen. Cette étude montre que les variations latérales observées à travers l'Himalaya (cf chapitre 1) peuvent être expliquées par la combinaison de deux mécanismes : 1) la

formation d'une rampe et son advection sous les unités du Moyen Pays, qui entraîne la formation d'un pic de topographie se déplaçant en même temps que la rampe jusqu'à la formation d'une nouvelle rampe au front du système, et 2) l'existence d'un contraste rhéologique entre le plateau du Tibet et le continent Indien, qui permet, lorsque le Tibet présente une rhéologie plus faible que l'Inde, d'isoler une klippe par sous plaquage d'un duplex. Nous proposons ainsi que des variations latérales de rhéologie au sein du plateau du Tibet et des unités cristallines du Haut-Himalaya combinées à une évolution asynchrone du sous plaquage de la rampe le long de différents segments de la chaîne soient les facteurs contrôlant les variations latérales observées le long de la chaîne Himalayenne.

THIS chapter presents the numerical modeling study carried out during this PhD. We used the thermomechanical model `Sopale_nerted` in order to test the impact of rheology and initial geometry on the shape and the dynamics of the structures that built the Lesser Himalaya. This study shows that along-strike variation observed across the Himalaya (cf chapter 1) can be explained by two parallel mechanisms : 1) formation and underthrusting of a ramp beneath the Lesser Himalaya. This induces a transient increase of the topography moving toward the inner part of the range at the same velocity as the ramp until the formation of a new ramp at the front of the system ; 2) existence of a rheological contrast between the Tibetan plateau and the colliding Indian plate controlling the klippe formation. When the Tibetan plateau is weaker than the Indian plate, a well developed duplex form, isolating a klippe by underthrusting. We propose that lateral rheological variations in the Tibetan Plateau and the Higher Himalayan units associated with asynchronous ramp underthrusting along different segments of the belt generate the along strike variations observed in Himalaya.

2.1 Objectifs :

Nous avons vu dans le chapitre 1, que la chaîne himalayenne présente d'importantes variations latérales, tant au niveau de sa topographie, que des taux de précipitation, des structures tectoniques, de l'activité sismique ou des taux d'exhumation. L'origine de ces variations est toujours très débattue entre les partisans d'une origine climatique et ceux d'une origine tectonique.

Berger *et al.* (2004) sur la base de données sismiques, et Robert *et al.* (2011) à partir de l'inversion de données thermochronologiques, proposent que ces variations soient, au Népal, contrôlées par l'existence de trois à quatre segments répartis le long de la chaîne et présentant des géométries du MHT différentes (cf section 1.3.6 de cette Thèse).

L'objectif de la modélisation numérique réalisée dans le cadre de ce travail de thèse est de comprendre, à travers la réalisation de modèle 2D testant différentes rhéologies et géométries initiales, les facteurs contrôlant ces changements de géométrie, de contraindre leur évolution temporelle ainsi que leur impact sur la structure et la topographie de la chaîne.

2.2 Le modèle thermomécanique : « Sopale_nested »

L'ensemble des modèles présentés ici a été réalisé en utilisant le code thermomécanique « Sopale_nested » développé par le groupe de géodynamique de l'Université de Dalhousie (Halifax, Canada). Le code ainsi que les modifications qui y ont été apportées sont présentés ci dessous.

2.2.1 La formulation arbitraire Lagrangienne Eulerienne

Le code utilise une formulation arbitraire Lagrangienne Eulerienne (ALE) telle que définie par Fullsack (1995). Le principe de cette formulation est d'utiliser deux grilles : une Eulerienne et une Lagrangienne. Pour chaque pas de temps, la déformation incrémentale est calculée sur la grille Eulerienne puis transférée à la grille Lagrangienne sur laquelle la déformation finale est calculée. Cette grille est passivement déformée et advectée d'un pas de temps à l'autre.

Cette méthode présente deux avantages principaux :

- elle permet de modéliser des taux de déformation très importants tout en gardant une stabilité et une précision numérique élevée.
- L'advection de matériaux au travers les limites du modèle est facile à implémenter et stable numériquement

Approche mathématique : Dans les domaines de la mécanique des matériaux continus et de la mécanique des fluides, deux approches différentes sont utilisées : l'approche Lagrangienne, dans laquelle les particules utilisées pour décrire le milieu se déformant sont suivies dans le temps le long de leur trajectoire, et l'approche Eulérienne, dans laquelle ces particules sont situées à des points fixes et décrites par leur vecteur vitesse.

Dans le cas d'une approche numérique Lagrangienne la grille portant les propriétés des matériaux et où les équations sont résolues est déformée et advectée à chaque pas de temps, chaque noeud de la grille correspondant à la même particule au cours du temps, alors que dans l'approche Eulérienne, les noeuds de la grille ont une position fixe au cours du temps et les propriétés des "particules" qu'ils portent sont transférées d'un noeud à l'autre selon le champ de vitesse calculé.

En pratique dans `Sopale_nested`, le passage de l'instant t à l'instant $t + \Delta t$ se fait de la manière suivante ([Fullsack 1995](#)) :

1. Calcul du flux de matière, par la résolution d'un système d'équations grâce à une méthode basée sur les éléments finis, sur la grille Eulérienne. Cette grille étant peu déformée, la solution est peu entachée d'erreur numérique. On obtient un champ de vitesse \mathbf{v} .
2. Calcul de l'érosion et de la sédimentation sur la surface qui a été advectée.
3. Calcul du déplacement des limites du domaine Eulérien entraîné par les processus de surface.
4. Calcul de la compensation isostatique. On obtient un champ de vitesse vertical \mathbf{w} .
5. Incorporation de l'isostasie au champ de vitesse du flux de matière : $\mathbf{v} = \mathbf{v} + \mathbf{w}$.
6. Interpolation de la vitesse verticale du champ de vitesse Eulérien pour obtenir le déplacement de la grille.

7. Interpolation du champ de vitesse de la grille Eulérienne sur les noeuds de la grille Lagrangienne afin d'advecter ceux ci ($x^L + \mathbf{v}^L \Delta t$).
8. Mise a jour des champs sur la grille Lagrangienne, interpolation des champs de la grille Lagrangienne (par exemple la température ou la déformation totale) sur la grille Eulérienne pour avoir de nouveaux champs Eulériens.

Le calcul du flux de matière se fait par résolution d'un système d'équations comprenant la conservation de la masse, l'équilibre des forces en domaine quasi-statique et les conditions limites. Le système d'équation est le suivant (Fullsack 1995) :

$$\left\{ \begin{array}{l} \nabla \cdot \eta_e (\nabla \mathbf{v} + \nabla \mathbf{v}^T) - \nabla p = -\rho \mathbf{g} \\ \nabla \cdot \mathbf{v} = 0 \\ \text{Conditions limites} \end{array} \right. \quad (2.1)$$

Avec η_e la viscosité dynamique effective, dont le calcul sera détaillé ci dessous, p la pression, ρ la masse volumique, \mathbf{g} l'accélération de la pesanteur et \mathbf{v} le champ de vitesse.

La première équation du système 2.1 est l'équation de Navier-Stokes pour les états quasi stationnaires. L'incompressibilité du domaine étant garantie par la seconde équation du système 2.1.

2.2.2 Rhéologie et calcul de la viscosité effective

Afin de calculer une viscosité effective pour un matériel, le code considère trois modes de déformation qui fonctionnent en parallèle :

- Grain size sensitive creep (fluage dépendant de la taille de grain).
- Non linear "power-law" creep (loi de fluage non linéaire).
- Peierl's law creep (fluage de Peierl).

En plus de ces mécanismes de fluage, le "strain softening" (adoucissement à la déformation) et la rupture plastique sont pris en compte par le critère de rupture de Drucker-Prager. Ces mécanismes sont détaillés ci dessous.

Fluage dépendant de la taille de grain Ce type de déformation est un analogue du fluage par diffusion. Dans « Sopale_nested », il est gouverné par l'équation 2.2.

$$\eta(T^d) = \eta^* \left(\frac{a}{a_0^*} \right)^{m^*} \exp \left(-\frac{T^d}{T^*} \right) \quad (2.2)$$

T^d étant la température dynamique, η^* la viscosité donnée pour une température de T^* et une valeur de taille de grain a^* donnée, m^* une constante et a la taille de grain variant entre une valeur minimale et une valeur maximale entre deux valeurs de déformation fixées ($S1^*$ et $S2^*$, Fig. 2.1). Cette variation de la taille de grain en fonction de la déformation entraîne un adoucissement ou un durcissement à la déformation en fonction de valeurs de a_1^* et a_2^* choisies.

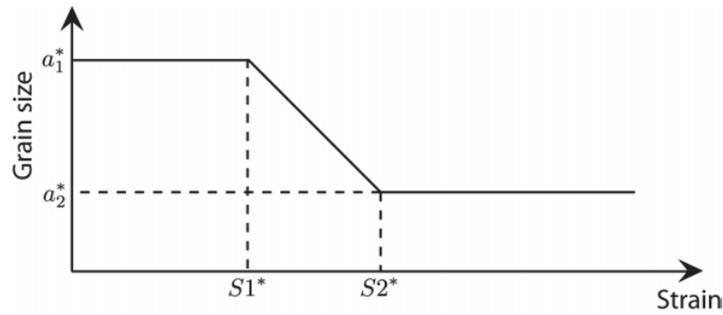


FIGURE 2.1 – Evolution de la taille de grain en fonction de la déformation.

Loi de fluage non linéaire La loi de fluage non linéaire est un analogue du fluage par migration de dislocations. Cette loi permet de calculer un taux de déformation, ce taux de déformation étant relié à la viscosité par l'intermédiaire du tenseur des contraintes et de l'équation 2.3.

$$\mathbf{T}'_{ij} = 2\eta\dot{\epsilon}_{ij} \quad (2.3)$$

La déformation étant définie par l'équation 2.4 :

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \mathbf{v}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \mathbf{v}_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.4)$$

Dans « Sopale_nested », le taux de déformation associée à la loi de fluage non linéaire est calculé par l'équation 2.5

$$\frac{\dot{\epsilon}^*}{\dot{\epsilon}_0^*} = \left(\frac{\sigma}{S_c} \right)^{n^*} \exp \left(-\frac{T^*}{T} \right) \quad (2.5)$$

$\dot{\epsilon}_0^*$ étant déterminé expérimentalement, $T^* = \frac{Q}{R}$ avec Q l'énergie d'activation et R la constante des gaz parfaits. Sc varie de manière linéaire entre deux valeurs (Sc_1 et Sc_2) pour des déformations comprises entre $S1^*$ et $S2^*$ de manière similaire à la taille de grain de la figure 2.1 (adoucissement ou durcissement à la déformation), ce qui permet de prendre en compte la recristallisation dynamique.

Fluage de Peierl De manière similaire au fluage non linéaire, cette loi de fluage permet de déterminer un taux de déformation permettant de remonter à une viscosité. L'équation contrôlant la loi de Peierl est, dans « Sopale_nested », l'équation 2.6.

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}^* \left(\frac{\sigma}{Sc^*} \right)^{Tn^*/T} \exp \left(-\frac{T_2^*}{T} \right) \quad (2.6)$$

Les paramètres portant une étoile étant déterminés de manière expérimentale.

La viscosité effective Ces trois modes de fluages permettant de déterminer 3 valeurs de viscosité, celles-ci doivent être combinées en parallèle afin de déterminer une viscosité effective via l'équation 2.7.

$$\frac{1}{\eta_e^v} = \frac{1}{\eta_1} + \frac{1}{\eta_2} + \frac{1}{\eta_3} \quad (2.7)$$

η_e^v étant ensuite réinjecté dans le système d'équation 2.1 afin de calculer la déformation.

Le critère de Drucker-Prager. Ce critère, similaire à une loi de Mohr-Coulomb, permet de prendre en compte un comportement fragile au dessus d'un certain seuil de contrainte.

La rupture apparait lorsque :

$$(J_2')^{1/2} = \mathbf{p} \sin(\phi_e) + \mathbf{c} \cos(\phi_e) \quad (2.8)$$

$(J_2')^{1/2}$ étant le second invariant du déviatorique du tenseur des contraintes $\left(\frac{1}{2} \sigma'_{ij} \sigma'_{ij} \right)$, \mathbf{p} la pression dynamique (contrainte moyenne), \mathbf{c} la cohésion et ϕ_e l'angle de friction interne effectif. Cet angle de friction effectif prend en compte la pression de fluide comprise dans les pores (\mathbf{p}_f) via l'équation 2.9.

$$\mathbf{p} \sin(\phi_e) = (\mathbf{p} - \mathbf{p}_f) \sin(\phi) \quad (2.9)$$

Avec ϕ l'angle de friction interne et c la cohésion. Ces paramètres varient de manière linéaire entre les valeurs ϕ_1 et ϕ_2 et de c_1 et c_2 pour des déformations comprises entre $S1^*$ et $S2^*$, de manière similaire à la taille des grains de la figure 2.1. Si $\phi_1 < \phi_2$ nous avons un adoucissement à la déformation.

Lorsque la rupture apparaît, le modèle calcule une « viscosité effective plastique » η_e^p permettant de rester sous le seuil de contraintes cassantes. η_e^p est calculé par l'équation 2.10, la viscosité effective restant égale à la « viscosité effective visqueuse » η_e^v partout ailleurs.

$$\eta_e^p = \frac{(J_2')^{1/2}}{2(I_2')^{1/2}} \quad (2.10)$$

I_2' étant le second invariant du déviatorique du tenseur de taux de déformation $(\frac{1}{2}\dot{\epsilon}'_{ij}\dot{\epsilon}'_{ij})$.

2.2.3 Le modèle thermique

« Sopale_nested » permet de modéliser la diffusion et l'advection de chaleur pour différentes conditions limites et des matériaux présentant des propriétés thermiques hétérogènes. Dans le cadre des modèles présentés ici, les propriétés thermiques ont été choisies constantes à travers le modèle avec une conductivité thermique de $3.25 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et une capacité calorifique de $750 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$. Pour ce qui est des conditions limites, nous avons fixé une température de 273K en surface du modèle et de 1022K à la base ($z=80\text{km}$, Fig. 2.2), juste en dessous de la température de fusion des différents matériaux utilisés dans le modèle. Les températures en bordure du modèle sont maintenues égales au géotherme initial.

Les équations contrôlant la diffusion et l'advection de chaleur sont très classiques et non spécifiques à ce code. Elles sont détaillées en partie 4.2 de cette Thèse.

2.2.4 Les processus de surface

Dans le cadre de cette étude, la surface supérieure du modèle est une surface libre (contraintes nulles) sur laquelle des processus de surface sont appliqués. Nous

avons utilisé un modèle basique de processus de surface dans lequel l'érosion est active au dessus d'un niveau de base choisit ici comme le niveau de la mer avec un taux d'érosion corrélé linéairement avec la pente (40 mm.an^{-1} pour une pente de 45°). En dessous de ce niveau de base, la sédimentation remplit l'espace disponible. Le niveau de base a été choisi de manière à être situé à la bordure du modèle une fois la compensation isostatique effectuée.

La manière dont sont modélisés les processus de surface est extrêmement basique. Cependant, notre étude ne se focalisant pas sur les interactions entre les processus de surface et la tectonique, nous avons estimé que cette approche était suffisante. Toutefois, notre étude gagnerait à utiliser des équations gouvernant les processus de surface plus évoluées tel que l'algorithme « Erosion on a line » proposé par [Willett \(2010\)](#).

2.2.5 Le setup

Dans le cadre des résultats qui sont présentés ici, deux setup ont été utilisés. Ceux-ci sont détaillés ci dessous.

Rhéologie Cinq matériaux différents ont été utilisés dans les modèles de cette étude. Les différents paramètres sont présentés dans le tableau [2.1](#) ci dessous. Parmi ces matériaux, 3 sont issus d'un modèle de quartzite humide [Gleason et Tullis \(1995\)](#), (Mat 2,3 et 5), légèrement modifié en vue de prendre en compte le fait que le Moyen Pays est principalement constitué de micaschiste plutôt que de quartzite. Le matériel 1 est issu d'un modèle d'olivine hydraté, d'après [Karato et Wu \(1993\)](#) et le dernier matériel, le matériel 4, est un matériel très faible permettant de localiser les niveaux de décollement.

TABLE 2.1 – Tableau synthétisant les différents paramètres pour les 5 matériaux utilisés dans cette étude.

Type	paramètre	Mat 1	Mat 2	Mat3	Mat 4	Mat 5
Général	Densité (Kg.m^{-3})	3 250	2 800	2 800	2 800	2 800
	Bulk viscosity	1.10^{30}	1.10^{30}	1.10^{30}	1.10^{30}	1.10^{30}
	Expansion thermique	3.10^{-5}	3.10^{-5}	3.10^{-5}	3.10^{-5}	3.10^{-5}
	température de fusion (K)	1.10^7	1 023	1 023	1 023	1 023
Fluage fct(Taille de grain)	η^*	0	0	0	0	0
	a_0^*	1	1	1	1	1
	$a_1^* - a_2^*$	1-1	1-1	1-1	1-1	1-1
	$S1^* - S2^*$	1-2	1-2	1-2	1-2	1-2
	m^*	1	1	1	1	1
	T^*	0	0	0	0	0
Fluage non linéaire	$\dot{\epsilon}_0^*$	$1.7578.10^{-14}$	$8.574.10^{-28}$	$8.574.10^{-30}$	$8.574.10^{-30}$	$8.574.10^{-29}$
	$Sc_1 - Sc_2$	10 - 10	5 - 5	5 - 5	5 - 5	5 - 5
	$S1^* - S2^*$	1-1	1-1	1-1	1-1	1-1
	n^*	3	4	4	4	4
	T^*	$5.17.10^4$	$2.68.10^4$	$2.68.10^4$	$2.68.10^4$	$2.68.10^4$
Fluage de Peierl	$\dot{\epsilon}^*$	1	1	1	1	1
	Sc^*	1	1	1	1	1
	Tn^*	1	1	1	1	1
	T_2^*	1	1	1	1	1
Druker-Prager	$\phi_1 - \phi_2$	15 - 2	10 - 1.5	15 - 2	5 - 1	15 - 2
	$S1^*(\phi) - S2^*(\phi)$	0.5 - 1.5	0.5 - 1.5	0.5 - 1.5	0.5 - 1.5	0.5 - 1.5
	$c_1 - c_2$	0 - 0	$2.10^6 - 2.10^6$	$2.10^6 - 2.10^6$	$2.10^6 - 2.10^6$	$2.10^6 - 2.10^6$
	$S1^*(c) - S2^*(c)$	0.5 - 1.5	0.5 - 1.5	0.5 - 1.5	0.5 - 1.5	0.5 - 1.5

Quelques remarques concernant les rhéologies que nous avons utilisées :

- Tout d'abord, nous constatons que le fluage par diminution de la taille de grain est désactivé lors de l'établissement en parallèle de la viscosité effective ($\eta^* = 0$). De même, le fluage de Peirl est désactivé. Nous avons donc une viscosité effective qui sera uniquement dépendante d'une loi de fluage non linéaire avec un critère de rupture de Druker-Prager.
- Le matériel 1 ne peut pas fondre.
- La loi de fluage non linéaire ne prend pas en compte le « strain softening » ($Sc_1 = Sc_2$).
- La pression de fluide de pore est choisie à 0, nous avons donc que des matériaux secs.
- Enfin, le matériel 1 ne possède pas de cohésion, et la cohésion des autres matériaux est constante avec la déformation.

En conclusion, les rhéologies choisies font que la viscosité du modèle est uniquement contrôlée par une loi de fluage non linéaire sur laquelle est appliqué un critère de rupture plastique de Druker-Prager. L'adoucissement à la déformation n'est pas pris en compte dans la loi de fluage non linéaire mais seulement par l'enveloppe de rupture (la rupture arrivera pour des contraintes plus faibles lorsque le matériel aura été abondamment déformé).

Ces paramètres rhéologiques ont été choisis car les paramètres de fluage de la loi de fluage non linéaire sont les paramètres les mieux contraints, pour la lithologie choisie, par études de laboratoire (Karato et Wu 1993, Gleason et Tullis 1995). Cela permet en plus de simplifier les calculs et de ne pas avoir de résultats dépendant de rhéologies exotiques qui pourraient avoir tendance à déstabiliser le code.

Géométrie Pour ce modèle lithosphérique, nous avons utilisé une grille Eulérienne de 1800 km x 80 km discrétisée sur 801 x 81 noeuds avec un pas de temps de 1000 ans pour une durée de raccourcissement total de 30 Ma. En vue de générer une asymétrie dans les structures telle qu'observées sur le terrain (succession de chevauchement vers le Sud), nous avons prescrit un plateau Tibétain pré-existant au début de la modélisation (Jamieson et Beaumont 2013). Dans le cas contraire, le système évoluerait en « structure en fleur », symétrique, tel que cela a été mon-

tré pour les Pyrénées par [Beaumont *et al.* \(2000\)](#). L'apparition précoce du plateau Tibétain étant documenté par de nombreux auteurs ([Chung *et al.* 1998](#), [Rowley et Currie 2006](#), [Wang *et al.* 2008](#)). Ce plateau de forme prismatique fait 900 km de large pour 70 km d'épaisseur et est constitué de matériel 5 pour le premier modèle (Run 170) et de matériel 3 pour le second (Run 168). A la base de ce plateau, nous avons prescrit un niveau de décollement de 10 km d'épaisseur afin de permettre le transfert de contrainte au Nord du plateau. Ce transfert de contrainte est attesté par l'existence de la chaîne de Kunlun et l'intense activité sismique transpressive observée dans cette région. Cette étude focalisant sur la dynamique du Moyen Pays, le cristallin du Haut Himalayen est associé au plateau Tibétain et se voit attribuer la même rhéologie dans les modèles présentés ici.

La croûte continentale fait 35 km d'épaisseur et est constitué de matériel 5 pour le premier modèle (Run 170), et de matériel 2 pour le second (Run 168). Du côté du continent Indien, un niveau de détachement est prescrit à 16 km de profondeur (matériel 4). L'existence de ce niveau de décollement est attesté par le fait que seul la partie supérieure de la croûte continentale indienne entre en collision dans l'orogène Himalayenne, la partie inférieure de la croûte étant sous-plaquée sous le plateau Tibétain ([Zhao *et al.* 1993](#), [Schulte-Pelkum *et al.* 2005](#), [Nábělek *et al.* 2009](#)).

La géométrie initiale utilisée dans les modèles présentés ici est disponible sur la [figure 2.2](#).

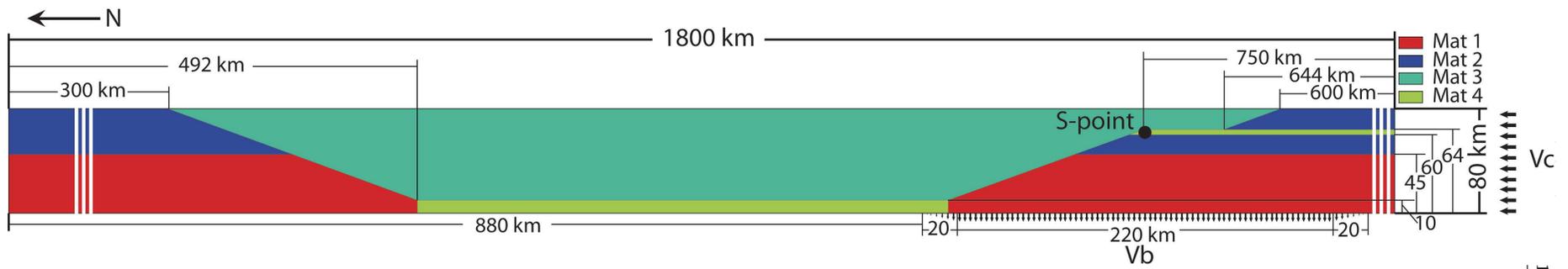


FIGURE 2.2 – Géométrie initiale des modèles présentés ici. La rhéologie des différents matériaux est présentée dans le tableau 2.1.

Conditions aux limites Les conditions limites thermiques ont été présentées dans la partie 2.2.3 de ce manuscrit. Pour ce qui est des conditions limites en vitesse, celles-ci ont été choisies de manière à générer une pseudo subduction (Point-S) (Beaumont *et al.* 1996, Willett 1999) entre la croûte continentale supérieure et inférieure à 20 km de profondeur à l'extrémité Sud du plateau Tibétain (Fig. 2.2). Sur la bordure gauche (au Nord) du modèle, nous autorisons un déplacement en free-slip verticalement et aucun déplacement horizontal. Sur la bordure droite (au Sud), aucun déplacement vertical n'est permis et les nouveaux matériaux sont intégrés horizontalement à la grille Eulérienne à une vitesse de 50 mm.an^{-1} . La limite supérieure du modèle est une surface libre sur laquelle les processus de surface décrits dans la partie 2.2.4 sont appliqués.

Enfin, à la base du modèle, des conditions de « free slip » sont appliquées partout sauf entre 900 km et 1120 km où le matériel est extrait à une vitesse de $12,61 \text{ mm.an}^{-1}$. Afin d'éviter une trop grosse discontinuité en vitesse, la vitesse de sortie des matériaux diminue de manière linéaire sur 20 km (entre 880 km et 900 km et entre 1120 km et 1140 km, cf figure 2.2). Ces conditions aux limites sont choisies de manière à faire sortir l'ensemble des matériaux compris entre 20 km et 80 km de profondeur et le rapport de vitesse entre le taux d'entrée et le taux de sortie des matériaux permet d'avoir un champ de vitesse sous la croûte supérieure équivalent à un sous-plaquage continental à faible inclinaison (15°).

En plus de ce champ de vitesse prescrit, la compensation isostatique est calculée et appliquée pour une densité sous la base du modèle de $3\,250 \text{ kg.m}^{-3}$ et une rigidité flexurale de $1.23 \times 10^{23} \text{ N.m}$.

2.3 Les ajouts apportés au code

Afin de comprendre le fonctionnement du code, de corriger certains « bugs », d'affiner le setup et d'extraire des résultats intéressants pour les confronter aux données de terrain, un certain nombre de modifications ont été apportées au code. Ici, seul les deux plus significatives sont présentées.

« **Christmas trees** » La première modification permet de représenter l'évolution de la norme du déviatorique du tenseur de contraintes en fonction de la profon-

deur ainsi que la valeur du critère de Druker-Prager contrôlant la rupture (ce type de représentation est généralement appelé « christmas tree »). Cela permet, de manière très visuelle, d'évaluer les différents modes de déformation en fonction des différentes rhéologies et des zones du modèle (Fig. 2.3). Lorsque le second invariant du tenseur des contraintes est superposé à la courbe de rupture, la déformation se fait de manière plastique sinon, elle se fait de manière visqueuse.

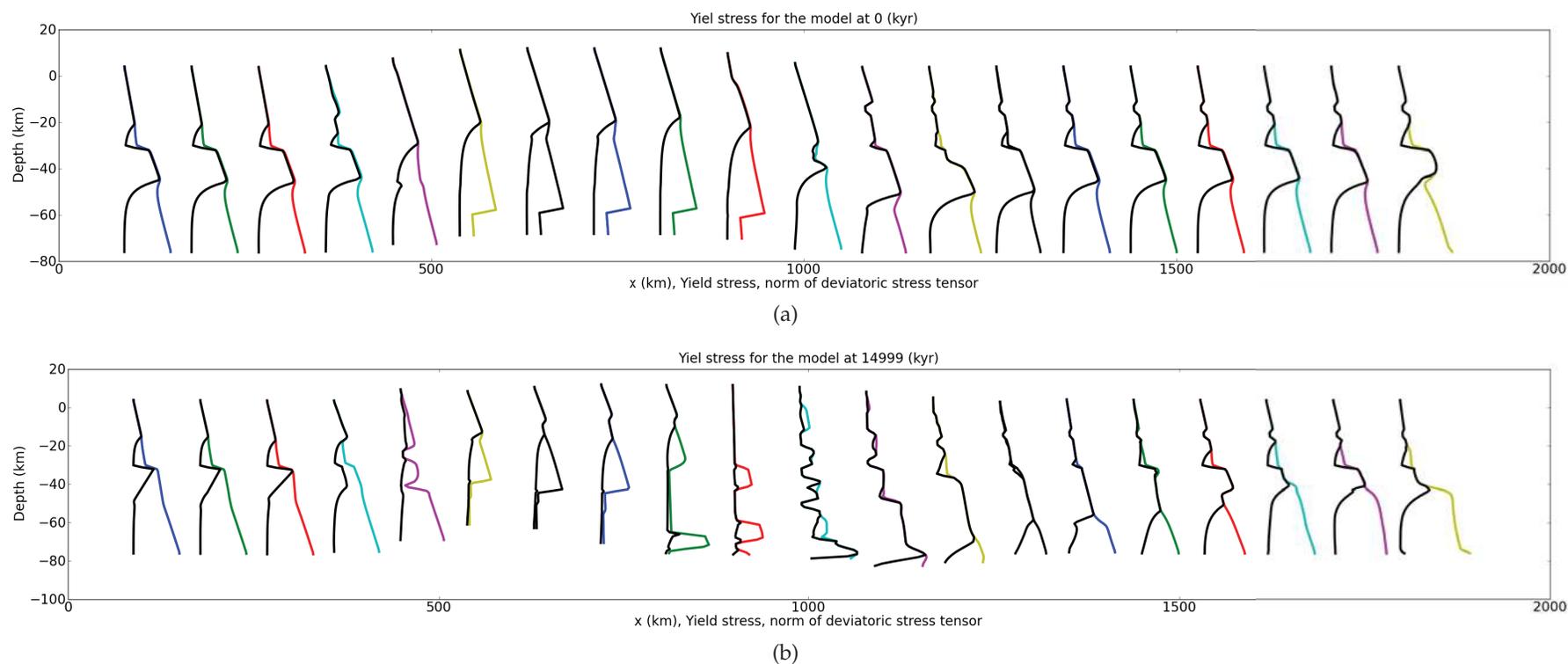


FIGURE 2.3 – Evolution de la valeur du critère de rupture de Druker-Prager (en couleur) et de la norme de la partie déviatorique du tenseur des contraintes (en noir) en fonction de la profondeur et à travers le modèle 2 (Run 168). La figure 2.3(a) présente l'état initial et la figure 2.3(b) après 15 Ma de raccourcissement.

A L'état initial, il apparait (Fig. 2.4(a)) que la croûte à un comportement cassant dans sa partie supérieure, le niveau de décollement mi-crustal remplit son objectif en diminuant la valeur du critère de Druker-Prager et donc de la norme du déviateur du tenseur des contraintes dans cette zone, ce qui va localiser la déformation. A partir de 20 km de profondeur et jusqu'à 35 km, la croûte se déforme de manière visqueuse. La partie supérieure du manteau lithosphérique (entre 35 km et 40 km de profondeur) se déforme également de manière visqueuse puis on retrouve un comportement plastique entre 42 km et 47 km de profondeur et de nouveau visqueux entre 47 km et 80 km de profondeur.

Pour ce qui est du plateau Tibétain (Fig. 2.4(b)), celui ci va se déformer de manière plastique jusqu'à 30 km de profondeur puis de manière visqueuse. Il apparait que le niveau de décollement prescrit à sa base est d'une efficacité très limitée puisque la norme du déviatorique du tenseur des contraintes est bien inférieure à la valeur du critère de Druker-Prager.

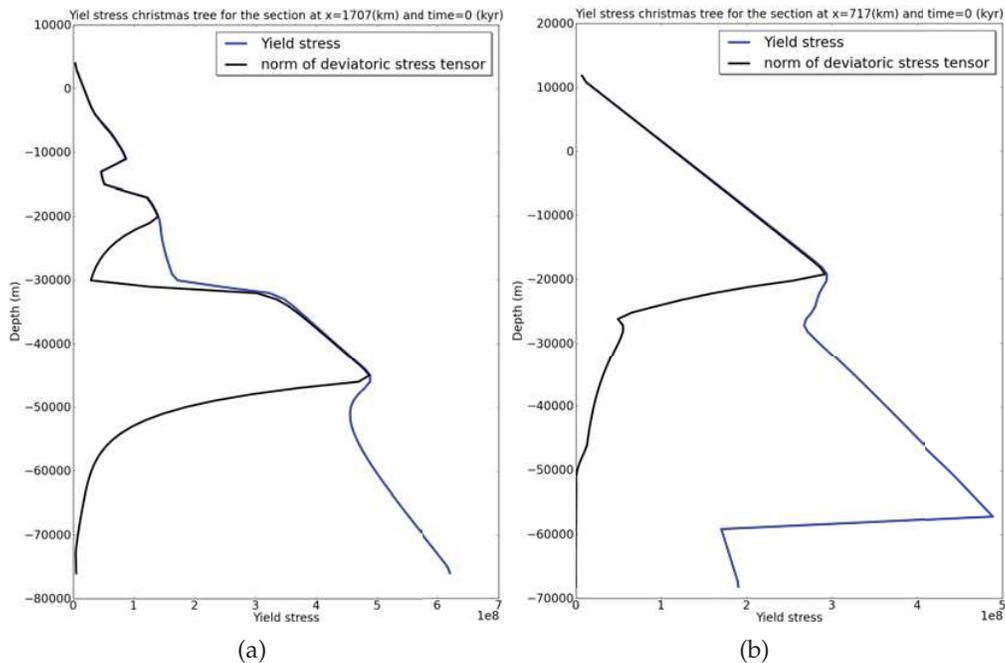


FIGURE 2.4 – Evolution de la valeur du critère de rupture de Druker-Prager (en bleu) et de la norme de la partie déviatorique du tenseur des contraintes (en noir) en fonction de la profondeur et à travers le modèle 2 (Run 168). La figure 2.4(a) présente la croûte continentale indienne et la figure 2.4(b) le plateau du Tibet.

Simulation des âges thermochronologiques et température maximum. La seconde modification permet d'enregistrer pour différents systèmes thermochronologiques, le temps qui s'est écoulé depuis le passage d'un noeud sous la température de fermeture. Nous obtenons ainsi des âges thermochronologiques synthétiques qui sont très intéressants pour deux raisons :

- Cela permet de tester directement la compatibilité entre le modèle et les données thermochronologiques déjà produites sur la zone que l'on cherche à modéliser.
- Dans les zones peu documentées d'un point de vue thermochronologique, cela permet de cibler le système thermochronologique qui sera le plus sensible aux variations entre les différents modèles que l'on cherche à valider.

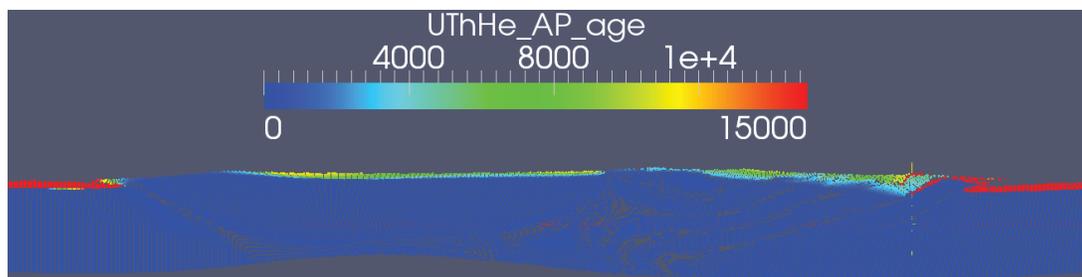
Les systèmes suivants ont été implémentés dans le code :

- Uranium-Thorium/Helium sur apatite, pour une température de fermeture de 75°C (Fig 2.5(a)).
- Traces de fission sur apatite, pour une température de fermeture de 110°C (Fig 2.5(b)).
- Uranium-Thorium/Helium sur zircon, pour une température de fermeture de 215°C (Fig 2.5(c)).
- Traces de fission sur zircon, pour une température de fermeture de 240°C (Fig 2.5(d)).
- Potassium-Argon sur biotite, pour une température de fermeture de 300°C (Fig 2.5(e)).
- Potassium-Argon sur muscovite, pour une température de fermeture de 350°C (Fig 2.5(f)).

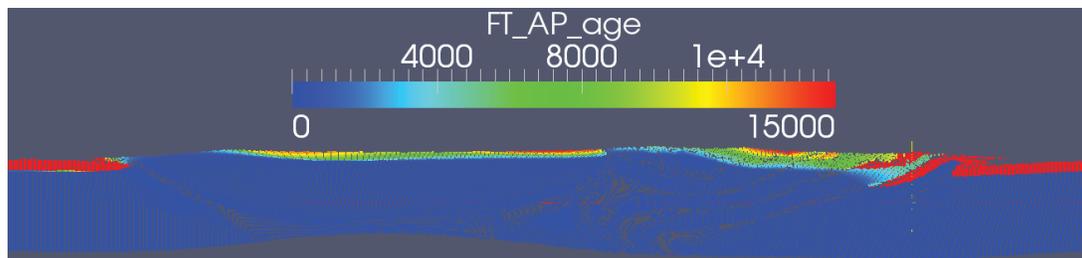
En plus de ces systèmes thermochronologiques, la température maximum subie par chaque noeud du modèle est conservée afin de prévoir les valeurs du pic de température métamorphique tel qu'ils sera déterminé par RSCM (Fig 2.5(g)).

L'approche utilisée ici est extrêmement simple puisqu'une seule température de fermeture est considérée pour les différents systèmes et la fermeture du système est considérée instantanée une fois l'isotherme franchie. Or, il est bien documenté que la température de fermeture dépend de la vitesse de refroidissement (phénomène d'« annealing » pour les traces de fission, diffusion lente de l'argon sous la tem-

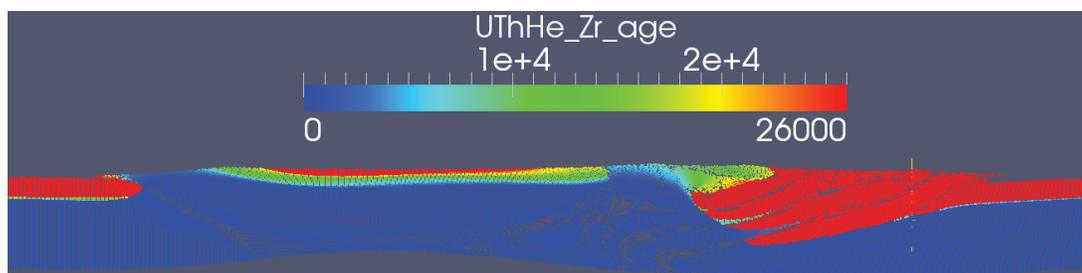
pérature de fermeture pour les systèmes K-Ar...). Cette approche gagnerait donc en précision en calculant des températures de fermeture pour chaque particule en fonction de son taux de refroidissement. Cependant, cela nécessiterait beaucoup de puissance de calcul et de mémoire pour stocker l'historique des refroidissements et je ne suis pas convaincu que le changement des températures de fermeture en fonction du taux de refroidissement soit la plus grande source de différence entre les données synthétiques et les données réelles.



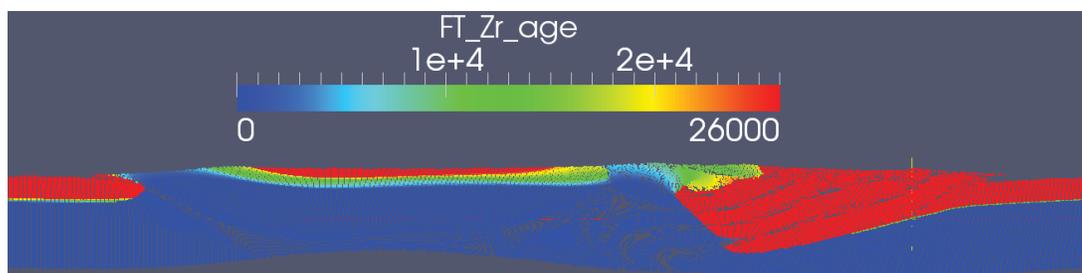
(a) U-Th/He sur apatite



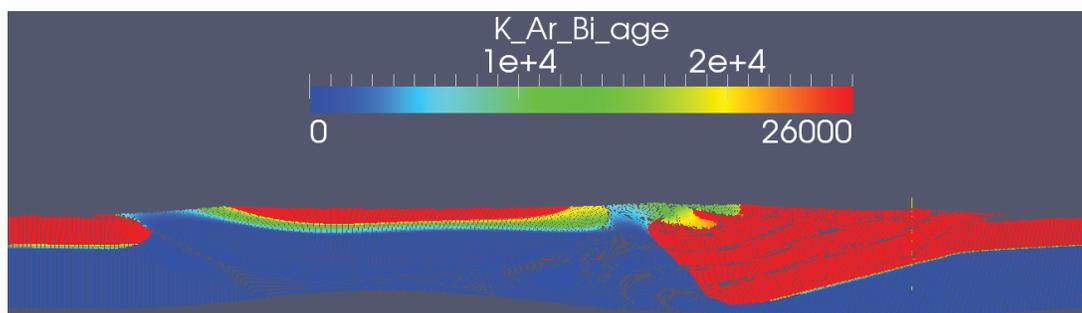
(b) FT sur apatite



(c) U-Th/He sur zircon

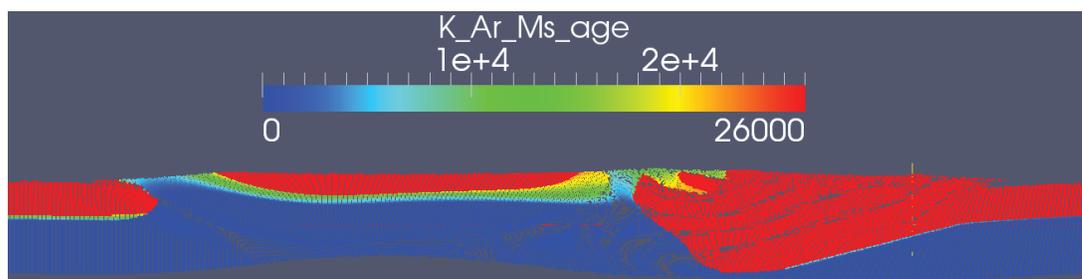


(d) FT sur zircon

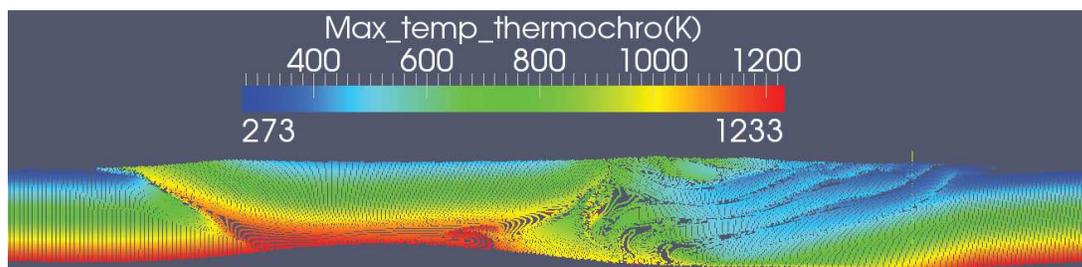


(e) K-Ar sur Biotite

FIGURE 2.5 – Partie 1, légende ci-dessous.



(f) K-Ar sur muscovite



(g) KTempérature RSCM

FIGURE 2.5 – *Partie 2, Age thermochronologique synthétique calculé pour le modèle 2 (Run 168) après 26 Ma de raccourcissement. Les âges sont en ka et la température en Kelvin. Les différences entre les informations apportées par les différents systèmes apparaissent clairement. Le rouge correspond au zones non encore remis à zero (métamorphisme hérité) et le bleu au zone se situant à une température supérieure à la température de fermeture du système thermochronologique considéré.*

2.4 Résultats de la modélisation numérique

Sur près de 200 expériences numériques réalisés lors de cette thèse, seul deux modèles, apportant les résultats les plus intéressants seront discutés ici. Les vidéos de ces modèles sont disponibles en téléchargement à l'adresse suivante : https://bfs.ujf-grenoble.fr/files/e299cc926dd69c8321439abb2e3537f1/Model_film.zip. Les autres expériences ont permises de définir le setup, de tester différentes rhéologies, de tester et « débbuger » les modifications apportées au code, et de tester la sensibilité des modèles à différents paramètres tel que la température, le taux d'érosion, la taille et la résolution du modèle... Chaque expérience numérique demande entre 8 et 500 heures de calcul sur un processeur xéon à 2 Ghz avec 8 Go de Ram.

2.4.1 Modèle 1 : le cycle de formation et d'advection de la rampe

Dans ce premier modèle (Run 170), nous avons utilisé le setup détaillé ci-dessus en prescrivant des rhéologies identiques pour le plateau du Tibet et la croûte continentale Indienne : le matériel 5. La déformation se propage très rapidement dans le niveau de décollement de la croûte Indienne et une rampe se forme entre le niveau de décollement et la surface au front du système, au Sud du plateau Tibétain. Ce décollement isole une importante nappe sous laquelle la rampe est advectée. Lorsque la rampe atteint la base du modèle, une nouvelle rampe se forme au front du système, isolant une nouvelle nappe sous la précédente et ainsi de suite, jusqu'à former un empilement de nappe (Fig. 2.6).

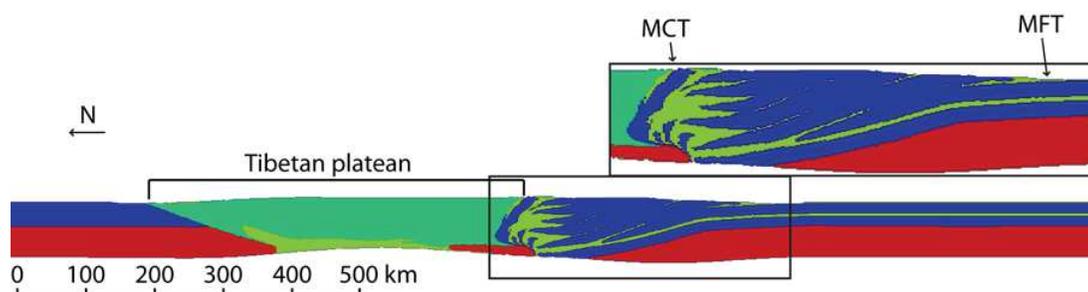


FIGURE 2.6 – Evolution du premier modèle (Run 170) après 30 Ma de raccourcissement. La déformation se propage dans le niveau de décollement prescrit au sein de la croûte continentale Indienne, formant une rampe au front du système isolant des nappes qui viennent s'empiler les unes sous les autres. Dans ce modèle, 7 nappes ont été formées. Bleu et vert : matériel 5, rouge : matériel 1, jaune : matériel 4. Les rhéologies sont détaillées dans le tableau 2.1.

Lors de son advection, la rampe va déformer les unités sus-jacentes, entraînant une augmentation temporaire du relief qui sera advecté vers le Nord en même temps que la rampe. L'évolution de la topographie au cours d'un cycle de formation et d'advection de la rampe est synthétisé dans la figure 2.7. En parallèle, l'accrétion de nouvelles nappes au Moyen Pays entraîne une augmentation permanente de la largeur de celui-ci.

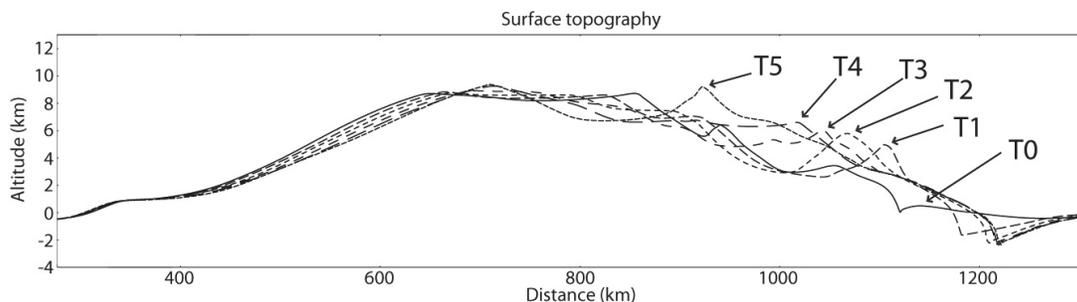


FIGURE 2.7 – Evolution de la topographie lors d'un cycle de formation et d'advection de la rampe.

L'évolution de la rampe est similaire entre les modèles 1 et 2 et peut être vue dans les figures 2.10 et 2.11 du modèle 2.

Après 30 millions d'années de raccourcissement, 7 nappes ont été formées dans le modèle 1.

2.4.2 Modèle 2 : Le contrôle rhéologique sur la formation des klippes

Dans un second modèle, dont les résultats sont montrés en figure 2.9, nous avons créé un contraste rhéologique entre le Plateau Tibétain relativement faible (matériel 3) et la croûte continentale Indienne plus forte (matériel 2). Ce contraste de rhéologie n'a aucun impact sur la formation et l'advection de la rampe. Cependant les nappes isolées et empilées par le décollement vont rapidement avoir tendance à former un duplex ou un « antiformal stack » sous le plateau Tibétain. La formation de ce duplex après 10 Ma peut être vu sur la figure 2.8.

Ce duplex va se développer au fur et à mesure de l'advection de nouveau matériel jusqu'à émerger en isolant une klippe de matériel cristallin (Fig. 2.9).

La formation de la rampe, son advection et l'évolution du duplex isolant la klippe peut être vue sur la figure 2.10 en suivant les matériaux utilisés et sur la figure 2.11 pour la déformation finie.

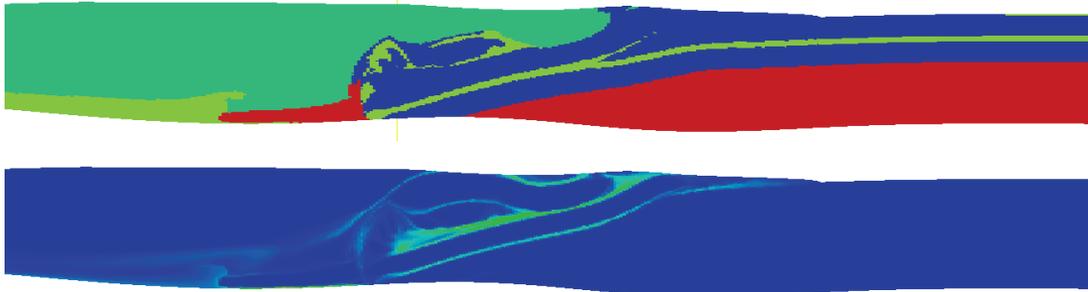


FIGURE 2.8 – Evolution du modèle 2 (Run 168) après 10 Ma de raccourcissement. On observe la formation d'un duplex sous le plateau du Tibet qui se développera et évoluera jusqu'à isoler une klippe de matériel cristalin.

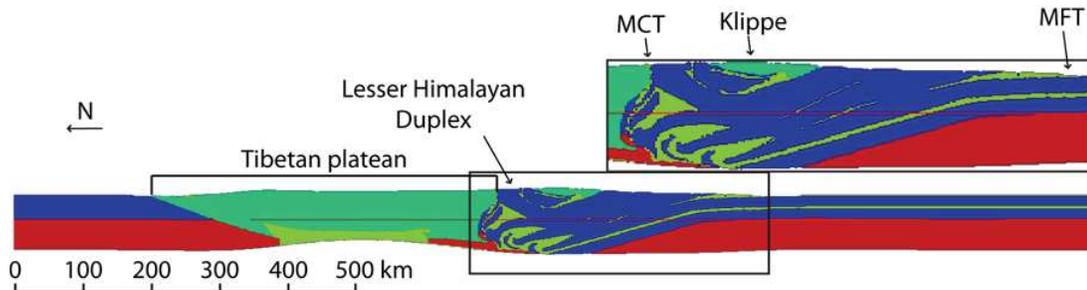


FIGURE 2.9 – Evolution du second modèle (Run 168) après 26 Ma de raccourcissement. L'empilement des nappes entraîne la formation d'un duplex sous le plateau du Tibet qui évolue jusqu'à émerger en isolant une klippe. Dans ce modèle, 5 nappes ont été formées après 30 Ma de raccourcissement.

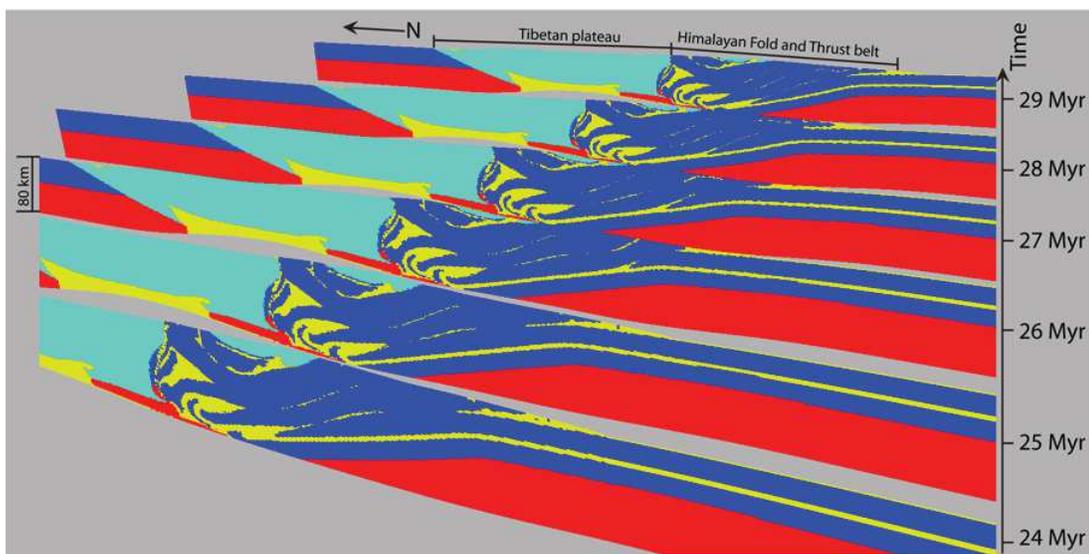


FIGURE 2.10 – Evolution de second modèle (Run168) entre 24 Ma et 29 Ma.

Après 30 million d'année, 5 nappes ont été formée dans le modèle 2 contre 7 dans le modèle 1 malgré une quantité de raccourcissement identique. Le contraste rhéologique entre le plateau tibétain et la croûte continentale indienne exerce donc également un contrôle sur le nombre de nappe se formant dans le Moyen Pays.

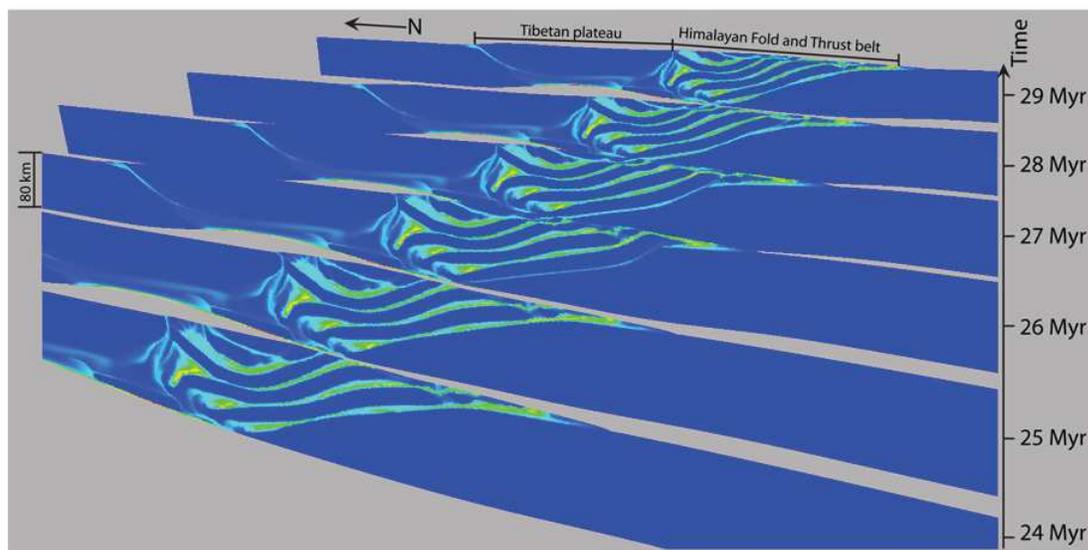


FIGURE 2.11 – Evolution de la déformation finie pour le second modèle (Run168) entre 24 Ma et 29 Ma.

L'accrétion des différentes nappes au sein du prisme orogénique influence la largeur de la chaîne (Fig. 2.7), le contraste rhéologique entre le plateau Tibétain et la croûte continentale Indienne va donc, en plus de son contrôle sur la formation des klippes, avoir un fort impact sur la largeur de la chaîne.

Il est intéressant de noter que l'état final de ce modèle est relativement proche des géométries obtenues par modélisation analogique par [Bonnet et al. \(2007\)](#) et [Malavieille \(2010\)](#) (Fig. 1.9 B). Ces similitudes ont été obtenues malgré le fait que les rhéologies utilisées sont très différentes (purements cassant dans le cas des modélisations analogiques contre visco-plastique pour la modélisation numérique), et la prise en compte de la température et de la pression dans le modèle numérique. Cependant, à l'inverse des études analogiques, la prescription de structures héritées localisées latéralement (telle qu'une faille normale ou un « bloc » de plus faible viscosité) n'a pas été nécessaire pour obtenir la formation d'un duplex, les différentes nappes le constituant s'isolant au dessus d'un niveau de décollement continu, au fur et à mesure du raccourcissement, à travers une croûte continentale supérieure homogène.

2.5 Une nouvelle hypothèse pour expliquer les variations latérales en Himalaya

Ces résultats nous ont amené à proposer une nouvelle hypothèse pour expliquer les variations latérales observées en Himalaya et développées dans le chapitre 1 de ce manuscrit. Dans cette hypothèse, la source des variations observées serait double.

La première source de variation est liée au cycle de formation et d'advection de la rampe. En effet, ce cycle entraîne une augmentation temporaire et transitoire de la topographie à la verticale de la rampe et ce pic de topographie est advecté vers les zones internes de la chaîne. En considérant que la chaîne Himalayenne est constituée de la juxtaposition de différents segments caractérisés par la géométrie de leurs MHT, tel que l'ont fait [Berger et al. \(2004\)](#) et [Robert et al. \(2011\)](#), nous proposons que ces segments correspondent à différentes étapes dans le cycle de formation et d'advection de la rampe. Dans cette hypothèse, les segments où la rampe est proche du MFT correspondraient à des zones où la rampe a été récemment créée alors que les segments où la rampe est éloignée du MFT correspondraient à des segments où la rampe a été formée plus tôt et, de ce fait, aurait été advectée plus avant dans l'intérieur de la chaîne. Les zones où aucune rampe n'est présente correspondraient à des segments se situant entre deux cycles de formation et d'advection de la rampe (étapes à 24 Ma et 29 Ma dans la figure 2.11). De plus, nous avons vu que l'advection de la rampe entraîne une augmentation transitoire de la topographie. Cela expliquerait les changements observés dans la topographie de la chaîne et dans l'existence et la position de la transition topographique. Nous proposons, sur la base des modèles présentés ici, que la transition topographique observée de manière discontinue à travers l'Himalaya soit liée à la présence d'une rampe et que sa position soit contrôlée par l'advection de cette rampe.

La seconde source de variations identifiées par cette étude est liée au contraste de rhéologie entre le plateau Tibétain et la plaque continentale Indienne. En effet, nous avons montré que ce contraste de rhéologie exerçait un contrôle important sur la formation des klippes de matériel assimilées au domaine Haut-Himalayen au sein du Moyen Pays. Nous proposons que les variations latérales de la formation et

de l'extension des klippes soient liées à des variations rhéologiques au sein du domaine Haut-Himalayen. Notons qu'en regardant la carte géologique de l'Himalaya de la figure 1.19, une corrélation entre l'existence de klippes dans le Moyen Pays et la présence d'intrusion granitique massive au sein du Haut Himalaya semble apparaître. Ces larges intrusions sont peut être la source des variations rhéologiques nécessaire à la formation des klippes, indépendamment de tout contrôle climatique (le modèle climat étant inchangé entre les différents modèles présenté ici).

Enfin, nous avons vu que le contraste rhéologique entre le plateau Tibétain et la plaque Indienne influence le nombre de cycles de formation de rampes et donc le nombre de nappes tectoniques qui se forment. La formation d'une nappe entraînant une augmentation permanente de la largeur de la chaîne (Fig. 2.7), les contrastes de rhéologie vont donc également influencer la largeur de la chaîne.

Cette étude montre que les variations latérales observées en Himalaya peuvent être expliquées par la combinaison de deux mécanismes : 1) une évolution asynchrone du sous-plaquage de la rampe le long de différents segments de la chaîne, qui entraîne d'importants changements topographique et structural, et 2) l'existence ou non d'un contraste de rhéologie entre les formations du Haut Himalaya et la plaque Indienne entrant en collision ; ce qui entraîne la formation de klippes au sein du Moyen Pays et a un impact sur le nombre de nappes tectoniques qui se forment, et par voie de conséquence sur la largeur de la chaîne à cet endroit.

2.6 Along-strike tectonic variations in Nepal Himalaya : A consequence of asynchronous ramp underthrusting ?

Ce travail a débouché sur l'écriture d'un article qui sera soumis à Geology.

Along-strike tectonic variations in Nepal Himalaya : A consequence of asynchronous ramp underthrusting ?

Jonathan Mercier¹, Jean Braun ¹, Peter van der Beek¹

Abstract:

The 2500km wide Himalayan orogen results from a continent-continent collision between India and Asia. Despite this common origin, the Himalayas presents important along-strike variations both in topography and in tectonics, but also in exhumation rate, seismic activity, precipitation patterns and in the current shortening rate determined by GPS measurement. Following the "Chicken or egg" debate initiated by Molnar and England (1990), the origin of these variations is still highly debated between a climatic origin and a tectonic origin. In this study, we present a new numerical study that investigates the temporal evolution of the India-Asia collision by focussing on the geometrical and rheological aspects of this collision. We show that, after a few amount of shortening, a ramp forms at the front of the Himalayan fold and thrust belt. This ramp is then advected below the older thrust sheets, generating a transient increase of the surface topography. This transient increase can be related to the topographic transition observed in many segments of the Himalayas and we propose that along strike variations are related to different evolution degrees in the ramp formation/advection cycle along different segments of the Himalaya. In addition, we show that the rheological contrast between the Tibetan Plateau and the colliding plate exerts a strong control on the klippe formation and on the number of thrust sheets for a same amount of shortening.

¹ISTerre, University Grenoble I, CNRS-IRD, 1381 rue de la Piscine, BP53, 38041 Grenoble, France

1 Along strike variation in Himalaya:

The Himalayan mountain belt is a 2,500 km long regions of elevated topography that is almost perfectly aligned with a great circle at the Earth's surface. Despite this apparent symmetry, its morphology shows strong along-strike variability. Many authors (Duncan et al., 2003; Yin, 2006; Bookhagen and Burbank, 2006; Robert et al., 2011, among many others) have pointed out important changes in the across-strike topographic profile along the Himalaya, from a quasi-linear shape in Bouthan, or Western Nepal to a concave-upward shape in central and Eastern Nepal or in the Indian Himalaya. Areas such as the Pakistan Himalaya, the Kumaun Himalaya or parts of Western Nepal are also characterized by a very sharp change in topographic gradient along the Main Central Thrust (MCT), a major geological discontinuity separating the Upper Himalaya from its lesser metamorphosed equivalent, the Lower Himalaya (Wobus et al., 2003), while elsewhere this topographic discontinuity is not well pronounced.

Important along-strike variations in the geology of the range are also noticeable. In map view, large klippen made of crystalline and high grade metamorphic rocks (High Himalayan in origin) are commonly found along the range but they are laterally discontinuous. Significant changes in the width of major outcropping formations such as the High and Lesser Himalayas are also very obvious (cf for example map of the Himalaya proposed by Yin (2006) and McQuarrie et al. (2008) and figure 1 (A)) and indicate that the deeper parts of the belt are also characterized by significant lateral variability. Theses differences are also found among reconstructed vertical cross sections (Fig. 1 (B), (C), (D) and (E)). Some sections comprise a limited number of relatively thick thrust sheets (Figure 1 (D), (C) and (E)) while others present numerous thin thrust sheets and very sharp edge and kink folds (Fig. 1 (B))(cf cross section compilation proposed by Yin (2006) and Robert et al. (2011) for other examples).

Berger et al. (2004) and Jouanne et al. (2004) used microseismicity, historic earthquakes and geodetic data to study the variability in present-day deformation along the Nepal Himalaya. Berger et al. (2004) interpret these variations as resulting from the existence of three independent segments along the belt characterized by changes in the geometry of the Main Himalayan Thrust (MHT), the main fault separating the belt from the adjacent, undeformed Indian continent. These segments differ by the dip of the MHT, the existence of a ramp-flat-ramp structure and the ramp location. They are assumed to be connected by lateral ramps. If we use the MHT geometry proposed by

55 Robert et al. (2011), we notice that the existence of a ramp and its location correlate with the
56 existence and location of the strong topographic gradient transition. Robert et al. (2011) propose
57 that in Western Nepal and in Buthan/Sikkim, there is no ramp and the MHT dips northward at
58 an angle of, respectively, 8° and $5\text{-}6^\circ$. We notice on figure 1(B) and (E) that these areas do indeed
59 present a progressive increase in topography without a sharp topographic transition near the MCT.
60 For Central and Eastern Nepal, Robert et al. (2011) propose that the MHT dips northward at
61 an angle of 5.5° and 7° respectively, and that there exists a important ramp, 75km and 85 km
62 North of the MFT, respectively. In these areas, we observe a sharp and significant topographic
63 transition, but this transition appears to be closer to the MFT in Central than in Eastern Nepal.

64 Present-day precipitation patterns also show important lateral variations along the Himalayan
65 arc, that may result in lateral variability in present-day erosion rate. Precipitation intensity varies
66 from approximatively 2 m.yr^{-1} in the western parts of the range up to more than 4 m.yr^{-1} in
67 the eastern parts (Bookhagen and Burbank, 2006, 2010). Strong rainfall variations are also seen
68 across the range. In Central Nepal precipitation patterns are characterized by two parallel bands of
69 enhanced rainfall, one along the front hills and a second one along the topographic transition (the
70 MCT) (Fig. 1(C) and (D)). In Buthan and Sikkim, (Fig 1 (E)) a single band of precipitation is
71 concentrated on the front hills. In other areas, precipitations are almost homogeneously distributed
72 across the Himalayan topographic front (Fig. 1 (B)). In general, variations in precipitation pat-
73 terns appear to be correlated with variations in the topography. Areas with a sharp topographic
74 transition correspond to those where two bands of precipitations are observed, whereas areas with
75 a progressive increase of the topography exhibit a progressive increase in precipitation rate toward
76 the North (Bookhagen and Burbank (2006) and figure 1).

77 These lateral variations in topography, tectonics and precipitation potentially exert a strong
78 control on the present-day uplift exhumation rate patterns, as evidenced by low-temperature ther-
79 mochronological data. A recent compilation of low-temperature thermochronometers has been
80 published by Thiede and Ehlers (2013). They show strong variability at present and in the recent
81 past exhumation rate. However, the origin of these variations is highly debated. Some authors
82 suggest that this variability is controlled by variability in erosion efficiency, potentially related to
83 rainfall ariability (Wobus et al., 2003; Thiede et al., 2004, 2005), while others defend a tectonic
84 control that results in locally enhanced (or subdued) uplift rate (Herman et al., 2010; Robert et al.,

85 2011).

86 In this study, we will assume that the lateral variations in morphology and structure along
87 the Himalayan front are controlled by tectonics (deep-seated processes) rather than climate and
88 attempt to relate these variations to the cyclic development of thrust sheets that are responsible
89 for the formation and advection of ramp-flat-ramp structures across the belt. We also wish to
90 investigate how the shape of these structures and their progressive exhumation to form (or not)
91 klippe may be controlled by the rheology of the crust and, in particular, the rheological con-
92 trast that might exist between different units brought together during the evolution of the belt.
93 To achieve this, we performed a series of numerical experiments using a sophisticated thermo-
94 mechanical model which we first describe. We will then show a set of selected and contrasted
95 model runs which, we believe, explain much of the variability in the structural and topographic
96 features along the Himalayan belt, and, more specifically, the Nepal Himalaya for which good
97 observational constraints exist.

98 **2 The numerical model**

99 We performed our numerical study using a thermo-mechanical model (called `Sopale_Nested`) based
100 on the Arbitrary Lagrangian-Eulerian (ALE) formulation developed by Fullsack (1995) and widely
101 use since to model continental collision (Willett, 1999; Beaumont et al., 2000, 2001; Jamieson
102 et al., 2004; Stockmal et al., 2007; Jamieson and Beaumont, 2013) or rift systems (Huisman and
103 Beaumont, 2003). `Sopale_Nested` uses the finite element approximation to solve in two dimensions
104 the force balance equation for thermomechanically coupled incompressible viscous-plastic creeping
105 flows. The principle of the ALE formulation is that, during the evolution of the system, the in-
106 stantaneous deformation is computed on an Eulerian grid while the accumulated strain, material
107 properties and state variables are computed on a Lagrangian grid, which passively advect and
108 deformed during the time stepping procedure. This method allows to maintain an accurate nu-
109 merical resolution of the problem despite very intense deformation and permits substantial mass
110 flux across the model boundary. For a complete description of the ALE formulation, refer to
111 Fullsack (1995).

112 At every point of the model, an effective viscosity is computed by considering that three ductile

113 deformation processes are possible: grain size sensitive creep, nonlinear dislocation creep and Peierl
114 creep. The effective viscosity is the harmonic mean of the resulting viscosities and is used tom
115 compute viscous stresses. A frictional-plastic yield is also computed based on Coulomb’s criterion
116 for failure and if the creep (viscous) stress state falls below the yield value the flow is viscous,
117 over this value, the model consider plastic deformation. Plastic deformation is implemented by
118 artificially decreasing the effective viscosity to produce a stress state at yield. Two parameters
119 are required to define Coulomb’s criterion for failure, a cohesion and an internal friction angle.
120 In addition, the internal friction angle of the different materials (ϕ) is forced to decrease with
121 the accumulated strain in order to take into account strain softening. Refer to Huismans and
122 Beaumont (2003) for more details on how the deformation is computed.

123 In this study, we use 5 different materials. Three materials (materials 2, 3 and 5) have their
124 rheology based on a flow rule determined by laboratory measurements on wet quartzite by Gleason
125 and Tullis (1995). It has been slightly modified to generate a rheological contrast between the
126 Tibetan plateau (material 3) and the colliding block (material 2) and to take into account the fact
127 that the Lesser Himalaya (material 5) is mostly made of Micaschist rather than wet Quartzite. A
128 very weak rheology is used to imbed a low strength mid-crustal detachment in the indian plate
129 and at the base of the Tibetan plateau (material 4). Finally, the mantle lithosphere rheology is
130 based on laboratory measurements made on wet olivine Karato and Wu (1993) (material 1). The
131 rheological parameters of these 5 Materials are summarized in Table 1.

Table 1: Rheological parameters for the five materials used in this study.

Material N ^o	1	2	3	4	5
ρ kg.m ⁻³	3,250	2,800	2,800	2,800	2,800
ϕ	15°-2°	10°-1.5°	15°-2°	5°-1°	15°-2°
Strain softening range	0.5-1.5	0.5-1.5	0.5-1.5	0.5-1.5	0.5-1.5
Cohesion	0	2.10 ⁶	2.10 ⁶	2.10 ⁶	2.10 ⁶
Pre-exponential Factor ($Pa^{-n} s^{-1}$)	1.7578 x 10 ⁻¹⁴	8.574 x 10 ⁻²⁸	8.574 x 10 ⁻³⁰	8.574 x 10 ⁻³⁰	8.574 x 10 ⁻²⁹
Power law exponent	3	4	4	4	4

132 In this study, we performed many numerical experiments using a 1800 by 80 km Eulerian grid
133 discretized in 801 x 81 nodes. Time step is 1000 year long. We prescribed a pre-existing 70 km
134 thick and 900 km wide “Tibetan Plateau” by including in the center of the model a wedge made
135 of materiel 3 and positioned a 10km thick weak detachment layer (made of materiel 4) along its
136 base. The continental crust on either side of the plateau is 35 km thick and made of materiel 2.

137 A 4 km thick detachment layer made of material 4 is placed in the Indian side at a depth of ???
138 km. The thickness of this layer is dictated by the numerical resolution of the model and does not
139 influence our results. It is meant to represent a decollement that must exist at mid crustal level in
140 the vicinity of the collision zone as only the upper part of the crust is involved in the collision and
141 accreted to the Asian plate while the lower crust is underthrust and/or “subducted” beneath
142 the Tibetan Plateau (Zhao et al., 1993). Under the continental crust, the model is filled with
143 wet olivine (material 1) that represents continental mantle. The initial geometry and rheological
144 zonation is summarized in figure 2. The pre-existence of a weaker Tibetan plateau is needed to
145 generate the tectonic vergence observed everywhere along the range (Jamieson and Beaumont,
146 2013). Without this pre-existing plateau, the system would evolve into a doubly-vergent wedge as
147 it is observed in numerous range around the world; see, for example, the work of Beaumont et al.
148 (2000) in the Pyrennes performed using the same numerical method .

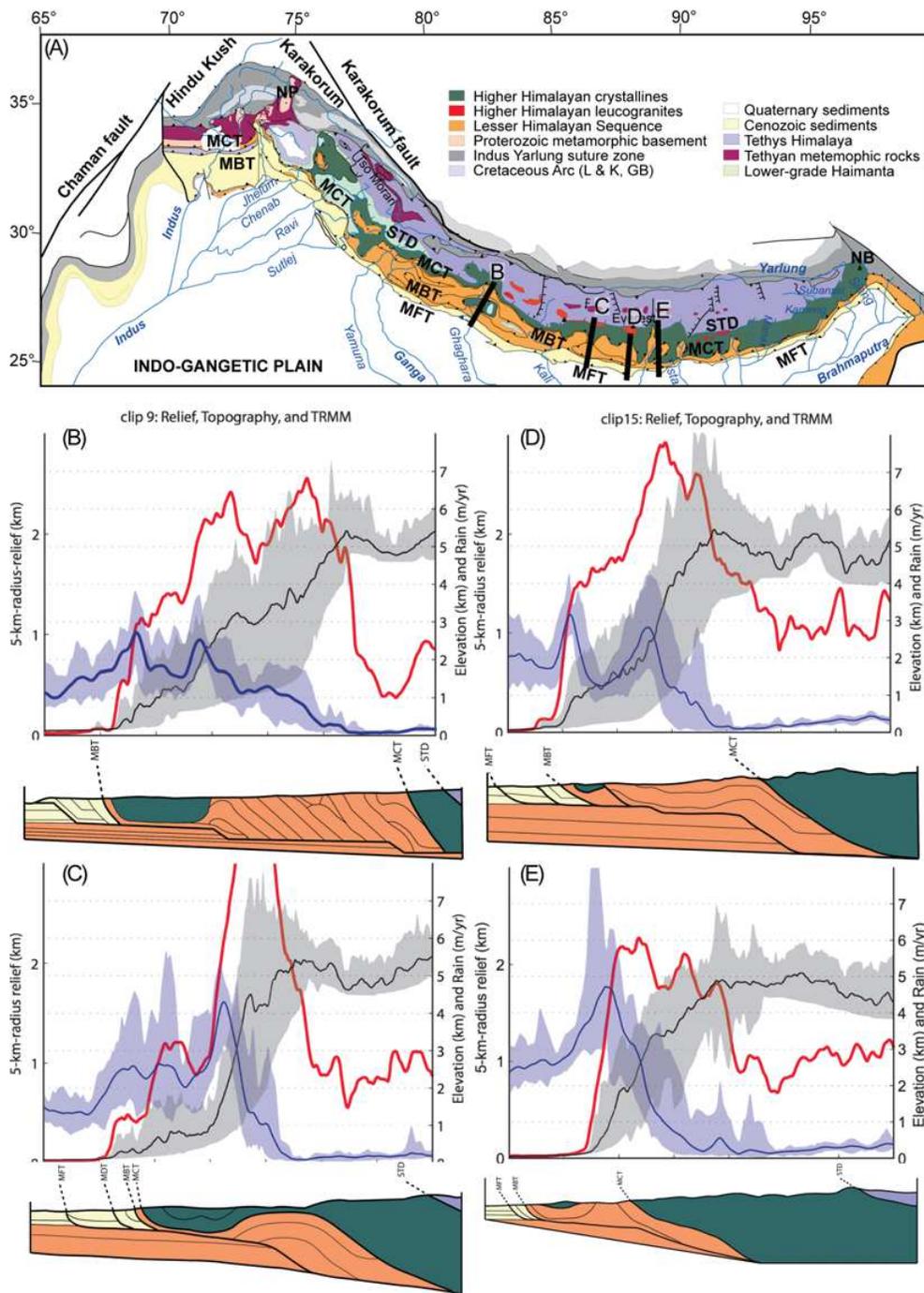


Figure 1: Geological map, cross section, topography, relief and precipitation across Himalaya showing important along strike variations. (A) Geological map modified from Guillot et al. (2008), Topography, relief and precipitation modified from Bookhagen and Burbank (2006) and cross section simplified and modified from (B) and (C) Jouanne et al. (2004), (D) Schelling (1992) and (E) Kellett et al. (2013). Scale not respected between cross section and precipitation data.

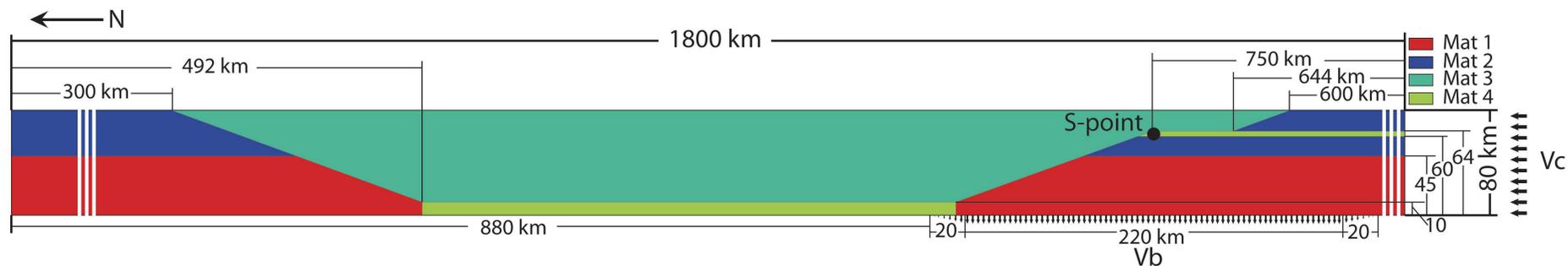


Figure 2: Initial geometry of the model. The rheology of the different materials is summarize in the table 1. The pre-existing tibetan plateau is prescribe in agreement with Zhao et al. (1993); Schulte-Pelkum et al. (2005); Nábělek et al. (2009).

149 We set the velocity boundary conditions to generate a 20 km thick critical taper (or an S-point,
150 following the nomenclature of (Willett, 1999) between the upper and the lower crust to the right
151 of the proto-Tibet; see Fig 2). On the left-hand side boundary, free-slip conditions are imposed
152 and the horizontal velocity is set to zero (no material flux). On the right-hand side boundary, no
153 vertical motion is allowed and we impose a material flux at a rate of 5 cm.yr^{-1} . The top boundary
154 is a free surface (i.e. all stress components are nil) on which surface processes are applied. Along
155 the bottom boundary, free-slip boundary conditions are imposed everywhere except along a 260
156 km wide window starting 880 km from the left boundary where a downward, vertical velocity
157 of 1.261 cm.yr^{-1} is imposed. To avoid numerical artefacts, the velocity is ramped up from 0 to
158 1.261 cm.yr^{-1} across two 20 km wide regions on each side of the window (see Fig. 2). These
159 values are chosen to cause the extrusion through the bottom boundary of the lower crustal and
160 mantle material comprised between 20 and 80 km depth and entering the model along its right
161 side. The material entering the right boundary and comprised between the surface and 20 km
162 depth is kept in the system and forced to collide with the fixed part of the model representing the
163 Tibetan Plateau. This setup simulates a very flat continental underthrusting/subduction dipping
164 at 15° angle. We also impose that crustal thickness variations will cause flexure of the lithosphere,
165 assuming a basal (asthenospheric) density of 3250 Kg.m^{-3} and a flexural rigidity of $1.23 \times 10^{23} \text{ N.m}$.
166 Isostatically-driven flexure will cause further vertical motion of the model which will be added to
167 the computed velocity field resulting from the collision.

168 In this study, we use homogeneous thermal properties across the model assuming a thermal
169 conductivity of $3.25 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ and a specific heat of $750 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$. The surface boundary
170 is set and maintained at 273 K and the bottom boundary at 1022 K, just below the melting
171 temperature of lower crustal rocks. It is well documented that the base of the Tibetan Plateau is
172 at or close to melting point, implying a strong mechanical decoupling between the thickened crust
173 and the underlying mantle lithosphere (Caldwell et al., 2009). This is the reason we prescribed
174 a thick, weak detachment layer at the base of the proto-tibetan plateau to allow for mechanical
175 decoupling without explicit melting.

176 In the simulations we present here, we have represented surface processes through a basic slope
177 dependent erosion rate. Above a reference height representing sea level and chosen as the initial
178 height of the edge of the model, erosion takes place at a rate linearly proportional to surface slope

179 and equal to 40 mm.yr^{-1} for a unit slope. Below this reference height, sedimentation occurs to
 180 instantaneously fill the accommodation space. More complex surface processes algorithms could
 181 be used, such as the one developed by Willett (2010), but we feel this is not justified in our study
 182 which is focused on how the rheological structure of the crust controls its internal deformation.

183 3 Result from the numerical model:

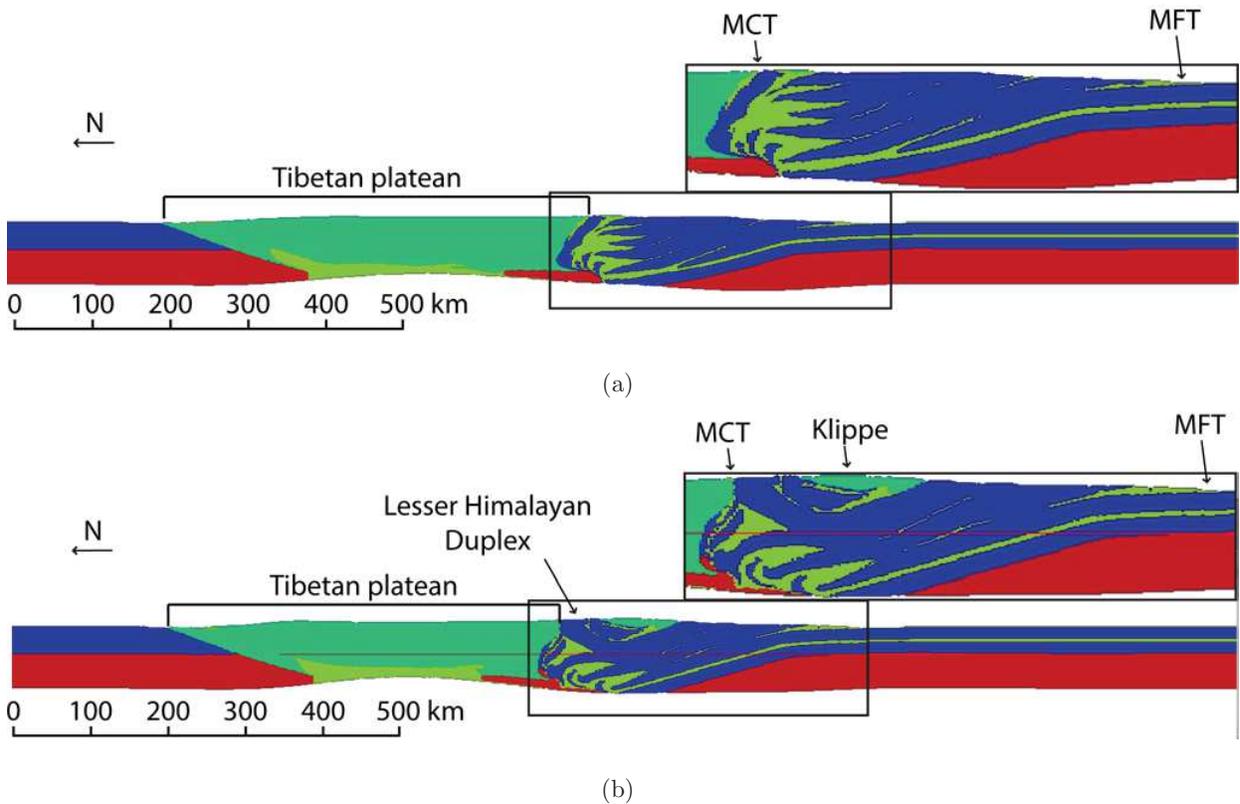


Figure 3: Model evolution after 26 Myr of shortening when the Tibetan plateau rheology and the colliding plate rheology are equal (Mat 5, Fig 3(a)) and when the Tibean plateau is weaker (Mat 3) than the colliding plate (Mat 2, Fig. 3(b)). Notice the klippe formation and the lower number of thrust sheet in 3(b) than in 3(a).

184 We present the results from two numerical model runs that differ in their assumed rheology.
 185 In the first run, we set the Tibetan plateau and Indian continental crust rheology equal to each
 186 other (Mat 5), i.e. there is no rheological contrast between the two colliding plates. The results
 187 are shown after 26 Myr of shortening in figure 3(a). During the firsts steps of the model run, a
 188 shear zone develops and propagate in the detachment layer between the upper and the lower crust,

189 generating a ramp at the front of the system. The resulting flat-ramp system isolates a thick thrust
190 sheet of upper crust material and the ramp is then progressively advected beneath this thrust sheet
191 until it reaches the base of the system, at which time a new ramp is formed at the front. This
192 succession of ramp formation, thrust sheet isolation and ramp underthrusting generates a stack of
193 numerous thrust sheets (Fig. 3(a)) that are very similar to structures observed in the field (Fig.
194 1). The advection and underthrusting of each of the successive ramps generate a transient increase
195 in surface topography above the ramp and result in a progressive and permanent increase in the
196 range width. The surface topography evolution during a cycle of ramp formation and advection is
197 shown in figure 4.

198 In the second model run, we imposed a rheological contrast between a soft Tibetan plateau
199 (Mat 3) and a stronger Indian continental crust (Mat 2). The evolution of the system after 26 Myr
200 of shortening is shown in figure 3(b). We see that, in addition to the ramp formation advection
201 cycle, a duplex or antiformal stack has formed and has been pushed upward through the overlying
202 crystalline units, ultimately isolating a klippe by underplating of upper crust units and erosion of
203 the advected overlying crystalline units. For this model, the evolution of the accumulated strain
204 during a cycle is also shown in figure 5 showing how each of the structures are first formed, to be
205 later translated and deformed during the formation and development of the subsequent structures.

206 These results demonstrate that, in addition to control the range asymmetry, the presence of
207 a weak Tibetan plateau will, through its rheological contrast with the colliding continent, exert
208 a strong control on klippe formation. It is also worth noting that, despite the same amount of
209 shortening, the number of thrust sheets is lower in the case where the Tibetan plateau present a
210 weaker rheology (5 thrust sheets) than in the case where the Tibetan plateau and the colliding
211 plate rheology are equal (7 thrust sheets).

212 **4 Asynchronous ramp underthrusting: A new hypothesis** 213 **to explain along-strike variation in Himalaya**

214 The results of the two model runs show that the formation of a ramp and its advection beneath the
215 stack of previous thrust sheets is a cyclic process that generates a transient increase in topography
216 as it also progressively and permanently increase the range width. In the light of the many

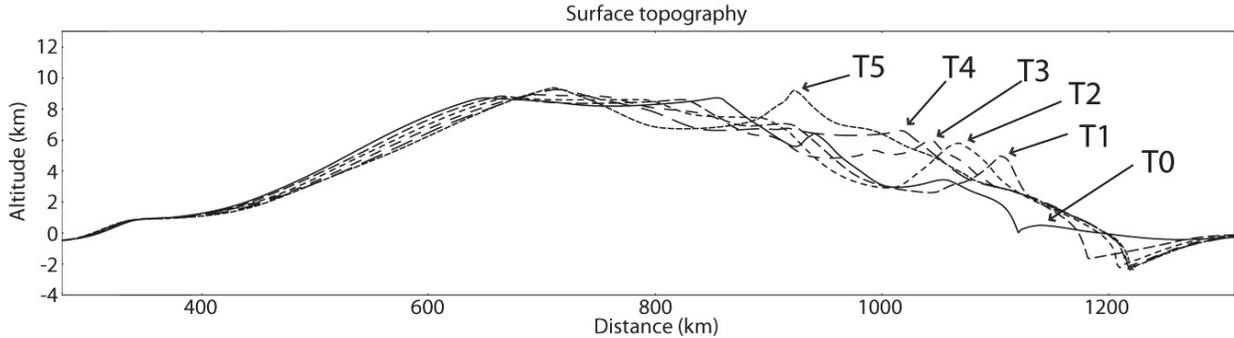


Figure 4: Surface topography evolution during the ramp formation advection cycle. Note the migration of the topography pic toward the Tibetan plateau as well as the evolution of the range width.

217 observations suggesting that different segments of the range as defined by Berger et al. (2004)
 218 and Robert et al. (2011) for example are characterized by variations in the Main Himalayan
 219 Thrust (MHT) dip and in the location of the ramp, we suggest that these variations in the MHT
 220 shape correspond in fact to different stages of evolution in the ramp formation, advection and
 221 underthrusting cycle beneath the Lesser Himalaya. Segments where the ramp is located close to
 222 the Main Frontal Thrust (MFT) would correspond to segments where the ramp formed recently
 223 whereas segments where the ramp is more distant from the MFT would be related to segments
 224 where the ramp formed earlier and have been underthrust deeper beneath the Lesser Himalaya.
 225 Segment with no ramp would correspond to areas between two cycles of ramp formation (Fig.
 226 5). This interpretation also explains along-strike variations in the maximum height of the range,
 227 in the location of the strong topographic gradient transition (closer to the front soon after the
 228 ramp formation) and the range width (increase of the range width with the number of cycles and
 229 number of thrust sheets controlled by the rheological contrast between the Tibetan plateau and
 230 the colliding plate).

231 Our modeling results also indicate that klippe formation is strongly controlled by the rhe-
 232 ological contrast between the Tibetan plateau and the colliding plate. Klippes are isolated by
 233 the underthrusting of thrust sheets and the formation of a duplex or antiformal stack beneath
 234 an assumed pre-existing weaker Tibetan plateau. In this framework, the presence or absence of
 235 a klippe along the Nepal Himalaya can be explained by heterogeneities in the Tibetan plateau
 236 rheology. Weaker areas would result in a wide and well isolated klippe (the Dadeldhura klippe in

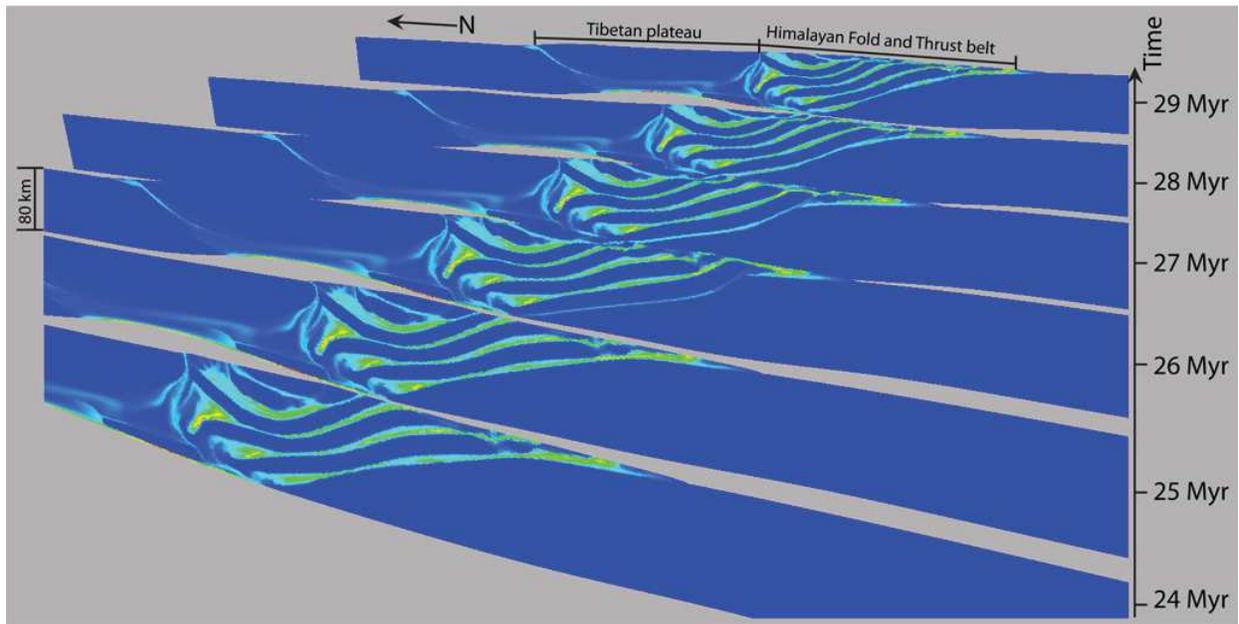


Figure 5: Evolution of the total strain during a ramp formation-underthrusting cycle. Note the ramp formation at 26 Myr and advection during 3 Myr before returning to a flat MHT at 29 Myr before the initiation of a new ramp.

237 western Nepal, for example) whereas stronger areas (where little or no rheological contrast exists
 238 between the crust beneath the Tibetan plateau and the Indian crust) would not see klippe for-
 239 mation (the Kali Gandaki river area, for example) or be characterized by partially isolated klippe
 240 (the Kathmandu Klippe, for example). Such lateral variations in the rheological contrast between
 241 Asia and India could be due, but would not be limited to, the presence of large magmatic pluton
 242 intrusions. Indeed, on the regional geological map of Nepal, we notice that the position of the
 243 klippes is geographically correlated with the existence of very extended magmatic pluton in the
 244 High Himalayan crystalline zone (Fig. 1 (A)).

245 References

- 246 C. Beaumont, J.A. Muñoz, J. Hamilton, and P. Fullsack. Factor controlling the Alpine evolution
 247 of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models.
 248 *Journal of Geophysical Research*, 105(B4):8121–8145, 2000.
- 249 C. Beaumont, R.A. Jamieson, M.H. Nguyen, and B. Lee. Himalayan tectonics explained by ex-

250 trusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414:
251 738–742, 2001.

252 A. Berger, F. Jouanne, R. Hassani, and J.L Mugnier. Modelling the spatial distribution of present-
253 day deformation in Nepal: how cylindrical is the Main Himalayan Thrust in Nepal? *Geophysical*
254 *Journal International*, 156:94–114, 2004.

255 B. Bookhagen and D.W. Burbank. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along
256 the Himalaya. *Geophysical Research Letters*, 33(L08405), doi:10.1029/2006GL026037 2006.

257 B. Bookhagen and D.W. Burbank. Toward a complete Himalayan hydrological budget: Spa-
258 tiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge. *Journal*
259 *of Geophysical Research*, 115(F03019), doi:10.1029/2009JF001426 2010.

260 W.B. Caldwell, S.L. Klemperer, S.S. Rai, and J.F. Lawrence. Partial melt in the upper-middle
261 crust of the northwest Himalaya revealed by Rayleigh wave dispersion. *Tectonophysics*, 477(1-2):
262 58–65, 2009.

263 C. Duncan, J. Masek, and E. Fielding. How steep are the Himalaya? Characteristics and implica-
264 tions of along-strike topographic variations. *Geology*, 31(1):31–78, 2003.

265 P. Fullsack. An arbitrary Lagrangian-Eulerian formulation for creeping flows and its application
266 in tectonic models. *Geophysical Journal International*, 120:1–23, 1995.

267 G.C. Gleason and J. Tullis. A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with
268 the molten salt cell. *Tectonophysics*, 247(1-23), 1995.

269 S. Guillot, G. Mahéo, J. de Sigoyer, K.H Hattori, and A. Pêcher. Tethyan and Indian subduction
270 viewed from the Himalayan high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks. *Tectonophysics*, 451:
271 225–241, doi:10.1016/j.tecto.2007.11.059 2008.

272 F. Herman, P. Copeland, J.P. Avouac, L. Bollinger, G. Mahéo, P. Le Fort, S. Rai, D. Foster,
273 A. Pêcher, K. Stüwe, and P. Henry. Exhumation, crustal deformation, and thermal struc-
274 ture of the Nepal Himalaya derived from the inversion of thermochronological and thermobaro-
275 metric data and modeling of the topography. *Journal of Geophysical Research*, 115(B06407),
276 doi:10.1029/2008JB006126 2010.

- 277 R. S. Huismans and C. Beaumont. Symmetric and asymmetric lithospheric extension: Relative
278 effects of frictional-plastic and viscous strain softening. *Journal of Geophysical Research*, 108
279 (B10):doi:10.1029/2002JB002026, 2003.
- 280 R.A. Jamieson and C. Beaumont. On the origin of orogens. *Geological Society of America Bulletin*,
281 125(11/12):1671–1702, doi: 10.1130/B30855.1 2013.
- 282 R.A. Jamieson, C. Beaumont, S. Medvedev, and M.H. Nguyen. Crustal channel flows: 2. numer-
283 ical models with implications for metamorphism in the himalayan-tibetan orogen. *Journal of*
284 *Geophysical Research*, 109:doi:10.1029/2003JB002811, 2004.
- 285 F. Jouanne, J.L Mugnier, J.F Gamond, P. Le Fort, M.R Oandey, L. Bollinger, M. Flouzat, and J.P.
286 Avouac. Current shortening across the Himalayas of Nepal. *Geophysical Journal International*,
287 157:1–14, 2004.
- 288 S. Karato and P. Wu. Rheology of the upper mantle. *Science*, 260:771–778, 1993.
- 289 D. A. Kellett, D. Grujic, I. Coutand, J. Cottle, and M. Mukul. The South Tibetan detachment
290 system facilitates ultra rapid cooling of granulite-facies rocks in Sikkim Himalaya. *Tectonics*,
291 32:252–270, doi:10.1002/tect.20014 2013.
- 292 N. McQuarrie, D. Robinson, S. Long, T. Tobgay, D. Grujic, G. Gehrels, and M. Ducea. Preliminary
293 stratigraphic and structural architecture of Bhutan: Implications for the along strike architecture
294 of the Himalayan system. *Earth and Planetary Science Letters*, 272:105–117, 2008.
- 295 P. Molnar and P. England. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change:
296 chicken or egg? *Nature*, 346, July 1990.
- 297 J. Nábělek, G. Hetényi, J. Vergne, S. Sapkota, B. Kafle, M. Jiang, H. Su, J. Chen, B.S. Huang,
298 and Hi-CLIMB Team. Underplating in the Himalaya-Tibet Collision Zone Revealed by the
299 Hi-CLIMB Experiment. *Science*, 325:1371–1374, 2009.
- 300 X. Robert, P. Van Der Beek, J. Braun, C. Perry, and J.L Mugnier. Control of detachment geom-
301 etry on lateral variations in exhumation rates in the Himalaya: Insights from low-temperature
302 thermochronology and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 116(B05202),
303 doi:10.1029/2010JB007893 2011.

- 304 D. Schelling. The tectonostratigraphy and structure of the eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, 1:
305 925–943, 1992.
- 306 V. Schulte-Pelkum, G. Monsalve, A. Sheehan, M. R. Pandey, S. Sapkota, R. Bilham, and F. Wu.
307 Imaging the Indian subcontinent beneath the Himalaya. *Nature*, 435, doi:10.1038/nature03678
308 2005.
- 309 G.S. Stockmal, C. Beaumont, M. Nguyen, and B. Lee. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust
310 belts: Insights from numerical models. *The geological society of america. Special paper*, 433
311 (63-98), 2007.
- 312 R.C. Thiede and T. A. Ehlers. Large spatial and temporal variations in Himalayan denudation.
313 *Earth and Planetary Science Letters*, 371-372:278–293, 2013.
- 314 R.C. Thiede, B. Bookhagen, J.R. Arrowsmith, E.R. Sobel, and M.R. Strecker. Climatic control
315 on rapid exhumation along the southern himalayan front. *Earth and Planetary Science Letters*,
316 222:791–806, 2004.
- 317 R.C. Thiede, J.R. Arrowsmith, B. Bookhagen, M.O. McWilliams, E.R. Sobel, and M.R. Strecker.
318 From tectonically to erosionally controlled development of the Himalayan orogen. *Geology*, 33
319 (8):689–692, doi: 10.1130/G21483.1 2005.
- 320 S. Willett. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts.
321 *Journal of Geophysical Research*, 104(B12):28,957–28,981, 1999.
- 322 S.D. Willett. Erosion on a line. *Tectonophysics*, 484:168–180, 2010.
- 323 C.W. Wobus, K.V. Hodges, and K.X. Whipple. Has focused denudation sustained active thrusting
324 at the Himalayan topographic front? *Geology*, 31(10):861–864, 2003.
- 325 A. Yin. Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike vari-
326 ation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation. *Earth-Science*
327 *Reviews*, 76:1–131, 2006.
- 328 W. Zhao, K.D. Nelson, and Project INDEPTH Team. Deep seismic reflection evidence for conti-
329 nental underthrusting beneath southern tibet. *Nature*, 366:557–559, 1993.

2.7 Perspectives

Ce travail de modélisation numérique a occupé la première année de cette thèse avant que je consacre mon temps au travail de terrain et à l'analyse des échantillons. Comme tout travail de modélisation numérique, s'il a amené des pistes dans la compréhension que nous avons de l'évolution spatiale et temporelle du Moyen Pays Himalayen, il a également soulevé de nombreuses questions qui n'ont malheureusement pas pu être approfondies faute de temps. Celles-ci sont détaillées ci-dessous.

Les processus de surface Nous l'avons vu dans la partie 2.2.4 de ce manuscrit, l'algorithme de processus de surface utilisé dans le cadre de cette étude est extrêmement simple. Il serait intéressant d'implémenter un algorithme plus avancé, tel que celui proposé par Willett (2010) pour les modèles 2D, afin de contraindre plus précisément les différentes interactions possibles entre la déformation du Moyen Pays Himalayen et les processus érosifs et sédimentaires. Dans les modèles présentés ici, le climat ne varie pas et nous réussissons à produire des variations de structure et de topographie identique à celles observées en Himalaya. Une perspective intéressante serait de tester si ces variations peuvent être également reproduites en utilisant un modèle lithosphérique identique pour différents climats.

Les rhéologies Nous l'avons vu, les rhéologies utilisées font que nous ne prenons pas en compte la diminution de la taille de grain, la pression de fluide au sein des pores et le fluage de Peierl. De plus, nous avons prescrit un niveau de décollement à 16 km de profondeur au sein de la croûte continentale indienne pour rendre compte du découplage observé par Zhao *et al.* (1993) et Schulte-Pelkum *et al.* (2005) entre la partie supérieure de la croûte qui rentre en collision dans l'orogène Himalayenne et la partie inférieure de la croûte qui est sous plaquée sous le plateau Tibétain.

Si l'on ne prescrit pas ce niveau de décollement mi-crustal, ce qui, dans notre setup, est le cas au Nord du plateau du Tibet, on observe sur la figure 2.12 que le niveau de décollement se situerait plus profondément, entre 22 et 33 km de profondeur, c'est à dire à la base de la croûte, là où la viscosité des roches y est plus faible.

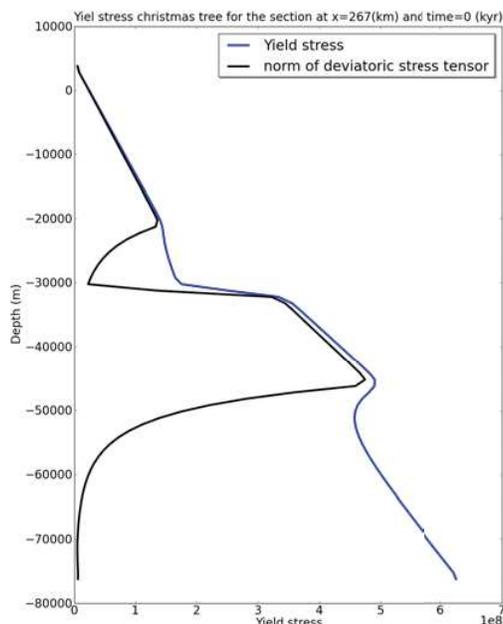


FIGURE 2.12 – Evolution de la valeur du critère de rupture de Druker-Prager (en bleu) et de la norme de la partie déviatorique du tenseur des contraintes (en noir) en fonction de la profondeur et à travers la croûte continentale située au nord du plateau tibétain (Sans niveau de décollement) pour le modèle 2 (Run 168).

Un travail sur les rhéologies utilisées au sein du modèle pourrait permettre de s’affranchir de la prescription d’un niveau de décollement au sein de la croûte continentale indienne tout en permettant le découplage entre la croûte supérieure et la croûte inférieure. De plus, l’utilisation de la pression de fluide au sein des pores sur les quelques kilomètres les plus superficiels ferait chuter la viscosité à la base de la zone hydratée, ce qui pourrait permettre un analogue d’un "décollement de couverture" et la mise en place d’une tectonique de type « thin skin ».

Impact de l’angle du sous plaquage continental Les conditions aux limites choisies entraînent une sortie des matériaux compris entre 20 et 80 km de profondeur le long d’une fenêtre de 260 km, analogue à un sous-plaquage continental avec un angle de 15° . L’impact de la taille de la fenêtre permettant la sortie des matériaux, et par analogie l’angle du sous-plaquage continental, est un paramètre qui n’a pas été intensivement testé. Pourtant, ce paramètre doit avoir un impact significatif sur la dynamique de la collision entre 0 et 20 km de profondeur. En effet, en réalisant des modèles numériques analogues aux modèles de type « Bulldozer » en boîte à sable (Fig 2.13(a)), analogue à un sous plaquage avec un angle de 0° , on observe le

développement de « imbricate fan » très développé et de forme variable selon les rhéologies utilisées (Fig. 2.13(b), 2.13(c)).

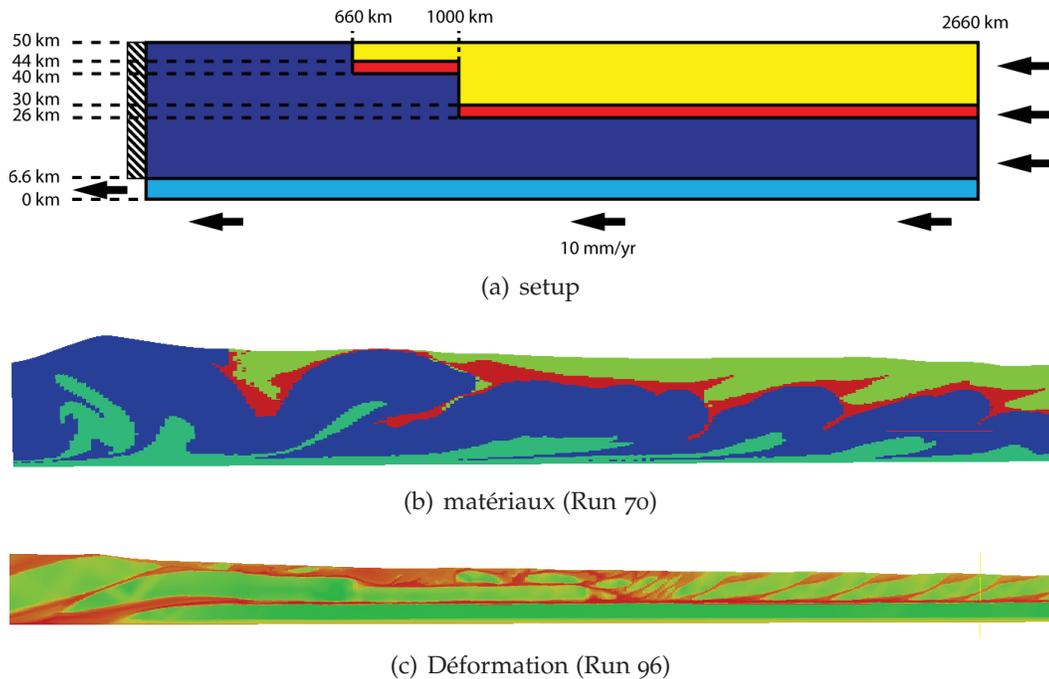


FIGURE 2.13 – Exemples de résultats obtenus pour des rhéologie et des géométries initiales différentes.

La rhéologie du niveau de décollement à la base, les processus de surface et la rhéologie des matériaux utilisés exercent bien évidemment un contrôle très important sur le développement de ces structures (propagation vers l'avant, chevauchement hors séquence...)(voir par exemple les études de [Huismans et Beaumont \(2003\)](#) et [Fillon *et al.* \(2013a;b\)](#) ayant été réalisées avec le même code que cette étude). Cependant, il est possible de supposer que la rotation du tenseur des contraintes avec l'angle du sous-plaquage continental exerce un contrôle sur les structures de la collision. Une hypothèse de départ serait qu'un sous plaquage très plat favoriserait le développement de chevauchement en séquence là où un sous plaquage très raide pourrait favoriser du chevauchement hors séquence, voir la formation d'un « retro-wedge ». Enfin, la taille de la fenêtre de sortie des matériaux pourrait influencer la longueur des nappes isolées entre deux cycles de formation de la rampe.

Ces hypothèses mériteraient d'être vérifiées par de nouvelles simulations numériques.

2.8 Modélisation numérique et géologie de terrain.

La modélisation numérique cherchant à reproduire des mécanismes naturels, il est normal de chercher à comparer les résultats obtenus par la modélisation avec les connaissances que nous avons des objets géologiques étudiés. Nous allons voir que ces interactions entre géologie de terrain et modélisation numériques peuvent se faire à trois niveaux : 1) Lors de la définition du setup, nous allons utiliser les connaissances qui sont disponibles sur le système que l'on cherche à reproduire, 2) suite à la modélisation, on compare les résultats obtenus aux connaissances afin de valider les modèles et de pouvoir apporter des contraintes sur la dynamique et les paramètres contrôlant la géométrie du système et 3), lors d'un retour sur le terrain, la modélisation permet d'identifier les points critiques entre les différents modèles observés et peut aider à identifier les éléments permettant de trancher entre ces différents modèles.

2.8.1 Impact des données de terrain sur le setup.

Les données de terrain et de laboratoire ont évidemment eu une influence prépondérante sur la définition du setup utilisé dans cette étude. La préexistence du plateau tibétain sur le développement de la « fold and thrust belt » Himalayenne est suspectée sur la base de l'asymétrie de la chaîne (ensemble de chevauchements vers le sud). Cette suspicion est confirmée par les études de [Chung *et al.* \(1998\)](#), [Rowley et Currie \(2006\)](#) et [Wang *et al.* \(2008\)](#) qui montrent par des études géochimiques, thermochronologiques, magnétostatigraphiques, sédimentologiques et autres, que le plateau Tibétain était déjà un relief important il y a 40 millions d'années.

Le détachement mi-crustal prescrit dans le croûte continentale indienne est documenté par les études géophysiques de [Zhao *et al.* \(1993\)](#) et [Schulte-Pelkum *et al.* \(2005\)](#) et les rhéologies utilisées contraintes par des études de laboratoire ([Karato et Wu 1993](#), [Gleason et Tullis 1995](#)).

Enfin, la question à la base même de cette étude : « quelles sont les sources et l'évolution temporelle des variations latérales en Himalaya ? » est soulevée par les nombreuses études cartographiques, structurales, métamorphiques et autres réalisées en Himalaya (cf. synthèse de [Yin \(2006\)](#) par exemple).

Cet aspect étant le plus classique des interactions entre terrain et modélisation numérique, je ne le détaillerai pas plus avant.

2.8.2 Comparaison avec des coupes existantes.

Le résultat des modèles effectués pendant cette thèse est très intéressant à comparer avec les coupes connues le long de l'Himalaya (ces coupes sont localisées sur la figure 1.19). En effet, un certain nombre de géométries et donc de comportements sont reproduits avec succès.

Pour le Népal central, la coupe proposée par [Jouanne *et al.* \(2004\)](#) est présentée en figure 2.14(a). Le résultat du modèle 2 (Run 168) après 14 Ma de raccourcissement est présenté en figure 2.14(b) pour les différents matériaux et 2.14(c) pour la déformation finale.

On observe la formation et l'advection d'une rampe comme décrit ci-dessus. Les cycles de formation et d'advection de la rampe entraînent la formation d'un duplex sous le plateau Tibétain et les roches du Haut Himalaya, car celles-ci présentent une rhéologie plus faible. Ce sous plaquage entraîne une exhumation de matériel Haut Himalayen qui s'affine sans aller jusqu'à isoler une klippe. La géométrie de ce modèle après 14 Ma est similaire à celle dessinée sur les coupes de la région de Katmandou sur la base d'observation de terrain. Un point est néanmoins à discuter. Cette configuration se retrouve ici après 14 Ma de raccourcissement, hors, il est admis que la collision dans cette zone a commencé il y a 25 à 30 Ma, ce qui est plus proche des durées de raccourcissement avec lesquelles nous allons comparer les autres coupes. Trois hypothèses sont à envisager pour expliquer ce décalage : 1) Il est possible que dans cette zone, le niveau de décollement de la croûte Indienne soit plus superficiel, ce qui entraîne une moindre accrétion de matériel dans le duplex (moins de volume pour un même incrément de raccourcissement) et une isolation de la klippe plus tardive. 2) Il est également possible d'imaginer que le MHT présente, dans cette zone, un pendage vers le Nord plus important que dans les autres segments de l'Himalaya, cela impliquerait que le duplex doive advecter une plus grande épaisseur de matériaux du Haut Himalaya avant d'émerger et ainsi d'isoler la klippe. [Robert *et al.* \(2011\)](#) proposent que le segment de MHT sous

le Népal central présente un pendage de 8° vers le Nord contre 5 à 6° N sous le Bouthan et la zone des Annapurnas et 8° N pour l'extrême Ouest Népalais. Enfin, 3), les variations climatiques peuvent diminuer l'exhumation à la verticale du duplex, ce qui rendrait l'émergence de celui-ci plus difficile. Une étude plus poussée sur les interactions entre les processus de surface et la tectonique dans cette zone est nécessaire pour tester cette hypothèse.

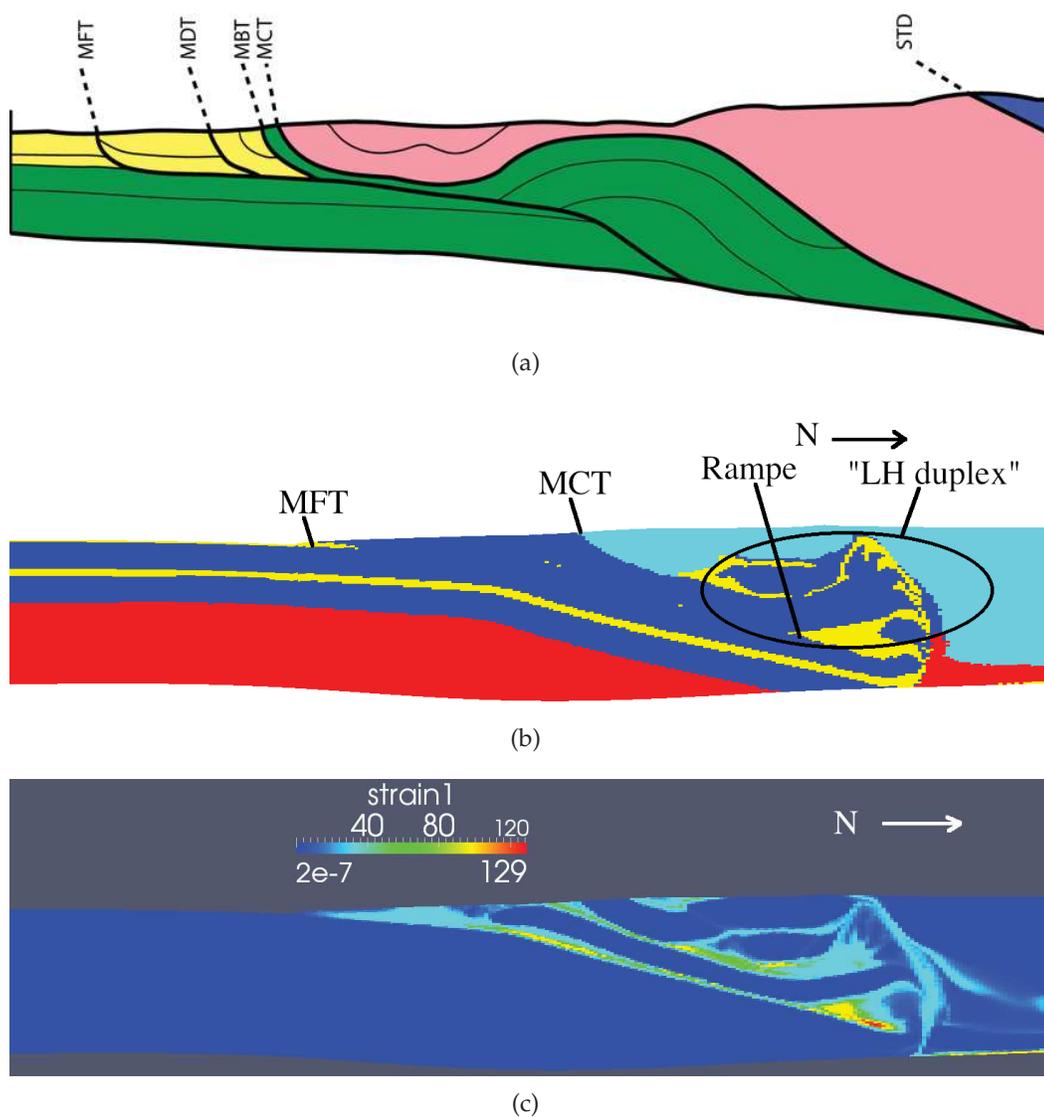


FIGURE 2.14 – (a) coupe simplifiée du Népal central modifiée depuis *Jouanne et al. (2004)*. (b) Matériaux après 14 Ma de raccourcissement pour le modèle 2 (Run 168). (c) Déformation finale pour le modèle 2 après 14 Ma de raccourcissement.

La zone du Sikkim et du Bouthan est bien modélisée par le modèle 2 (RUN 168) après 29 Ma de raccourcissement (Fig. 2.15). On retrouve le duplex bien développé au Nord de la klippe, la klippe elle-même est d'amplitude relativement limitée, par contre, elle se situe plus au nord que ce qui est observé sur le terrain.

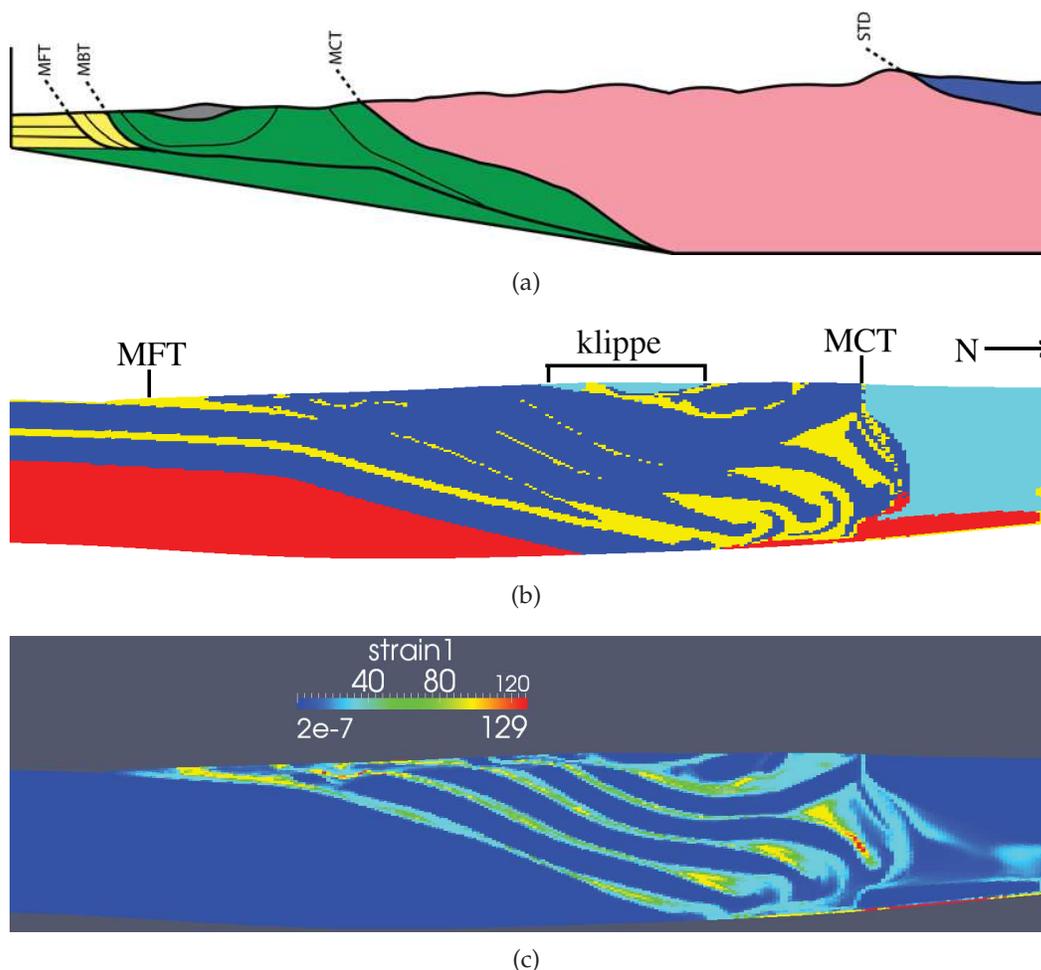


FIGURE 2.15 – (a) coupe simplifiée du Bouthan modifié depuis Kellett et al. (2013). (b) Matériaux après 29 Ma de raccourcissement pour le modèle 2 (Run 168). (c) Déformation finale pour le modèle 2 après 29 Ma de raccourcissement.

La carte géologique de la figure 1.19 montre que la position Nord Sud de la klippe est très fluctuante selon la position Est-Ouest. Trois hypothèses peuvent expliquer cela : 1) le pendage du MFT, qui, si il est plus horizontal, peut éventuellement entraîner la formation d'un duplex plus large et moins haut (V_z/V_x plus faible). 2) Nous avons montré que la formation du duplex est contrôlée par le contraste de rhéologie entre le matériel du dessus et celui sous-plaqué. Un contraste légèrement différent de celui utilisé ici pourrait entraîner une géométrie de duplex

légèrement différente. 3) Comme précédemment, le climat peut exercer un contrôle sur la géométrie du duplex. On peut intuitivement penser que plus l'érosion sera intense, plus la déformation sera localisée et le duplex aura tendance à présenter un développement vertical important; à l'inverse, une érosion faible aura tendance à rendre l'exhumation difficile et favorisera le développement horizontal du duplex. Ici encore, ces hypothèses nécessiteraient d'être testées par des simulations numériques supplémentaires.

La zone de l'Est Népalais est plus délicate à modéliser. Schelling (1992) (Fig. 2.16(a)) représente cette zone comme résultant d'une nappe extrêmement massive reposant au-dessus d'une rampe très marquée avec une petite klippe à l'extrême Sud de la coupe.

La simulation numérique se rapprochant le plus de cette situation est le modèle 1 (RUN 170) après 27 Ma de raccourcissement. On observe (Fig. 2.16(b)) la présence d'une rampe relativement importante en profondeur, la nappe très massive de Schelling (1992) n'apparaît pas et est remplacée par un empilement de nappes plus fines présentant des « pendages » relativement similaires et nous n'avons pas d'accrétion frontale telle que représentée par Schelling (1992). De même, la petite klippe au front de la zone n'apparaît pas. Deux hypothèses sont possibles pour expliquer les différences entre la coupe de la figure 2.16(a) et les résultats du modèle : 1) dans le cadre des observations de terrain, si la nappe supérieure d'un empilement de nappes est horizontale, il sera extrêmement difficile de déterminer, sans données géophysiques extrêmement précises, si nous sommes en présence d'un empilement de nappes horizontales ou d'une seule et très épaisse nappe. Ce qui a été représenté comme une unique nappe par Schelling (1992) peut être en réalité un empilement de nappes horizontales. 2) Il est également possible que localement, le niveau de décollement soit plus profond et les unités du Moyen Pays plus homogènes, ce qui permet de maintenir une nappe très épaisse et sans niveau de décollement secondaire, ce qui limite la déformation interne.

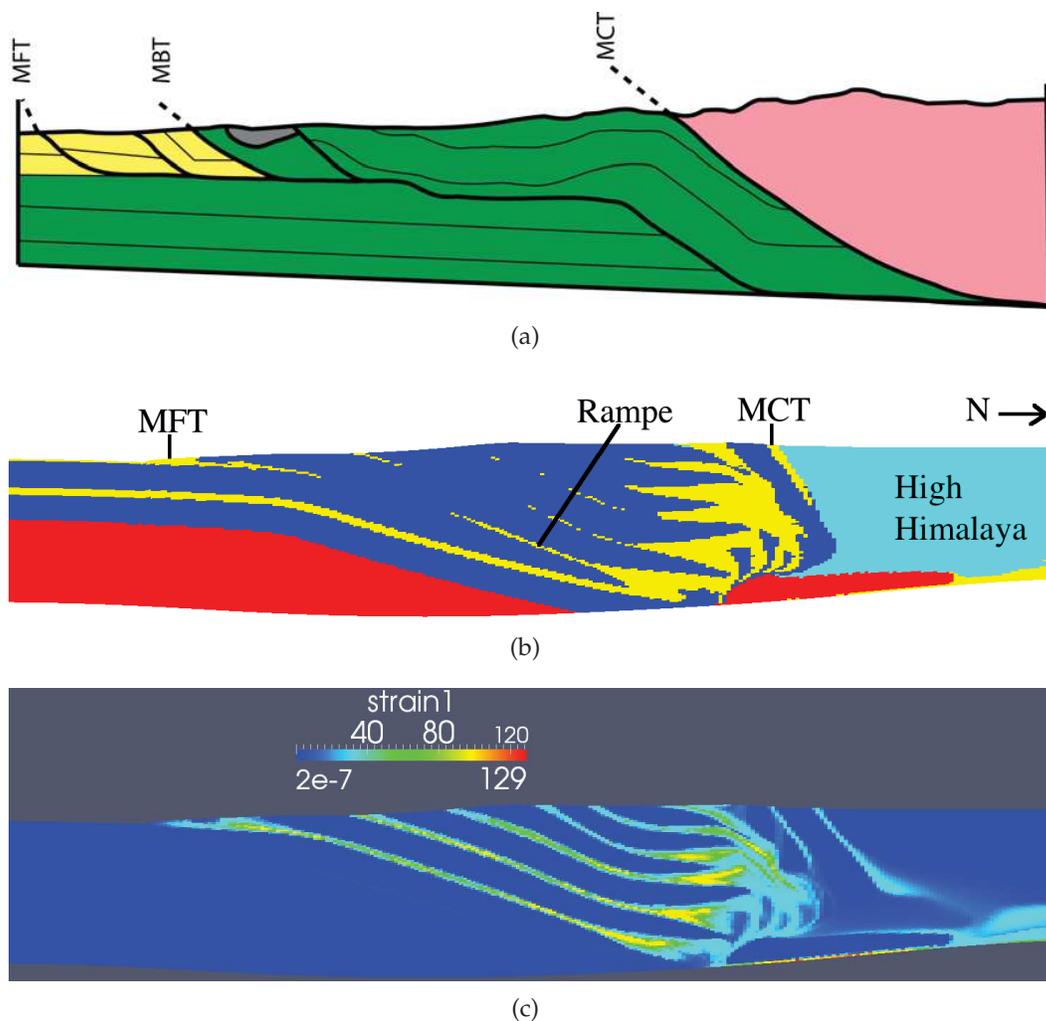


FIGURE 2.16 – (a) coupe simplifiée de l’Est Népalais modifiée depuis Schelling (1992). (b) Matériaux après 27 Ma de raccourcissement pour le modèle 1 (Run 170). (c) Déformation finale pour le modèle 1 après 27 Ma de raccourcissement.

l’Ouest népalais, et l’interprétation qu’en font Robinson *et al.* (2006) (Fig. 2.17(a)) est bien reproduit par le modèle 2 après 26 Ma de raccourcissement. On retrouve un duplex de Moyen Pays très développé au Nord de la klippe de Dadeldhura, la klippe présente une forme anticlinale et une nappe apparue lors des premières étapes de raccourcissement existe immédiatement au Nord et sous la klippe. Cette nappe précoce peut être vue comme un analogue du Ragmarh Thrust Sheet défini par Pearson et DeCelles (2005) et Robinson *et al.* (2006) même si elle ne se propage pas au Sud de la klippe. Ce modèle est donc un bon analogue de la coupe proposée par Robinson *et al.* (2006) pour l’Ouest Népal.

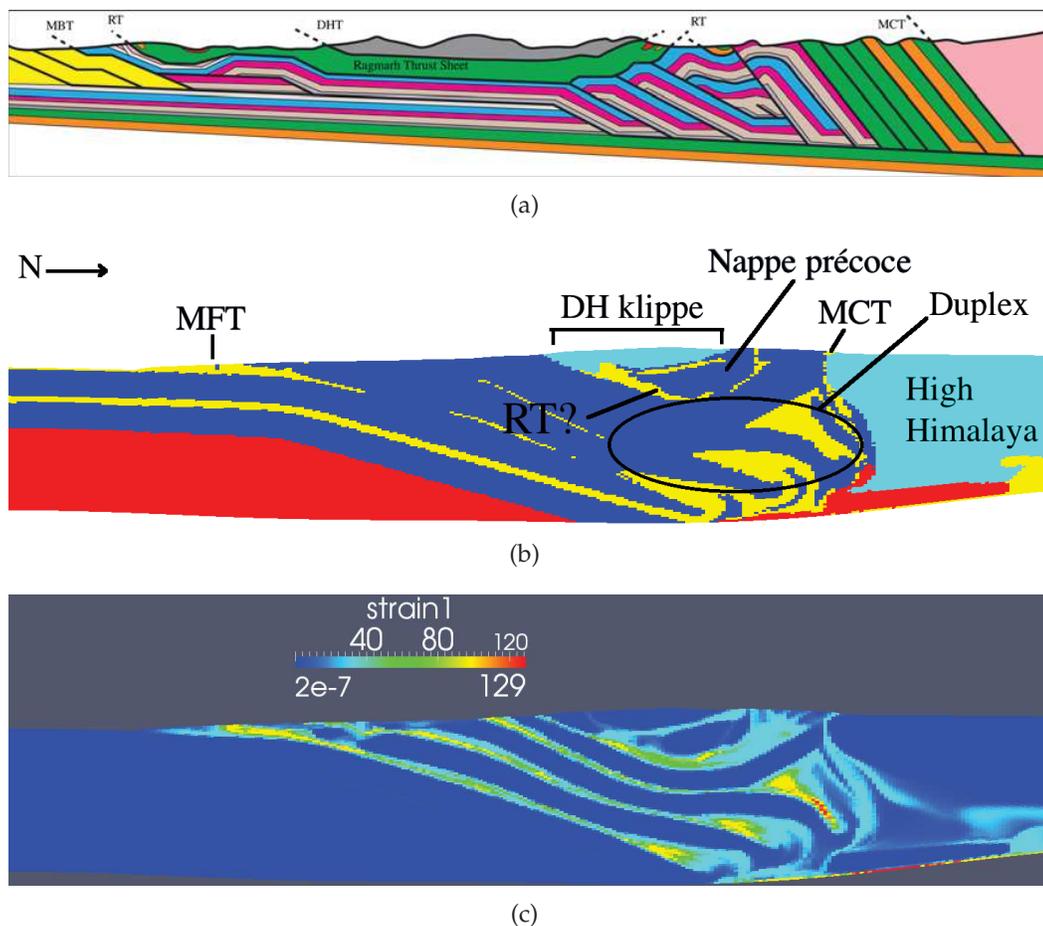


FIGURE 2.17 – (a) coupe simplifiée de l'extrême Ouest Népalais (région de la Karnali) modifiée depuis Robinson et al. (2006). (b) Matériaux après 26 Ma de raccourcissement pour le modèle 2 (Run 168). (c) Déformation finale pour le modèle 2 après 26 Ma de raccourcissement. RT : Ragmarh Thrust, MBT Main Boundary Thrust, DHT : Dadeldhura Thrust. La légende des couleurs de la figure 2.17(a) est disponible figure 3.9.

2.8.3 Quel impact sur les stratégies de terrain ?

La modélisation numérique a également eu un fort impact sur le terrain qui a été réalisé suite à ces simulations. Tout d'abord, l'Ouest Népal a été choisi en raison de la relative absence de données dans cette zone, absence de données qui entraîne un manque de contraintes sur les modèles réalisés en vue de contraindre les variations latérales en Himalaya et plus particulièrement au Népal.

A plus petite échelle, les modèles ont montré que, si l'on admet l'hypothèse du sous plaquage asynchrone de la rampe, la plupart des changements géologiques, géomorphologiques et thermochronologiques qui en découle seront observables dans le Moyen Pays. La modélisation numérique nous a donc permis de concentrer

notre étude sur cette zone et nous avons de ce fait peu approfondi les études sur la zone Haut Himalayenne.

Le calcul d'âge thermochronologique synthétique permet de cibler le système ayant la température de fermeture la plus sensible au mécanisme que nous cherchons à contraindre et ainsi éviter d'utiliser un système présentant une température trop élevée, qui ne serait pas remis à zéro lors de la déformation, ou un système avec une température de fermeture trop basse, qui serait trop sensible au processus de surface, et ne permettrait pas de discuter les mécanismes tectoniques. Enfin, il est très simple avec le modèle d'enregistrer les températures et les pressions maximales subies par chaque particule, voir éventuellement le chemin pression-température, afin de les comparer ensuite avec les données pétrologiques produites par l'analyse des échantillons récoltés et ainsi de valider, ou non, la simulation numérique réalisée.

Transition

Les différents segments de MHT définis par [Berger *et al.* \(2004\)](#) et [Robert *et al.* \(2011\)](#) au Népal sont inégalement documentés par des études de terrain. Le Népal central est extrêmement bien documenté, tant par des études structurales et métamorphiques, que par des études thermochronologiques ou sismiques. Le Sikkim et le Bhoutan sont également relativement bien documentés sous différents aspects. Le Népal oriental est un petit peu moins bien documenté que ces deux voisins, mais plusieurs études structurales et thermochronologiques sont néanmoins disponibles. Des quatre segments de MHT définis par [Robert *et al.* \(2011\)](#), le Népal Occidental et plus particulièrement le Moyen Pays himalayen font figure de parents pauvres avec relativement peu d'études géologiques, métamorphiques et structurales et quasiment aucune données thermochronologiques. Cela s'explique par l'éloignement géographique de cette région et la situation politique qui y régnait jusque récemment.

Pourtant, en raison de sa morphologie (relief beaucoup plus faible que dans les trois autres segments, chaîne beaucoup plus large, pas de transition topographique...) et sa géologie (présence d'un klippe très développé, Moyen Pays affleurant sur une très grande surface...) bien particulière, l'Ouest Népal est un maillon fondamental vers la compréhension des mécanismes contrôlant les variations latérales en Himalaya.

Afin de compléter les connaissances que nous avons sur le Népal Occidental, la deuxième partie de cette thèse s'est intéressée à la région de la rivière Karnali dans la province de l'extrême Ouest Népalais. Du travail de terrain, une analyse structurale ainsi que l'acquisition de données thermométriques et thermochronologiques ont été réalisés sur cette région et sont présentés dans le chapitre 3 de cette thèse.

LA COUPE DE SIMIKOT (OUEST NÉPAL) : UNE NOUVELLE INTERPRÉTATION.

3

SOMMAIRE

3.1	SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET CHOIX DE LA ZONE CARTOGRAPHIÉE	93
3.1.1	L'extrême Ouest népalais, une zone « redécouverte » récemment.	94
3.2	LES DIFFÉRENTES UNITÉS STRATIGRAPHIQUES ET LES CORRÉLATIONS À L'ÉCHELLE DE LA CHAÎNE HIMALAYENNE	98
3.2.1	Le Thétys Himalaya	99
3.2.2	Le Haut Himalaya	99
3.2.3	Le Moyen Pays	101
3.2.4	Unités Tertiaires	105
3.2.5	Les Siwaliks	105
3.3	CARTOGRAPHIE	106
3.3.1	Une nouvelle carte dans la région de la Karnali :	106
3.3.2	Description de la carte : les structures principales :	107
3.3.3	Discussion des différentes cartes existantes sur le secteur :	109
3.4	DONNÉES OBTENUES PAR RSCM	114
3.4.1	Méthodologie	114
3.4.2	Choix des échantillons	116
3.4.3	Résultats :	117
3.4.4	Vers un thermomètre de plus haute température ?	121
3.5	LES DATATIONS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	125
3.5.1	Méthodologie	126
3.5.2	Résultats	130
3.6	ESTIMATION PÉTROLOGIQUE DES PICS DE PRESSION-TEMPÉRATURE :	134
3.6.1	Principe	134
3.6.2	Méthodologie	135
3.6.3	Résultats	136
3.6.4	Discussion	147
3.7	UNE NOUVELLE COUPE LE LONG DE LA KARNALI	148
3.7.1	L'équilibrage de coupe, quelle pertinence dans le Moyen Pays hima- layan ?	148

3.7.2	Une coupe différente des précédentes.	150
3.8	IMPLICATIONS SUR LA DYNAMIQUE DE LA CHAÎNE HIMALAYENNE DANS LA RÉ- GION DE LA KARNALIE	157
3.9	CONCLUSIONS	158
3.10	STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE WESTERN NEPAL FOLD AND THRUST BELT ALONG THE KARNALI RIVER CROSS-SECTION.	160
3.11	QUELLE COHÉRENCE ENTRE LES MODÈLES NUMÉRIQUES ET LES OBSERVATIONS DE TERRAIN ?	193

CE chapitre présente le travail de terrain réalisé pendant ce doctorat à travers des descriptions comparatives de différentes coupes à travers l'Himalaya (Manaslu, Annapurna, Karnali) et une description plus spécifique de la zone cartographiée durant cette thèse (Karnalie, extrême Ouest népalais).

THIS chapter introduces the fieldwork performed during this phd across comparative descriptions of three cross section of the himalayan mountain belt (Manaslu, Annapurna and Karnali). I will then focus on the area mapped during this PhD, the Karnalie river in the far western Nepal.

3.1 Situation géographique et choix de la zone cartographiée

Dans le cadre de cette thèse, six semaines de mission ont été réalisées au Népal, dont cinq semaines de terrain, sur les mois d'Octobre, Novembre et Décembre 2011. Deux semaines de terrain ont été réalisées dans la région du Manaslu (Fig. 3.1) avec Arnaud Pêcher, Stephane Guillot, Jean Braun et Olivier Vidal, en encadrement d'un groupe de géologues amateurs du centre briançonnais de géologie Alpine. Ce premier contact avec la chaîne Himalayenne m'a permis de me familiariser avec les différentes unités et faciès himalayens ainsi qu'avec les contraintes associées à ces régions isolées (travail quasi-exclusif sur une coupe le long d'une rivière, retour en arrière impossible en raison de la progression à pied et de la nécessité de « boucler les étapes », problèmes logistiques liés au transport des échantillons par des porteurs...). Des mesures ainsi que de l'échantillonnage ont été réalisés dans la région du Manaslu. Un important chevauchement, de l'ampleur du MCT et jamais décrit dans la littérature, a ainsi été suspecté sur la base d'observations de terrain. Cependant, l'analyse des échantillons étant encore en cours, cela ne sera pas présenté ou discuté ici. Dans un second temps, 21 jours de terrain, dont 18 à pied ont été réalisés en partie avec Peter van der Beek le long de la Karnali entre Simikot et Surkhet (3.1). Cette campagne de terrain a permis de collecter des nouvelles données structurales, d'échantillonner pour réaliser des estimations de pic de température par RSCM (Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material) et des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite dans une zone où très peu de données étaient disponibles.

Ces observations ont permis de proposer une nouvelle carte détaillée le long de la rivière Karnali. 14 estimations du pic de température par RSCM et 11 datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite ont également été réalisées. Ces données nous amènent à proposer une nouvelle interprétation structurale pour cette région. Les observations, les analyses réalisées et les interprétations qui en sont faites sont présentées et discutées ci-dessous.

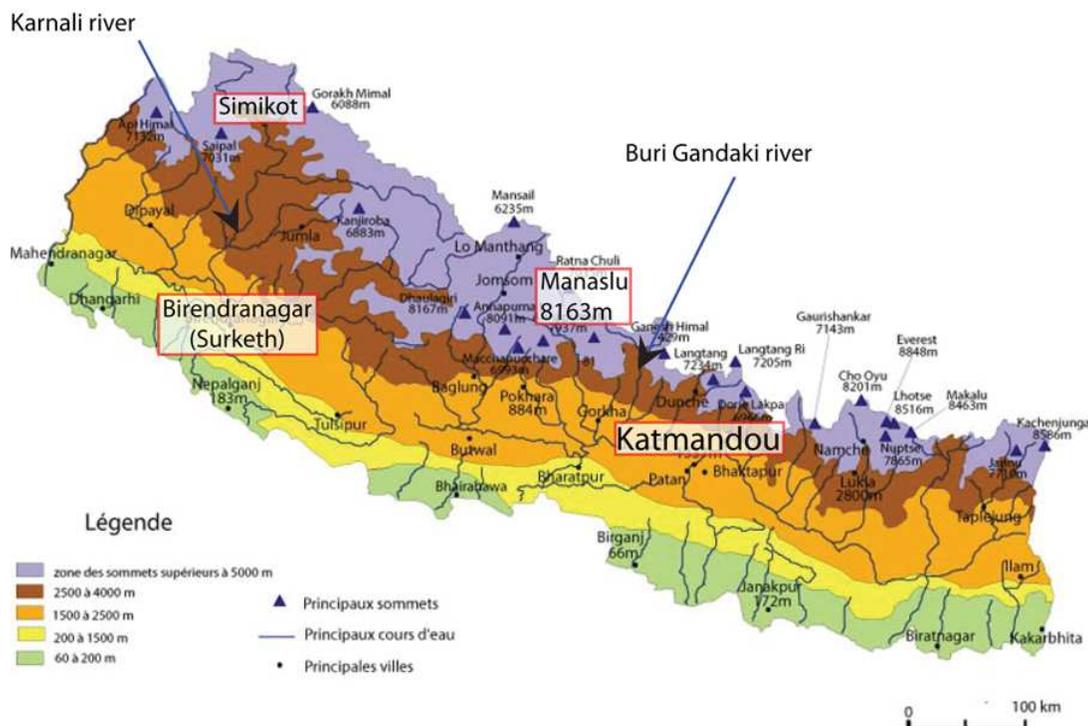


FIGURE 3.1 – Géographie physique du Népal. Carte modifiée depuis <http://www.consulat-nepal.org>.

3.1.1 L'extrême Ouest népalais, une zone « redécouverte » récemment.

Le Népal est un pays en voie de développement dont l'histoire récente est relativement tourmentée par l'instabilité politique. Cette instabilité politique ainsi que le relatif isolement géographique et le manque d'infrastructures routières de l'Ouest Népal ont eu des conséquences sur l'étude de cette région.

Contexte politique :

Monarchie constitutionnelle depuis 1990, le Népal est rentré en guerre civile en 1996. Cette insurrection, principalement portée par les maoïstes, visait l'abolition de la monarchie et la mise en place d'un régime communiste. Une grande partie du pays, et plus particulièrement l'Ouest du pays est passé sous contrôle maoïste et était de fait très difficile d'accès aux scientifiques occidentaux, même si certains, moyennant le paiement d'une « taxe révolutionnaire » ont réussi à travailler dans les zones sous contrôle maoïste. Des associations humanitaires ont accusé les maoïstes de spoliation, d'extorsion de fonds, d'enlèvement et de mauvais

traitements. Dans l'Ouest Népal, la ligne de front entre les rebelles maoïstes et les forces gouvernementales se situait immédiatement au Nord de Surkhet.

Le premier Juin 2001, le prince héritier Dipendra massacre 10 membres de sa famille, y compris le roi et la reine, avant de se suicider, ce qui amène le frère du roi sur le trône. Celui-ci met rapidement en place une monarchie absolue en suspendant le parlement et les conseils locaux, décision très mal vécue par l'ensemble de la classe politique Népalaise et, le 6 Avril 2006, une grève générale est déclenchée. Cette grève abouti à la restauration du parlement, un accord de paix avec les maoïstes est signé le 21 novembre 2006 puis un long processus entraine la destitution du roi et la formation d'une république le 28 mai 2008. Les maoïstes deviennent majoritaires au parlement et rentrent au gouvernement. Les zones sous contrôle maoïste deviennent alors accessibles dans des conditions de sécurité acceptables, ce qui relance l'intérêt pour ces secteurs.

La guerre civile aura fait 13 000 morts.

Contexte géographique

La Karnali est la plus grande rivière du Népal. Longue de 507 km, elle prend sa source sur le plateau du Tibet et se jette dans la rivière Sarda en Inde. La Karnali traverse une des régions les plus pauvres, et la moins densément peuplée du Népal.

En raison de son isolement géographique et suite à la guerre civile, la région présente un important retard de développement. La plupart des habitants vivent de l'agriculture et de l'élevage, le tourisme n'y est pas du tout développé et la région n'est pas auto-suffisante d'un point de vue alimentaire (le riz arrive en partie dans des sacs labelisés World Food Programme).

Pour ce qui est des infrastructures, une piste est actuellement en construction entre Surkhet (également appelé Birendranagar) et Jumla, mais celle-ci est en très mauvais état et fréquemment coupée par des glissements de terrain. D'un point de vue des connexions aériennes, des vols réguliers sont possibles, lorsque la météo le permet, depuis Nepalgunj vers Simikot et Jumla.

Dans le cadre de cette étude, nous avons atterri à Simikot, depuis Nepalgunj, nous avons ensuite suivi la Karnali, passé le col de Munya Lagna d'où Peter est retourné à Simikot. J'ai ensuite suivi le lit de la Karnali pendant 18 jours jusqu'à

Manma où j'ai retrouvé la piste et poursuivi la coupe en voiture jusqu'à Surkhet (carte de la région figure 3.2).

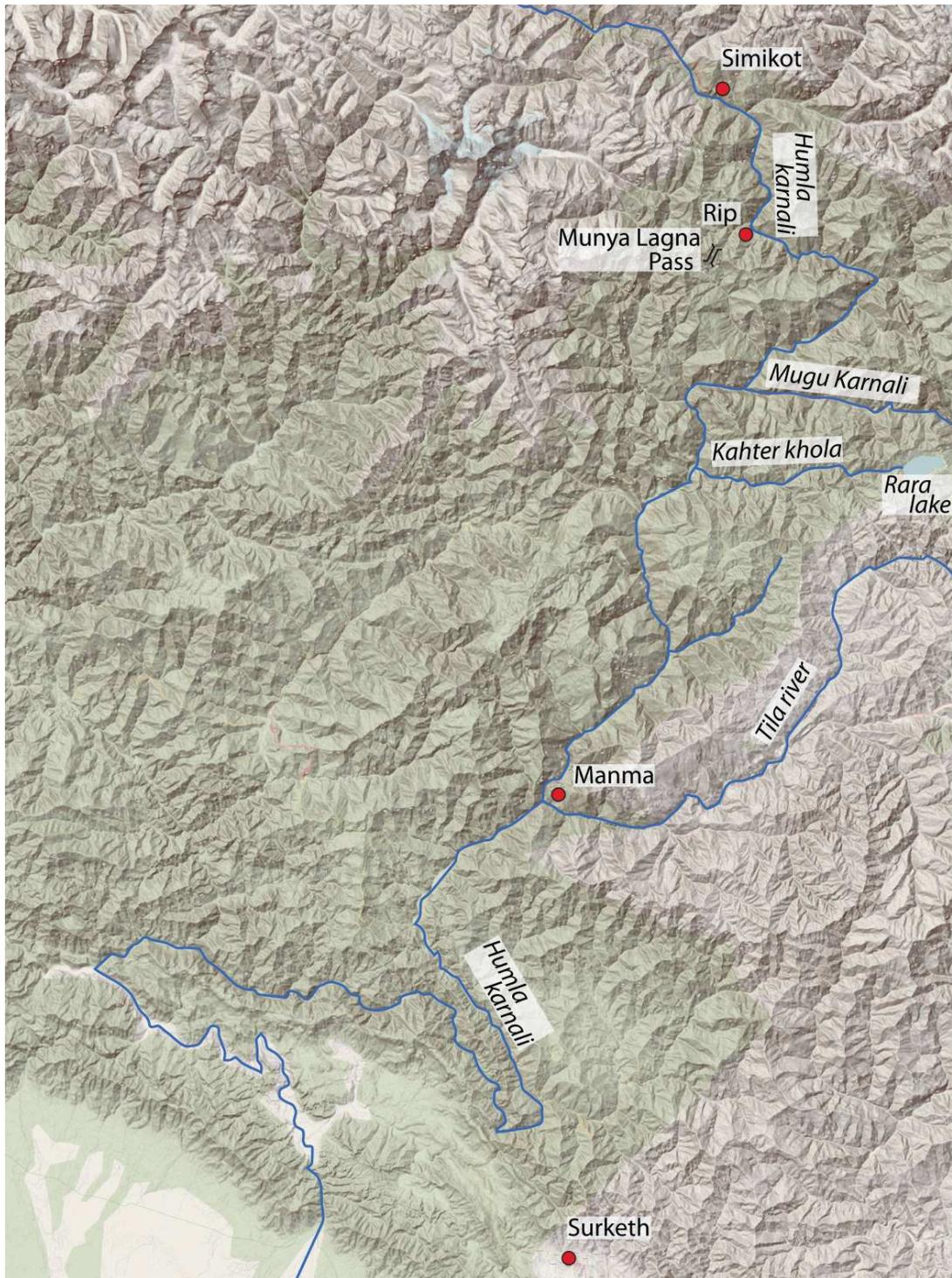


FIGURE 3.2 – Carte de la région de la Karnali au Népal. Carte modifiée depuis les données <http://openstreetmap.org>.

3.2 Les différentes unités stratigraphiques et les corrélations à l'échelle de la chaîne himalayenne

Comme dans le reste de la chaîne himalayenne, les unités de l'ouest Népal peuvent être regroupées dans quatre principaux domaines qui seront détaillés ci-après (Gansser 1964, Le Fort 1975) :

- Le domaine de la Thétys Himalaya, contenant principalement des roches sédimentaires Paléozoïque à Tertiaire.
- Le Haut Himalaya, principalement cristalin, contenant principalement des gneiss, des migmatites et des leucogranites.
- Le Moyen Pays, ou « Lesser himalaya » constitué principalement de méta-sédiments. Le Moyen Pays présente localement des lentilles d'orthogneiss.
- Le domaine sub Himalayen ou Siwaliks, contenant principalement des roches sédimentaires détritiques plus ou moins consolidées de type molasse.

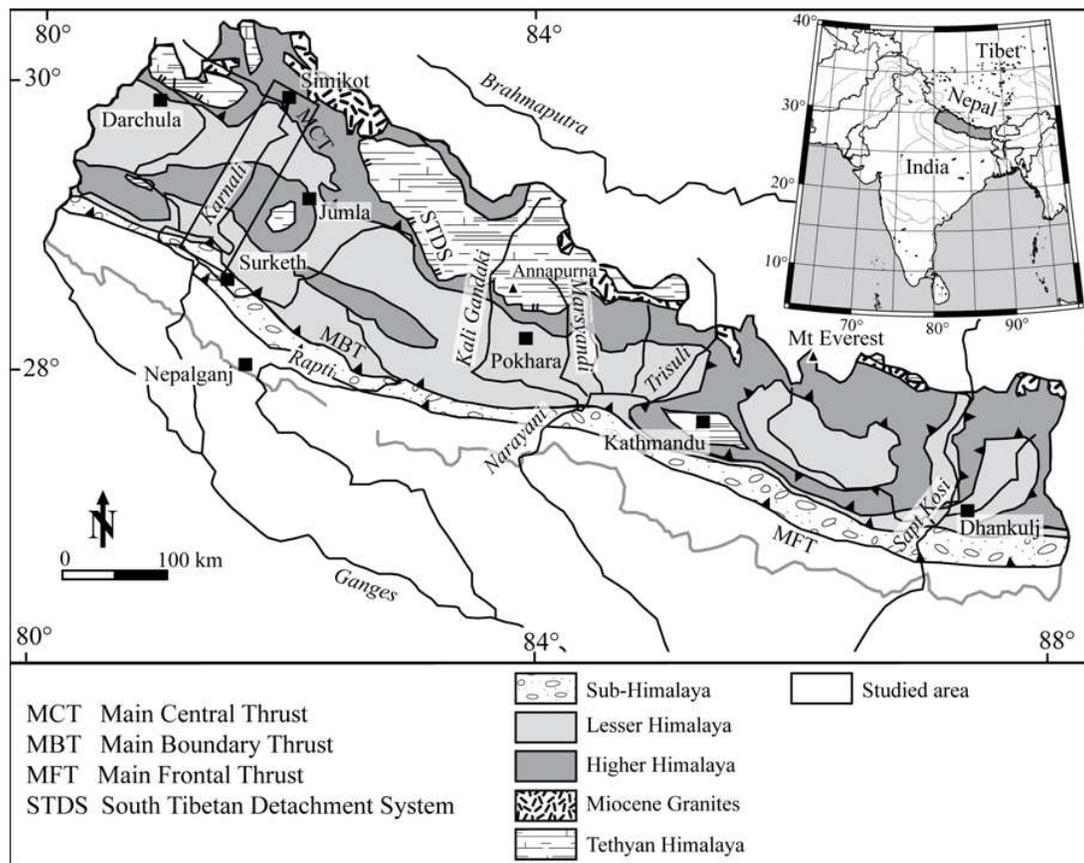


FIGURE 3.3 – géologie simplifiée du Népal. Carte modifiée depuis *Bernet et al. (2006)*.

3.2.1 Le Thétys Himalaya

La zone thétysienne himalayenne, parfois également qualifiée de zone tibétaine se trouve à l'extrême Nord de la zone étudiée et n'a pas été vue lors du le terrain réalisé au cours de cette thèse.

Constituées de séries sédimentaires d'âge Cambrien à Eocène, les séries thétysiennes sont très peu métamorphisées et constituées principalement de phyllites, de calcaires et de grès très quartziques (Gansser 1964, Searle 1986, Ratchbacher *et al.* 1994, DeCelles *et al.* 2001).

Plus précisément, d'après Mascle *et al.* (2010), la base des séries Thétys-Himalaya est constitué d'une épaisse séquence pélito-quartzitique du Protérozoïque terminal. Celle-ci évolue en niveaux calcaires et dolomitiques cambriens qui constituent la base du Thétys Himalaya au Népal central.

Par dessus ce premier ensemble repose le Paléozoïque en discordance. le Paléozoïque contient des conglomérats, des quartzites, des carbonates, un peu de gypse, des schistes noirs et des tillites. Ces séries se sont déposées dans un environnement de type plate-forme peu profonde avec des dépôts de type fluviatile voir éolien.

Enfin, les séries Mésozoïque et Cénozoïque sont également discordantes sur le Paléozoïque. Celles ci sont constituées de carbonates, de schistes, de grès et de quartzites. Le sommet de la série présente des dépôts continentaux et/ou marins jusqu'à l'Eocène moyen (Garzanti 1999).

3.2.2 Le Haut Himalaya

Le cristallin du Haut Himalaya (CHH), également appelé dalle du Tibet ou « High Himalaya Crystalline », est une unité d'une quinzaine de kilomètres d'épaisseur, métamorphisée dans les faciès amphibolite à granulite (0.8 à 1.5GPa et 650 à 800°C) (Mascle *et al.* 2010). Cette unité, comprise entre le Main Central Thrust (MCT) et la Faille Nord Himalayenne (FNH), présente une foliation de pendage Nord portant une forte linéation d'étirement et des plis en fourreaux témoignant d'un intense cisaillement avec le bloc supérieur se déplaçant vers le Sud. Les linéations d'étirement ainsi que les axes des plis en fourreau ont un azimuth N20° dans la partie sud du CHH. Localement, et plus généralement dans la partie nord du CHH, ces linéations d'étirement peuvent tourner jusqu'à présenter un azimuth

N45° voir N70° (Bouchez et Pêcher 1981) en raison de la présence de décrochements d'ampleur régionale.

Au Népal central, le CHH est classiquement séparé en trois formations :

- La formation I (*FI*), à la base du CHH, présente une alternance de gneiss très quartzeux et de gneiss plus micacés, témoignant probablement d'un protolithe de type greywacke en alternance avec des niveaux plus pélitiques. Cette formation fait 2 à 10 km d'épaisseur et est en partie migmatitique. Il est intéressant de noter que des données isotopiques de type Rb/Sr suggèrent que les migmatites de la *FI* puissent être la source des leucogranites formant les gros laccolites présents tous les 70 à 100km au long de la chaîne himalayenne (Manaslu, Annapurna...) (Fig. 3.4) (Guillot et Le Fort 1995).
- La formation II (*FII*), d'une épaisseur de 3,5km, est constituée d'un gneiss calcique à diopside avec localement quelques bandes de quartzites.
- Enfin, au sommet du CHH arrive la formation III (*FIII*). D'une épaisseur d'environ 300m, elle est constituée de gneiss œillés. Ces yeux sont formés par du microcline parfois auréolé de plagioclases.

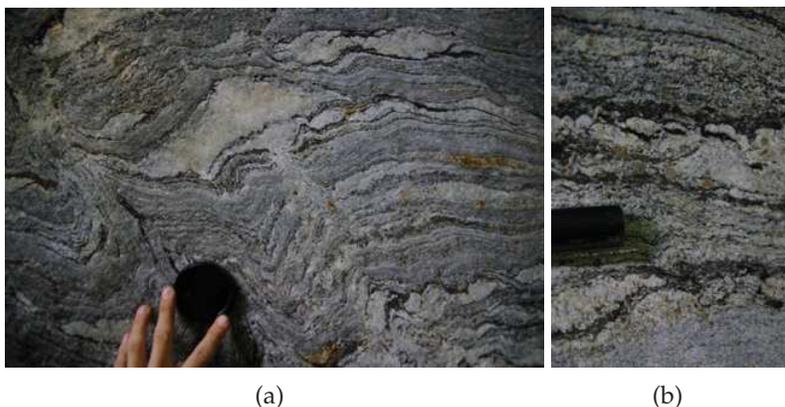


FIGURE 3.4 – CHH de la FI au nord de la localité de Phewa le long de la Burhi Gandacki (cf. carte 3.1). 3.4(a) poche de liquide granitique, 3.4(b) Migmatite à grenat.

Les trois formations du CHH sont datées du Protérozoïque au Cambrien (Parrish et Hodges (1996)) et l'intensité du métamorphisme décroît au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série.

La zone cartée dans le cadre de ce travail de thèse présente principalement du CHH de la Formation I.

3.2.3 Le Moyen Pays

Les unités du Moyen Himalaya (également appelé Moyen Pays ou « Lesser Himalaya (LH) ») sont comprises entre le Main Boundary Thrust (MBT) et le MCT. Ce sont des roches sédimentaires plus ou moins métamorphisées présentant d'importantes variations latérales, ce qui rend leur datation ainsi que les corrélations difficiles (DeCelles *et al.* 2001). Dans l'ensemble, les séries du Moyen Himalaya sont Protérozoïques avec des âges s'échelonnant entre 2400 et 540 Ma (DeCelles *et al.* 2001, Upreti 1996, Schelling 1992), le sommet de la série étant Cénozoïque.

Dans l'Ouest Népalais, le LH a une épaisseur comprise entre 8 et 10 km. Toutefois, les épaisseurs de chaque formation ne sont que peu documentées et difficiles à contraindre en raison d'importantes déformations internes et de l'absence de marqueurs stratigraphiques évidents.

En raison des fortes variations latérales des formations du Moyen Pays ainsi que de l'absence de marqueurs stratigraphiques évidents au sein de ces formations, un grand nombre d'appellations locales ont été utilisées afin de décrire les formations du Moyen Pays. En vue d'améliorer la compréhension globale des variations latérales de la chaîne au sein du moyen pays, l'utilisation de corrélations entre ces différentes appellations locales est indispensable. Dans cette étude, nous avons décidé d'utiliser la nomenclature de DeCelles *et al.* (2001) pour l'Ouest Népal. Cet auteur propose une corrélation entre sa nomenclature et celle en vigueur pour le Népal central et oriental, cette corrélation est reproduite dans la figure 3.5.

Unité Nawakot inférieure :

L'Unité Nawakot inférieure contient dans l'ordre de dépôt, les formations du Kushma, du Ranimata, le gneiss de Ulleri, la formation du Sangram et la formation du Gaylang. Ces formations sont détaillées ci dessous.

Kushma : La formation du Kushma est constituée de métaquartzite d'environ 500 mètres d'épaisseur. Les bancs de quartzite constituant cette formation sont décimétriques à pluri-décimétriques et présentent fréquemment des figures de stratification entrecroisée (Fig. 3.6) ou des ripple-marks. La granulométrie est relativement

Age	Informal Units This Study	Western Nepal This Study	Central Nepal Upreti, 1996	Eastern Nepal modified from Schelling, 1992
Miocene	Tertiary Unit	Dumri Fm.	Dumri Fm.	Dumri Fm.
Eocene		Bhainskati Fm.	Bhainskati Fm.	Bhainskati Fm.
Permian- Cretaceous	Gondwanan Unit	Gondwanas	Gondwanas	Gondwanas
Middle Proterozoic	Upper Nawakot Unit	Lakarpata Gr.	Robang Fm. Malekhu Fm. Benighat Fm. Dhading Fm.	Tumlingtar Gr. (including Ulleri Gneiss)
		Syangia Fm. <1.68 Ga	Nourpul Fm.	
	Lower Nawakot Unit	Galyang Fm.	Dandagaon Fm.	
Sangram Fm.		Fagfog Fm.		
1.86-1.83 Ga		Ranimata Fm. (including Ulleri Gneiss)	Kuncha Fm. (including Ulleri Gneiss)	
	Kushma Fm.			

FIGURE 3.5 – Corrélations entre les différentes formations du Moyen Pays Himalayen au Népal proposé par DeCelles *et al.* (2001).

fine et les bancs de quartzites, très largement majoritaires, peuvent occasionnellement contenir des interbancs de siltite.

Ranimata : La formation du Ranimata fait 2 à 3 km d'épaisseur. Elle est principalement constituée de phyllite à chlorite/séricite et peut être recoupée par des bancs de quartzite grise verte d'une centaine de mètres d'épaisseur. Au Sud de la zone cartée, la formation du Ranimata devient par endroit plus gréseuse sur quelques centaines de mètres d'épaisseur. Cette formation contient également, très souvent, de nombreuses inclusions de quartz opaque, et ce, plus particulièrement dans les zones ayant subies une intense déformation (Fig. 3.7).

La transition entre les formations du Kushma et du Ranimata semble se faire, le long de la Karnali, de manière progressive, sédimentaire, avec une apparition et une montée en puissance d'inter-banc phylliteux au sein des métaquartzites. Cependant, cette transition progressive ne semble pas être observable sur l'ensemble de la chaîne (DeCelles *et al.* 2001). De plus, la continuité latérale de la formation du Kushma ne semble pas clairement établie, ce qui amène certains auteurs à regrouper les formations du Kushma et du Ranimata au sein d'une seule et unique



FIGURE 3.6 – Métaquartzite du Kushma présentant des figures de stratification entrecroisée et des ripple-marks. Photographie prise à proximité du col de Munya lagna (cf. carte 3.2).



FIGURE 3.7 – Formation du Ranimata à proximité de la confluence entre la Karnali et la Kahter Khola (3.7(a)) et dans la descente du col de Munya lagna (3.7(b)) (Localisation carte 3.2).

formation, celle du Kunsha (Stöcklin (1980) pour le Népal central, Schelling (1992) pour le Népal oriental..., figure 3.5).

Gneiss d'Ulleri : Le gneiss de Ulleri est un orthogneiss de protolithe granitique daté à 1850 Ma (DeCelles *et al.* 2000, Gehrels *et al.* 2006). Cet orthogneiss est présent sous forme de corps lenticulaire de plus ou moins grande ampleur au sein de la partie supérieur de la formation du Ranimata.

Sangram : La formation du Sagram fait environ 500m d'épaisseur et est constituée à sa base de quartzites blanches et massives. De fines alternances de schistes altérés rouges et verts apparaissent lorsque l'on s'élève dans la série. Cette formation n'a

pas pu être identifiée de manière formelle lors de la coupe réalisée le long de la Karnali. Sa présence est suspectée dans la descente du col de Munya Lagna (immédiatement au nord du village de Lauthi) mais n'a pas pu être confirmée faute d'affleurements significatifs. Il faut cependant noter que [Robinson *et al.* \(2006\)](#) ne cartent pas de Sangram dans la région de la Karnali.

Galyang : La formation du Gaylang peut aller jusqu'à 1.5km d'épaisseur. Elle est constituée de schistes et de phyllites grises à verdâtres et peut par endroit contenir des niveaux de schistes noirs. Des bancs de dolomites, pouvant atteindre 100m d'épaisseur, peuvent être présents à la base de cette formation.

De même que pour la formation du Sangram, sa présence est suspectée au cœur de l'anticlinal de Syangia à proximité de la localité de Puima sur la base de blocs présents dans les torrents ou en éboulis. Cependant, en raison de l'absence d'affleurement, sa présence n'a pu être confirmée.

Unité Nawakot supérieur :

L'unité Nawakot supérieur est constituée par les formations du Syngia et du Lakharpata. Celles-ci sont détaillées ci-dessous.

Syngia : La formation du Syngia présente une alternance de schistes et de grès quartzitiques de couleur rose, rouge, violet et vert (figure 3.8). Cette formation, de plus de 500 mètres d'épaisseur dans la région de la Karnali, s'est déposée dans un environnement marin de faible profondeur (stratifications entrecroisées, ripple-marks, mud-cracks). La partie supérieure de la formation du Syngia contient d'épais bancs de dolomite grise.

Lakharpata : La formation du Lakharpata fait 2 à 3 kilomètres d'épaisseur et est principalement constitué de carbonates (dolomite) contenant occasionnellement de fins bancs de schistes noirs ou de quartzite (à la base de la série). La transition entre le Syngia et le groupe du Lakharpata est progressive avec la coexistence de bancs de quartzite et de dolomite sur une centaine de mètres d'épaisseur.



FIGURE 3.8 – Formation du Syngia à proximité du contact Ranimata Syngia au nord de la confluence entre la Humla Karnalie et la Mugu Karnalie. Remarquez les changements de couleur sur des bancs très fins.

3.2.4 Unités Tertiaires

A l'extrême sud du terrain carté lors de ce travail de thèse apparaissent deux formations tertiaires : Le Bhainskati et le Dumri.

Bhainskati D'âge Eocene à début Miocène, la formation du Bhainskati est constituée de marnes noires, de grès fin gris foncé à rougeâtre et de fins bancs de Calcaires. Dans l'Ouest Népal, cette formation est présente uniquement à l'extrême Sud de la coupe, à proximité du MBT.

Dumri La formation du Dumri, également présente dans l'extrême sud de la coupe présentée dans ce travail de thèse, est une formation d'environ un kilomètre d'épaisseur et est principalement constituée d'un grès gris vert plus ou moins micassé et felsique. Dans la partie supérieure de la formation, des niveaux d'argilite très altérés (rouge) apparaissent.

3.2.5 Les Siwaliks

Les Siwaliks sont compris entre la Main Boundary thrust (MBT) et la Main Frontal Thrust (MFT). Ceux-ci sont principalement constitués de sédiments détritiques fluviatiles pouvant aller jusqu'à 5-6 km d'épaisseur (Huyghe *et al.* 2005). Les Siwaliks sont classiquement séparés en trois unités : l'unité inférieure (entre 13 et 9 Ma

pour l’Ouest Népal), moyenne (entre 9 et 4,8 Ma) et supérieure (entre 4.8 et 1 Ma) (Huyghe *et al.* 2005).

La série inférieure est constituée d’une alternance de grès, de rares bancs de Conglomérats et de pelites. Des datations sur zircons détritiques nous montrent que la série inférieure contient en grande partie des matériaux provenant de séries Protérozoïques peu métamorphisés (âges entre 1600 Ma et 2000 Ma selon DeCelles *et al.* (1998)).

La série moyenne contient des bancs massif de grès moyen à grossier pouvant atteindre 15 m d’épaisseur. La source des sédiments constituant la série moyenne des Siwaliks est très probablement des roches métamorphiques de haut grade du Haut Himalaya (présence de grenat, disthène et sillimanite détritiques). L’étude géochimique des isotopes du Néodyme suggère également que des argiles issues de l’altération de roches du moyen Himalaya étaient à l’érosion à cette période (Robinson *et al.* 2001, Szulc *et al.* 2006).

L’unité supérieure des Siwaliks est formée par d’épais bancs de Conglomérats grossiers en alternance avec des sables et de grès argileux. Les sources des sédiments constitutifs des Siwaliks supérieurs se trouvent dans le Haut Himalaya, le moyen Himalaya ainsi que dans les Siwaliks eux mêmes (Huyghe *et al.* (2005)).

3.3 Cartographie

3.3.1 Une nouvelle carte dans la région de la Karnali :

En raison de l’isolement de cette région, très peu de données étaient disponibles pour l’Ouest Népal. DeCelles *et al.* (2001) proposent une étude détaillée pour la rivière Seti, à l’Ouest de la Karnali. Murphy et Copeland (2005) and Yakymchuk et Godin (2012) ont publié une carte et une coupe pour la Karnali dans la région du MCT. Robinson *et al.* (2006) proposent une carte géologique pour l’ensemble de l’Ouest Népal sur la base de données de terrain et de données précédemment publiées. Cependant, aucune donnée n’existe le long de la Karnali au Sud de la klippe de Dadeldhura. En plus de ces données cartographiques, Robinson *et al.* (2006) proposent une coupe équilibrée le long de la Karnali, Yakymchuk et Godin (2012) ont publié des estimations du pic de pression-température le long de la

Karnali dans la zone du MCT, et DeCelles *et al.* (2001), ainsi que Robinson *et al.* (2006), ont publié quelques âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite pour des échantillons prélevés le long de la rivière Seti à proximité du MCT.

Dans le but de préciser les structures et la cinématique de la déformation du moyen Himalaya dans cette région, nous avons collecté de nombreuses données structurales, microstructurales ainsi que des échantillons en vue de réaliser des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite, de la thermométrie par RSCM et des estimations du pic de pression et de température par modélisation thermodynamique des équilibres minéralogiques.

L'ensemble des observations lithologiques et structurales est synthétisé dans la carte géologique de la figure 3.9.

3.3.2 Description de la carte : les structures principales :

De manière très classique, nous retrouvons au Nord de la zone étudiée, le cristallin du Haut Himalaya séparé du Moyen Pays par la zone du MCT. Au Sud du MCT, le Moyen Pays est marqué par une alternance des formations du Kushma et du Ranimata. Cette alternance est générée par une série de chevauchement top-vers-le-sud mettant la formation du Kushma sur la formation du Ranimata. Au moins deux autres chevauchements plaçant la formation du Ranimata sur elle même sont suspectés sur la base d'observations de terrain et en raison de la trop grande épaisseur apparente de cette formation.

Plus au Sud, au niveau de la confluence entre la Humla et la Mugu Karnali, nous arrivons, par un contact chevauchant, dans la formation du Syangia (Fig. 3.9 et 3.10).

La formation du Syangia est en contact stratigraphique avec la formation du Lakharpata. Sur cette formation, repose une étroite alternance des formations Kushma et du Ranimata interprété comme étant une petite klippe de Moyen Pays. Cette zone sera appelée zone Syangia-Lakharpata dans la suite de la discussion. Plus au Sud, la formation du Lakharpata est elle même chevauchante sur la formation du Ranimata. Plus au Sud, nous entrons dans la klippe de Dadeldhura, une large unité, légèrement plissée, apparentée au Haut Himalaya quoique moins métamorphique.

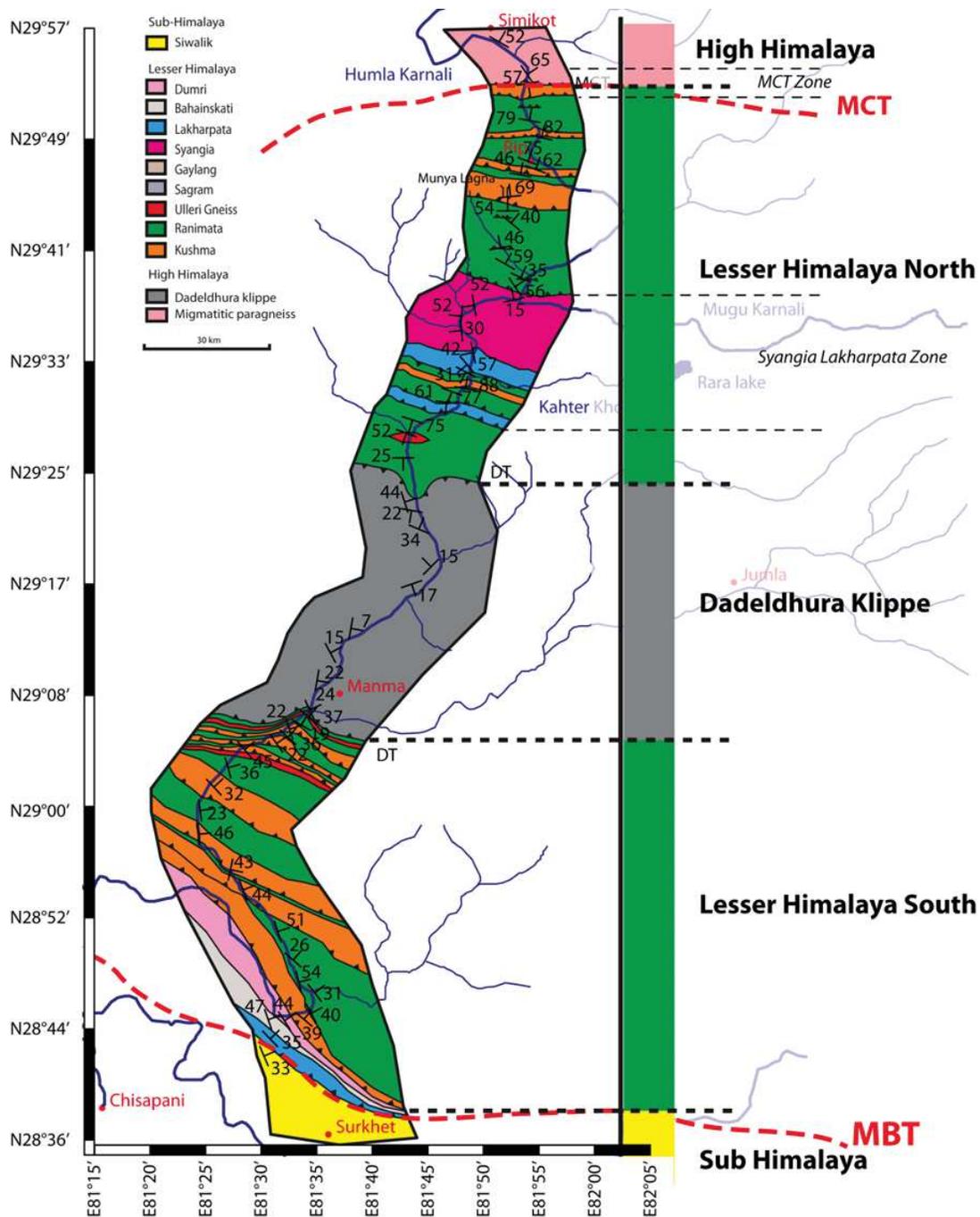


FIGURE 3.9 – Carte géologique du Moyen Pays Himalayen réalisée le long de la Karnali lors de la campagne de terrain de l'automne 2011. MCT : Main Central Thrust, DT : Dadeldhura Thrust, MBT : Main Boundary Thrust.

Au sud de cette klippe, nous retrouvons les formations du Moyen Pays à travers une succession des formations du Kushma et du Ranimata juxtaposés par une série de chevauchements vers le Sud. La barre de Kushma la plus méridionale, repose en chevauchement sur les formations les plus jeunes du Moyen Pays : les



FIGURE 3.10 – Miroir de faille inverse sur le contact entre les formations du Syangia et du Ranimata à proximité de la confluence entre la Humla et la Mugu Kanali.

formations du Bahainskati et du Dumri. Ces formations, pendant vers le Nord, laissent apparaître à leur base la formation du Lakharpata qui est chevauchante, par l'intermédiaire du MBT sur les formations des Siwaliks.

3.3.3 Discussion des différentes cartes existantes sur le secteur :

Cette carte, si elle est en accord dans les grandes lignes avec les cartes précédemment publiées pour le secteur, présente néanmoins un certain nombre de différences. Celles-ci seront discutées ici :

Murphy et Copeland (2005) proposent une carte couvrant la région comprise entre le village de Simikot et le col de Munya Lagna. Cette zone recouvre donc la zone du MCT ainsi que les premières alternances des formations du Kushma-Ranimata du Moyen Pays. La carte proposée pour cette zone par **Murphy et Copeland (2005)** est mise en parallèle à la carte que je propose dans cette étude dans la figure 3.11

Au premier ordre l'interprétation qui est faite de cette zone est en bon accord : le MCT est placé au même endroit, au contact avec un niveau de la formation du Kushma. **Murphy et Copeland (2005)** différencient plus de formations au sein du Haut Himalaya que nous le faisons et proposent que la zone du MCT interagisse avec le système de faille décrochante dextre de Gurla Mandhata–Humla (GMH), ce qui est en accord avec nos observations et sera discuté dans la partie 3.7 de ce manuscrit.

Pour ce qui est des différences, nous avons observé un niveau supplémentaire de la formation du Kushma situé entre la zone du MCT et le village de Rip. Ce ni-

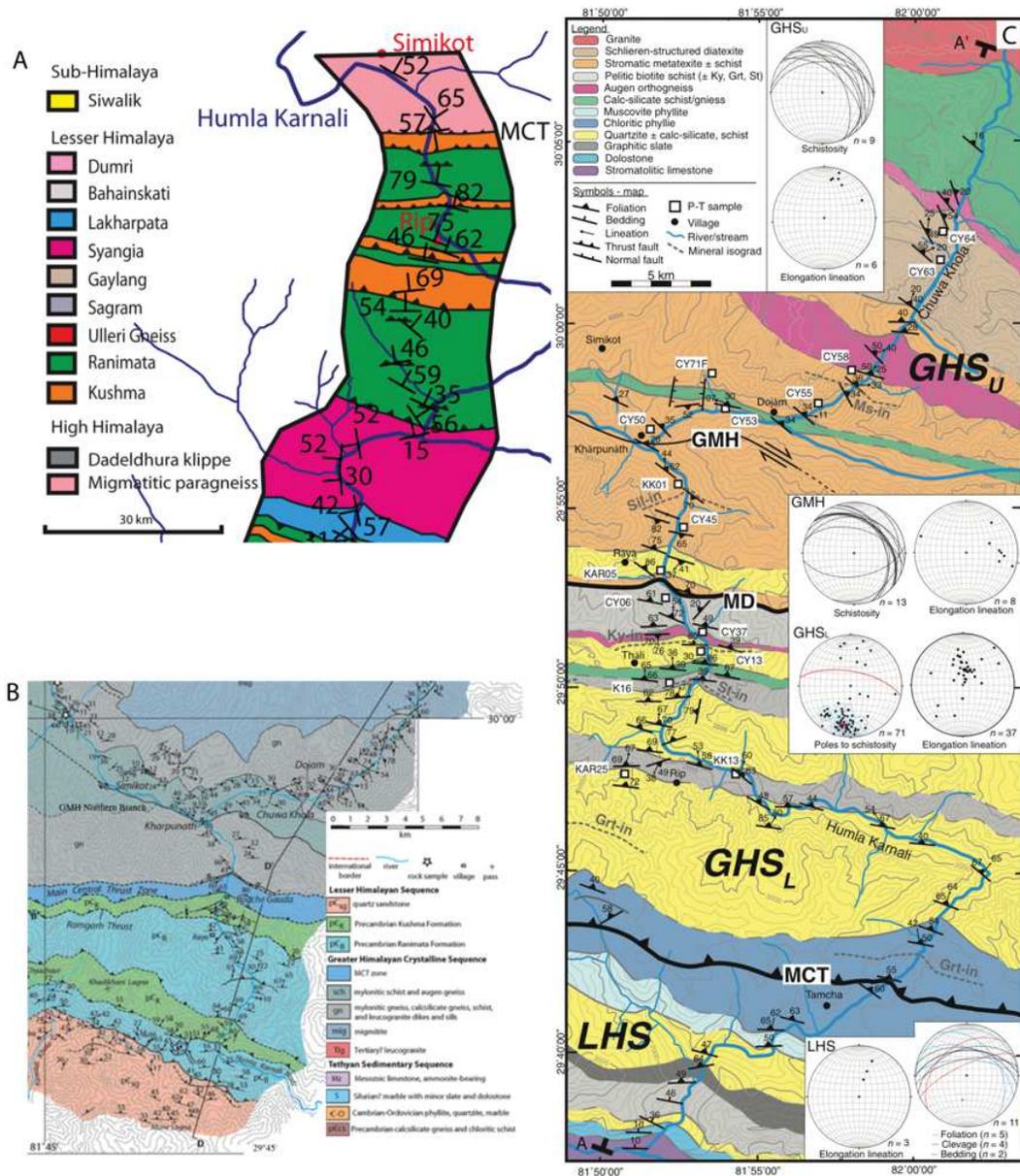


FIGURE 3.11 – Comparaison des cartes géologiques proposées cette étude (Fig. 3.11 A), par *Murphy et Copeland (2005)* (Fig. 3.11 B) et par *Yakymchuk et Godin (2012)* (Fig. 3.11 C), dans la zone comprise entre le village de Simikot et le col de Munya Lagna. Notez l'accord sur la position du MCT ainsi que le désaccord sur le nombre d'affleurements de la formation du Kushma et sur l'interprétation de la Formation constituant le col de Munya Lagna.

veau de la formation du Kushma affleure à la faveur d'un chevauchement majeur qui est présent sur la carte de *Murphy et Copeland (2005)*. Il est difficile d'expliquer pourquoi cette formation, très facilement identifiable sur le terrain de par sa lithologie et son expression géomorphologique, n'est pas reportée sur la carte de *Murphy et Copeland (2005)*. Une erreur de report n'est pas à exclure. A l'extrême

Sud de la carte et à proximité du col de Munya Lagna, [Murphy et Copeland \(2005\)](#) cartent une formation relativement épaisse qu'ils appellent « quartz sandstone » (en beige). Nous avons identifié cette formation comme étant du Kushma. Cette interprétation est renforcée par la présence de la formation du Ranimata immédiatement au Sud du col de Munya Lagna.

[Yakymchuk et Godin \(2012\)](#) proposent également une carte pour la zone comprise entre le village de Simikot et le col de Munya Lagna (Fig. 3.11 C). Les auteurs n'utilisent pas les noms classiques de la littérature pour définir les différentes formations mais les décrivent par leur lithologie. Il est possible de faire des corrélations entre formations utilisées par [Yakymchuk et Godin \(2012\)](#) et celles utilisées dans cette étude. La quartzite de la carte 3.11 C (en jaune) correspondrait à notre formation du Kushma. Le schiste pélitique à biotite (gris clair), les calc-schiste (vert), la phyllite à chlorite (bleu foncé) et le schistes graphitique (gris foncé) peuvent être rattachés à la formation du Ranimata, les métatexites (orange) les diatexites (marron) et la granites (rouge) seront rattachés à la formation 1 du Haut Himalaya et l'orthogneiss, en violet, pourra être rattaché à l'Ulleri gneiss ou à la formation 1 du Haut Himalaya selon sa localisation géographique.

Si l'on admet ces corrélations, on retrouve, en accord avec la carte présentée dans cette thèse, deux barres de Kushma au sud du village de Simikot. Dans la région de Rip, nous sommes en accord pour celle située immédiatement au Sud mais la quartzite située au nord de Rip n'a pas été cartée comme appartenant à la formation du Kushma. La différence de report cartographique peut être liée aux différentes nomenclatures utilisées pour les formations. Dans notre étude, le Kushma situé au Sud de Rip est dédoublé par un fin niveau rattaché à la formation du Ranimata à la différence de [Yakymchuk et Godin \(2012\)](#) qui reportent un unique banc de la formation du Kushma. Entre le col de Munya Lagna et la zone du Syangia-Lakharpata, nous n'avons observé que des faciès de la formation du Ranimata à la différence de [Yakymchuk et Godin \(2012\)](#) qui reportent un niveau de quartzite.

La principale différence entre notre interprétation et celle de [Yakymchuk et Godin \(2012\)](#) se situe au niveau de failles. En effet, dans notre étude, le MCT est

défini par la transition entre des formations rattachées aux unités du Haut Himalaya (migmatite) et des formations du Lesser Himalaya (quartzite et micaschiste) là où, [Yakymchuk et Godin \(2012\)](#) utilisent une définition métamorphique du MCT selon [Searle *et al.* \(2008\)](#). Cela implique que ce que nous avons défini comme le MCT et nommé « metamorphic discontinuity » par [Yakymchuk et Godin \(2012\)](#) et que ceux-ci placent le MCT au sein de phylites à chlorite immédiatement au Sud du col de Munya Lagna (21km plus au sud). Dans cette interprétation, le MCT est uniquement défini par son histoire pression-température et ne sépare plus deux unités de lithologie radicalement différentes.

Enfin, sur la position de la faille décrochante du GMH, [Yakymchuk et Godin \(2012\)](#) la placent légèrement plus au nord que nous qui, en accord avec [Murphy et Copeland \(2005\)](#), la faisons interagir avec la zone du MCT.

[Robinson *et al.* \(2006\)](#) proposent une carte géologique de l'ensemble de l'Ouest Népal, basée sur de très nombreuses observations de terrain ainsi que sur une compilation bibliographique. En plus de ces cartes, ils proposent des coupes équilibrées le long de trois transects au Népal de l'Ouest. La région de la Karnali, telle que carté par [Robinson *et al.* \(2006\)](#) est visible sur la figure 3.12 en parallèle à la carte que nous proposons dans cette étude.

On observe que ces deux cartes sont en accord sur la position du MCT, par contre, [Robinson *et al.* \(2006\)](#) mettent le Haut Himalaya au contact avec la formation du Ranimata là où [Murphy et Copeland \(2005\)](#) et cette étude reportent un contact entre les unités du Haut Himalaya et la formation du Kushma. La « metamorphic discontinuity » de [Yakymchuk et Godin \(2012\)](#) qui correspond à ce que nous appelons le MCT est également représentée comme mettant en contact des métatexites Haut Himalayennes et des quartzites. Au sud du MCT, [Robinson *et al.* \(2006\)](#) reportent seulement deux barres de la formation du Kushma là où nous en avons observé quatre.

Au Sud du col du Munya Lagna, les deux cartes sont en bon accord, avec plusieurs chevauchements internes à la formation du Ranimata. Pour ce qui est de la zone Syangia Lakharpata, les deux cartes sont également en bon accord sur la position et la nature du contact entre les formations du Ranimata et du Syangia ainsi

qu'entre les formations du Syangia et du Lakharpata. Nous avons observé que la klippe repose sur la formation du Lakarpata plus au sud que ce qui est représenté par [Robinson et al. \(2006\)](#) (au Sud de la confluence entre Khayatar Khola et la Karnali) et, selon nous, celle-ci forme un anticlinal très fermé laissant apercevoir la formation du Kushma au coeur. Au sud de cette zone, nous décrivons la formation du Lakharpata comme chevauchant sur la formation du Ranimata là où [Robinson et al. \(2006\)](#) décrivent l'inverse.

En continuant vers le Sud, nous traversons la formation du Ranimata et une lentille d'Ulleri gneiss avant de rencontrer la klippe de Dadeldhura. Nous avons traversé une épaisseur apparente de formation du Ranimata plus importante que ce que reportent [Robinson et al. \(2006\)](#). Cependant, ces observations sont à prendre avec précaution. En effet, les conditions d'affleurement sont relativement mauvaises dans cette zone et la transition entre les micaschistes de la formation du Ranimata et les micaschistes de la klippe de Dadeldhura est assez difficile à identifier. Dans cette étude, nous avons choisi de rattacher les micaschistes à la klippe de Dadeldhura des lors qu'ils contenaient des grenats.

A travers la klippe de Dadeldhura, les deux études reportent une succession de plis de grande longueur d'onde, d'amplitude faible et d'axe Est Ouest. Au Sud de la klippe la carte de [Robinson et al. \(2006\)](#) ne reporte plus d'observations de terrain. Celle-ci a donc été dessinée à partir d'extrapolations latérales et présente, en toute logique, d'importantes différences avec celle que je propose ici. Dans la zone située au Sud de la Klippe, nous avons observé un grand nombre d'écailles tectoniques répétant les formations du Kushma et du Ranimata et incluant des lentilles d'Ulleri gneiss, là où cette zone avait été décrite jusqu'à maintenant comme une épaisse nappe relativement homogène : le « Ramgarh thrust sheet ». L'existence et les implications d'un point de vue cinématique et métamorphique du « Ramgarh Thrust » sera discuté dans la partie 3.7 de ce manuscrit.

A proximité du MBT affleurent les formations les plus récentes de cette coupe, les formations du Bahainskati et du Dumri. Légèrement à l'Est de la coupe présentée ici, [Robinson et al. \(2006\)](#) redoublent ces deux formations par le biais d'une faille chevauchante. Ce redoublement n'a pas été observé le long de la Karnali. De même, le contact entre les formations du Bahainskati et du Dumri a été représenté

comme tectonique par [Robinson *et al.* \(2006\)](#) et cela n'a pas été nécessaire sur notre coupe. L'extrémité Sud de notre coupe croise le MBT, qui sépare le Moyen Pays Himalayen des Siwaliks. Les Siwaliks n'ont pas été cartographiés dans le détail, on peut consulter [Mugnier *et al.* \(1998\)](#) pour plus de détails sur cette région.

Afin de contraindre la géométrie en profondeur de cette région ainsi que le cinématique de la déformation, nous avons réalisé des analyses RSCM permettant de déterminer le pic de température métamorphique ainsi que des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovites. Celles si sont présenté ci-dessous.

3.4 Données obtenues par RSCM

La thermométrie RSCM (Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material) est une méthode récente établie par [Beysac *et al.* \(2002a\)](#) qui se base sur le degré de graphitisation de la matière organique afin de déterminer la température maximum subie par l'échantillon. Cette méthode, calibrée dans les Alpes ([Beysac *et al.* 2002b](#)), a été utilisée avec succès à plusieurs reprises dans le Moyen Pays himalayen ([Beysac *et al.* 2004](#), [Bollinger *et al.* 2004](#); [2006](#)) et permet de déterminer la température au pic de métamorphisme dans une gamme comprise entre 330 et 650°C avec une incertitude relative entre les échantillons de 20°C et absolue de 50°C. Le graphite étant stable lors des réactions rétrogrades, seules les conditions de température au pic de métamorphisme sont enregistrées.

Si des données étaient disponibles pour le Népal central ([Beysac *et al.* 2004](#), [Bollinger *et al.* 2004](#)) ainsi que le long de la frontière Ouest Népal-Inde ([Beysac *et al.* 2004](#)), aucune donnée RSCM ou estimation thermométrique n'étaie disponible pour le Moyen Pays le long de la Karnali.

Afin de combler ces lacunes, 41 échantillons ont été analysés permettant de déterminer 14 températures au pic de métamorphisme.

3.4.1 Méthodologie

Principe

La plupart des sédiments contiennent de la matière organique. Lors du métamorphisme, cette matière organique, initialement désorganisée, se transforme en

matière carbonée et s'organise en graphite en réponse à l'augmentation de la température. Grâce à des méthodes spectroscopiques, le degré d'organisation de la matière carbonée peut être quantifié, ce qui, grâce à une calibration réalisée par [Beysac *et al.* \(2002b\)](#), permet de déterminer la température du pic de métamorphisme lorsque celui-ci est compris entre 330 et 650°C.

De nombreuses techniques ont été utilisées pour étudier la matière organique. On peut citer la diffraction rayon X ([Nishimura *et al.* \(2000\)](#) par exemple), le microscope électronique à transmission ([Kovalevski *et al.* \(2001\)](#) par exemple) ou les mesures de réflectance de la vitrine ([Suchy *et al.* \(1997\)](#) par exemple). En vue d'utiliser la graphitisation de la matière carbonée comme un thermomètre, il est nécessaire d'acquérir des données quantitatives sur l'organisation de la matière carbonée. L'acquisition de données quantitatives sur la structure cristalline n'est possible que par l'utilisation de la diffraction rayon X ou de la spectroscopie Raman. La spectroscopie Raman présente trois avantages importants sur la diffraction rayon X ([Beysac *et al.* \(2002b\)](#)) :

1. Sa résolution spatiale est plus élevée (μm^3 .vs. mm^3)
2. L'acquisition est faite directement sur une lame mince voire, dans certains cas particuliers, sur l'échantillon macroscopique et ne nécessite pas d'extraction de la matière carbonée, ce qui en fait une technique relativement facile à mettre en oeuvre.
3. Comme le système cristallin du graphite est analysé in situ et à travers un minéral transparent, celui-ci n'est pas perturbé ou endommagé comme il pourrait l'être par un broyage/extraction ou par le polissage de la lame mince. Cependant, cela nécessite d'être rigoureux lors de l'acquisition des mesures afin d'être sûr d'analyser un grain de matière carbonée situé en profondeur, sous un minéral transparent.

La spectroscopie Raman utilise la diffusion en fréquence d'un laser monochromatique par le réseau cristallin afin de déterminer la composition moléculaire et la structure d'un minéral. Dans l'étude présentée ici, toutes les analyses ont été réalisées dans le laboratoire d'Olivier Beysac à l'Institut de Minéralogie, de Physique des matériaux et de Cosmochimie de l'Université Pierre et Marie Curie. Nous

avons utilisé un spectromètre Renishaw InVia équipé d'une laser à 514nm polarisé circulairement.

La bande du spectre intéressante pour les estimations RSCM est comprise entre 900 et 1900 cm^{-1} . Dans cette bande de nombre d'onde, la matière carbonée présente un spectre qui peut être décomposé en différents pics (Fig. 3.13)

Afin de déterminer la température du pic de métamorphisme, seuls les trois principaux pics du domaine de premier ordre du spectre de la matière carbonée sont utilisés. Ils correspondent soit à la MO organisé (pic G vers 1850 cm^{-1}) soit à la MO désorganisé (pic D1 vers 1350 cm^{-1}). Le pic D2, vers 1620 cm^{-1} est impossible à différencier du pic G dans les échantillons contenant peu de graphite (échantillons très désorganisé). Le Pic D3 quant à lui se situe vers 1500 cm^{-1} . Il est peu marqué, très large et présent uniquement dans les échantillons peu organisées.

Au cours de la graphitisation, la surface du pic D1 diminue par rapport à la surface du pic G, le pic G devient plus mince et les pics D2 et D3 gagnent en amplitude (Fig. 3.14)

Selon [Beysac et al. \(2002a\)](#), en décomposant le spectre Raman de premier ordre en ces différents pics, il est possible d'établir le rapport d'aire suivant :

$$R2 = \frac{D1}{G + D1 + D2} \quad (3.1)$$

Où $D1$, $D2$ et G sont les surfaces des pics correspondant.

Une fois ce rapport obtenu, il est possible de déterminer la température maximum subie par l'échantillon par l'équation suivante :

$$T(^{\circ}C) = -442R2^* + 641 \quad (3.2)$$

Ou $R2^*$ est la moyenne de minimum dix valeurs de $R2$.

3.4.2 Choix des échantillons

Les analyses se faisant sur une lame mince simplement polie, l'échantillonnage en vue de réaliser des estimations de pic de température par RSCM est relativement simple et peu contraignant. La matière organique est présente dans les paragneiss

des formations du Haut Himalaya, dans la formation du Ranimata et de manière localisée, dans les schistes noirs du Gaylang et du Lakharpata.

En présence de circulation de fluide, la matière organique a tendance à s'oxyder et se solubiliser en laissant des petits paquets d'oxydes noir de type ilménite, difficilement différenciables du graphite en microscopie optique. Ce cas de figure a été fréquemment rencontré au sein de la formation du Ranimata expliquant le faible taux de réussite de la méthode (nombre de températures obtenues/ nombre de lames minces analysées).

Enfin, il faut préférentiellement cibler de la matière organique déformée au sein des bandes de cisaillement ou des plans de schistosité afin de s'assurer de déterminer une température au pic de métamorphisme de l'échantillon et non une température héritée par la sédimentation de grain de graphite provenant de l'érosion d'une formation de plus haut grade métamorphique.

3.4.3 Résultats :

Au cours de ma thèse, 41 lames minces ont été analysées en vue de réaliser des estimations du pic de température par RSCM. Malheureusement, en raison d'importantes circulations de fluides, la matière carbonée a fréquemment été oxydée, ce qui fait que la température du pic de métamorphisme n'a pu être déterminée que pour 14 échantillons.

Les résultats sont présentés dans le tableau 3.1 et l'ensemble des spectres effectués sont disponibles en annexe A.1.

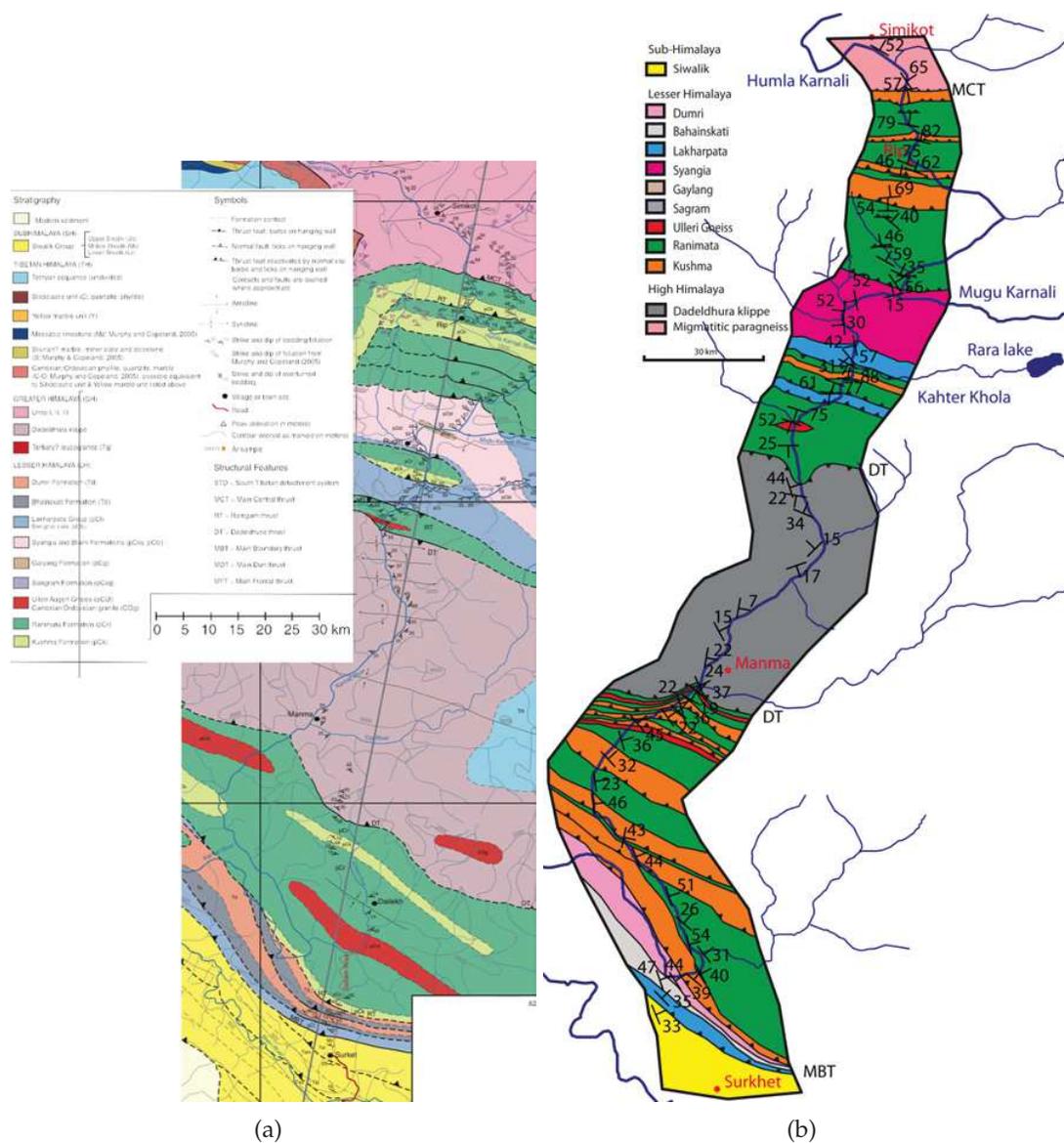


FIGURE 3.12 – Comparaison entre un extrait de la carte géologique du Népal de l’Ouest proposée par Robinson et al. (2006) (Fig. 3.12(a)) et celle proposée par cette étude (Fig. 3.12(b)).

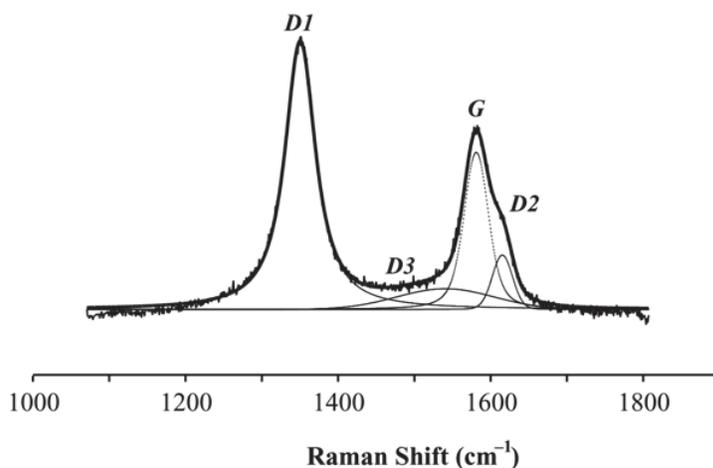


FIGURE 3.13 – Décomposition du spectre Raman de la région de premier ordre de la matière carbonée. Modifié d'après *Beyssac et al. (2002a)*.

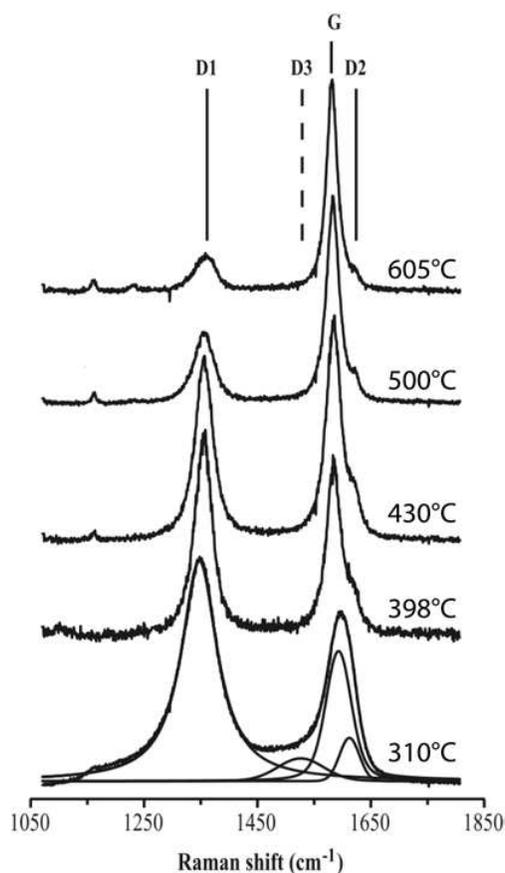


FIGURE 3.14 – Exemple de spectres Raman correspondants à des échantillons ayant subi des températures différentes lors du pic de métamorphisme. On observe bien l'augmentation de l'amplitude et la diminution de la largeur du pic G, l'augmentation de surface des pics D2 et D3 au détriment de la surface du pic D1 au fur et à mesure de l'augmentation de température. Modifié d'après *Beyssac et al. (2002b)*.

TABLE 3.1 – Localisation et température maximum des échantillons analysés par RSCM. L'erreur normalisée est l'écart type divisé par la racine carrée du nombre de spectres.

Zone	Nom	Latitude	Longitude	Temperature maximum	nombre de spectres	Erreur normalisée
Zone MCT et Kushma/Ranimata	KAR-11-010	N 29°53,388'	E 81°51,980'	593°C	18	6.3
	KAR-11-013	N 29°51,809'	E 81°52,518'	603°C	22	6.9
	KAR-11-016	N 29°50,705'	E 81°53,318'	588°C	27	5.1
	KAR-11-029	N 29°42,974'	E 81°50,269'	568°C	22	6.0
	KAR-11-032	N 29°41,740'	E 81°50,052'	536°C	20	4.5
	KAR-11-036	N 29°39,134'	E 81°52,708'	497°C	16	5.2
Syngia/Lakharpata	KAR-11-047	N 29°34,771'	E 81°47,736'	370°C	17	4.0
	KAR-11-053	N 29°31,518'	E 81°46,675'	382°C	20	3.5
Klippe de Dadeldhura	KAR-11-064	N 29°07,496'	E 81°33,892'	579°C	26	6.8
	KAR-11-066	N 29°06,012'	E 81°31,691'	551°C	20	5.2
	KAR-11-070	N 29°04,782'	E 81°28,159'	594°C	20	3.1
Sud de la Klippe	KAR-11-080	N 28°50,865'	E 81°32,809'	509°C	26	4.7
	KAR-11-082	N 28°46,528'	E 81°35,039'	583°C	20	4.9
	KAR-11-083	N 28°45,455'	E 81°35,363'	494°C	21	4.2

Les zones utilisées dans le tableau sont représentées sur la figure 3.9 et les échantillons sont placés sur la figure 3.30. On remarque que, dans la zone du MCT, la température au pic de métamorphisme est aux environs de 600°C (échantillons KAR-11-013 et KAR-11-016) puis décroît progressivement vers le sud. Le pic de température estimé par RSCM dans cette zone est légèrement inférieur, mais cohérent, avec les températures estimées par modélisation thermodynamique par [Yakymchuk et Godin \(2012\)](#) (600°C contre $\approx 650^\circ\text{C}$).

Dans la zone où les formations Syngia et Lakharpata affleurent, la température du pic de métamorphisme est la température la plus basse enregistrée sur notre profil, aux environs de 370°C (Echantillons KAR-11-047 et KAR-11-053).

Au sein de la klippe de Dadeldhura, les températures au pic de métamorphisme sont comprises entre 550 et 600°C (échantillons KAR-11-064, KAR-11-066 et KAR-11-070), ces températures sont cohérentes avec les lithologies, les assemblages minéralogiques (orthogneiss, micaschistes à almandin...) et l'origine Haut Himalayenne de la klippe.

Au Sud de la klippe, les températures sont, de manière très surprenante, très élevées : entre 490 et 590°C (échantillons KAR-11-80, KAR-11-082, KAR-11-083). Une interprétation de ces hautes températures sera discutée dans la partie 3.7.2.

3.4.4 Vers un thermomètre de plus haute température ?

[Riel \(2012\)](#) décrit un autre type de spectre dit « type 2 » dans lequel le pic G est très étroit, ce qui est généralement associé à un haut degré de graphitisation. Le pic D2 est individualisé du pic G, le pic D3 est absent, le pic D1 présente un épaulement et le maximum de ce pic est décalé à 1360cm^{-1} contre 1350cm^{-1} pour le pic D1 décrit par [Beyssac et al. \(2002a\)](#). Les différences entre ces deux types de spectres pour un même échantillon sont synthétisées dans la figure 3.15.

De tels types de spectres sont obtenus en profondeur, à travers un minéral transparent. Ils ne sont donc pas dû au polissage de la lame ou autre erreur d'analyse, ce qui implique l'existence d'un deuxième type de graphite. Ces spectres de type 2 ont également été observés dans les échantillons prélevés le long de la Karnali à proximité du MCT (Echantillons KAR-11-010, KAR-11-013 et KAR-11-016, Fig. 3.17). L'application de la méthode [Beyssac et al. \(2002a\)](#) à ces spectres de type 2 donne

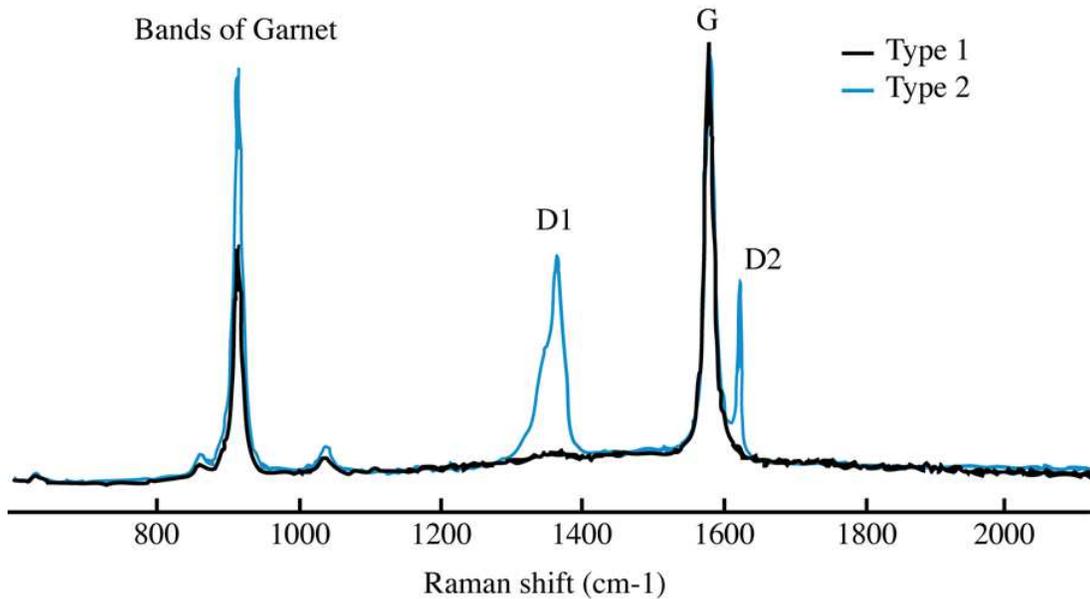


FIGURE 3.15 – Spectre pour un graphite de type 1 (Noir) et un graphite de type 2 (Bleu) selon la nomenclature de Riel (2012). Les deux spectres ont été mesurés à travers un grenat dans un même échantillon (migmatite à grenat). L'équation donne une température de 633 °C pour le spectre de type 1 contre 469 °C pour le spectre de type 2. Modifié d'après Riel (2012).

une température de 549 °C contre 593 °C pour les spectres de type 1 pour l'échantillon KAR-11-010, 513 °C contre 604 °C pour KAR-11-013 et 493 °C contre 588 °C pour KAR-11-016.

Sur les échantillons ayant subi une température maximum supérieure à 500 °C, il est donc important de bien identifier le type de matière carbonée auquel nous avons à faire, puisque les températures déterminées par la méthode Beyssac *et al.* (2002a) changent dramatiquement selon que l'on l'applique à un graphite de type 1 (pour lequel la méthode a été calibrée) ou à un graphite de type 2.

Riel (2012) a observé une variation de la forme des spectres de graphite de type 2 en fonction de la température (augmentation de la surface relative de D2 par rapport à G). Sur cette base, il propose une nouvelle calibration pour le graphite de type 2 qui permettrait de déterminer la température au pic de métamorphisme jusqu'à plus de 700 °C (Fig. 3.16). Ces observations semblent confirmées par mes mesures (Fig. 3.17). Cependant, des études complémentaires seront nécessaire afin de préciser les rôles de la chimie et de la pression, afin de comprendre les mécanismes de graphitisation entraînant la formation de graphite de type 2, avant que cette calibration ne soit affinée et utilisable.

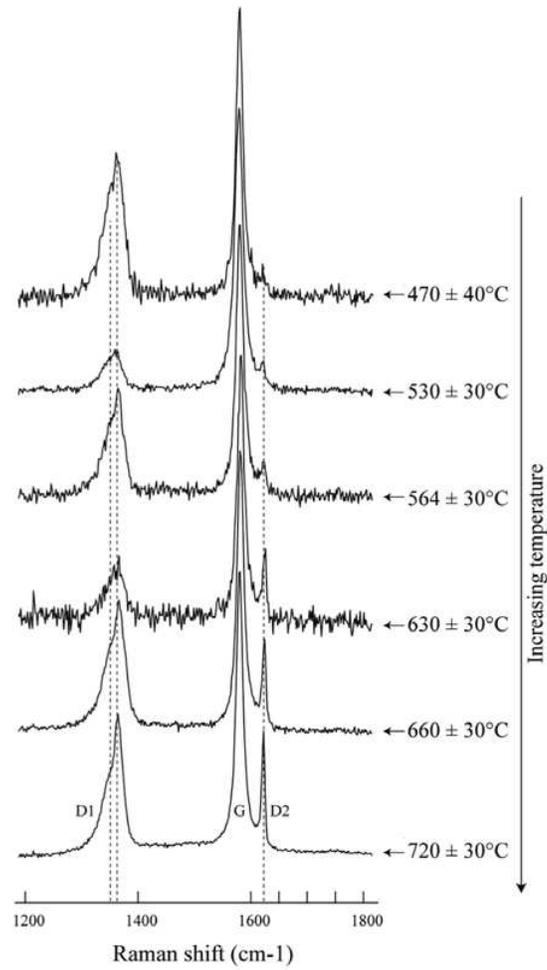


FIGURE 3.16 – Calibration possible pour la MO de type 2. Modifié d'après Riel (2012).

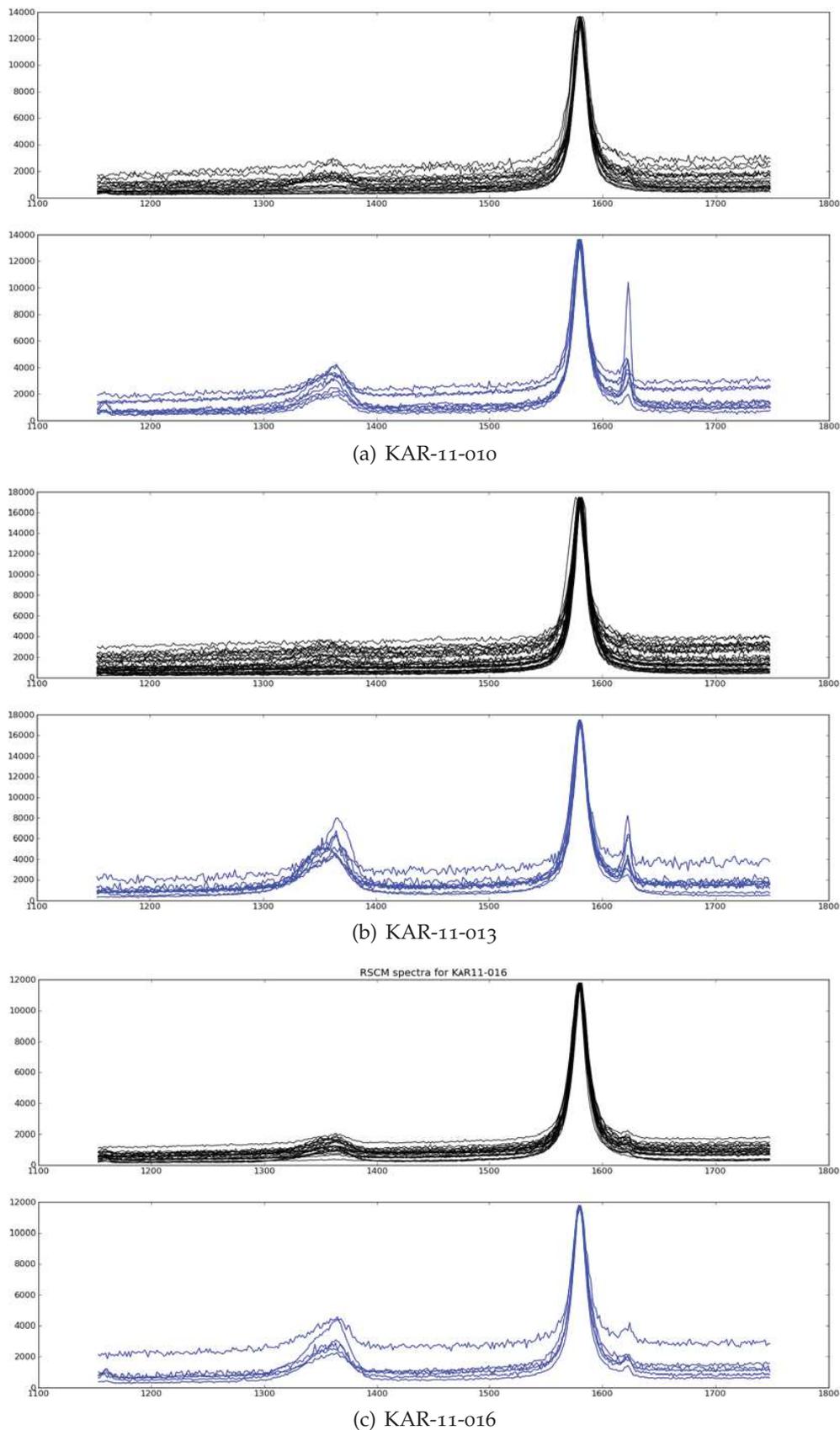


FIGURE 3.17 – Spectre raman de la matière organique pour les échantillons présentant les deux types de graphite le long de la Karnali. Les spectres de Graphite de Type 1 sont présentés en haut en noir et les spectres de Graphite de type 2 selon Riel (2012) sont présentés en bas en bleu.

3.5 Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Dans le cadre de cette étude, 11 datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite par chauffage par paliers ont été réalisées. Le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite est un thermochronomètre ayant une température de fermeture comprise entre 300 et 400°C. La température de fermeture de ce système thermochronologique est encore très discuté ; Hames et Bowring (1994) ont estimé la température de fermeture du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite entre 300 et 350°C là où une étude plus récente la place aux environs de 400°C (Harrison *et al.* 2009). Dans l'étude présentée ici, nous avons choisit d'utiliser l'estimation la plus récente (Harrison *et al.* 2009) avec une température de fermeture qui varie entre 370°C et 470°C pour un grain de 100 μm en fonction de la vitesse de refroidissement (entre 1°C/Ma et 100°C/Ma).

Sur la base des modèles numériques réalisés précédemment, nous avons déterminé que le niveau de décollement majeur suspecté pour contrôler la tectonique du Moyen Pays de l'Ouest Népal présentait une température légèrement supérieure à 400°C. De cette manière, le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite présente la température de fermeture idéale pour étudier les mouvements verticaux (qui se traduiront par un refroidissement sous la température de fermeture du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite) généré par la tectonique du Moyen Pays. Un système de plus basse température aurait été plus sensible aux variations récentes de topographie, potentiellement associé à des changements climatiques ou dans le réseau de drainage, là où des systèmes thermochronologiques ayant une température de fermeture plus élevée aurait pu ne pas être remis à zéro (passage au dessus de la température de fermeture) lors de l'enfouissement au sein du Moyen Pays.

Des datations traces de fission sur apatite ont également été réalisées par deux étudiantes de Master 2 pour lesquelles j'ai participé à l'encadrement (Mallory Baudin et Camille Litty) sur des échantillons collectés le long de la Karnali. Ce système a une température de fermeture aux environs de 120°C mais cette température peut diminuer jusqu'à 100° en cas de refroidissement très lent ou augmenter jusqu'à 140°C en cas de refroidissement très rapide en raison du phénomène « d'annealing » (Braun *et al.* 2006). L'objectif était d'étudier les variations récentes de relief le long de la Karnali en combinant ces datations traces de fission à une analyse

morphologique des rivières par le biais de la puissance érosive. Les données et les analyses qui ont été effectuées lors de ces stages ne seront pas présentées ici.

3.5.1 Méthodologie

Choix des échantillons

De manière évidente, seuls les échantillons présentant des muscovites de taille suffisamment importante peuvent être analysés ; les roches des formations du Haut Himalaya ainsi que l'orthogneiss d'Uleri forment de très bonnes cibles. Dans la formation du Ranimata, les muscovites sont souvent trop petites pour pouvoir être séparées et analysées (séricites incluses dans la foliation). Seuls les échantillons présentant des muscovites $> 200\mu m$ ont pu être analysés. Cependant, il faut se méfier de la présence éventuelle de muscovite tardive hydrothermale pouvant avoir cristallisé sous les températures de fermeture du système $^{40}Ar/^{39}Ar$ par circulation de fluides. Pour cette raison, les échantillons présentant des évidences de circulation de fluides, ou dont les muscovites ne sont pas incluses dans la foliation, ont également été écartés. Enfin, en raison du coût de l'analyse, le nombre d'échantillons analysés a dû être limité et les échantillons ont été choisis de manière à avoir une répartition la plus homogène possible le long de la coupe.

Préparation des échantillons

Dans un premier temps, environ 1kg de chaque échantillon est broyé, puis tamisé, afin de conserver les fractions $200-500\mu m$ et $500\mu m-1mm$. Les poudres sont ensuite passées à la table à secousse afin de concentrer les micas puis 5 mg des muscovites les plus pures (pas d'inclusion, pas de traces d'altération) sont sélectionnés à la pince sous loupe binoculaire pour chaque fraction de chaque échantillon. Les échantillons ont été analysés sur un spectromètre de masse MAP 215-50 au « Western Australian Argon Isotope Facility » de l'Université de technologie de Curtin où des spécialistes ont re-sélectionné les meilleurs grains pour les envoyer à l'irradiation. Le détail de la procédure analytique est disponible en annexe [A.2.1](#).

Principe : la chaîne radioactive et le processus d'analyse.

Le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est basé sur la décroissance radioactive du potassium. Le potassium est un élément abondant dans la croûte et présente trois isotopes ; deux stables, ^{39}K et ^{41}K qui représentent 99,9% du potassium et un radioactif, ^{40}K . Le ^{40}K décroît selon les réactions suivantes (McDougall et Harrison 1999, Braun *et al.* 2006) :



Le potassium et le calcium étant extrêmement abondants dans la plupart des roches, seul la décroissance vers l'argon peut être utilisée pour la datation. L'argon étant un gaz, il va avoir tendance à diffuser à travers le cristal et cette diffusion sera d'autant plus rapide que la température est élevée. Lorsque la température diminue suffisamment, la diffusion de l'argon devient plus faible que la production par décroissance du potassium et le système se « ferme » déclenchant le chronomètre.

Dans le cas de la méthode classique K-Ar, la concentration de potassium est mesurée par des méthodes d'analyses géochimiques classiques et l'Ar est mesuré dans un spectromètre de masse spécifique suite à la fusion d'une partie de l'échantillon, ce qui permet de libérer les gaz. L'argon est relativement abondant dans l'atmosphère (3^{ème} gaz le plus fréquent à 0.933%) ce qui peut fausser les mesures. Afin de corriger les mesures d' ^{40}Ar de la contribution de l'argon atmosphérique, nous utilisons la concentration d' ^{36}Ar , d'origine purement atmosphérique. En effet, l' ^{40}Ar est 295.5 fois plus abondant dans l'atmosphère que l' ^{36}Ar . Dans ce cas, la valeur d' ^{40}Ar mesurée dans l'échantillon peut être corrigée de l' ^{40}Ar atmosphérique.

On obtient donc :

$$^{40}\text{Ar}_{\text{Sample}} = ^{40}\text{Ar}_{\text{measured}} - 295.5 \times ^{36}\text{Ar}_{\text{measured}} \quad (3.4)$$

L'âge de fermeture du système ^{40}K - ^{39}Ar peut ensuite être calculé par l'équation

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_{\text{Sample}}}{{}^{40}\text{K}} \frac{\lambda}{\lambda_e} - 1 \right) \quad (3.5)$$

Ou λ est la constante de désintégration du ${}^{40}\text{K}$, λ_e la constante de désintégration du ${}^{40}\text{K}$ en ${}^{40}\text{Ar}$ et ${}^{40}\text{Ar}_{\text{Sample}}$ la quantité de ${}^{40}\text{Ar}$ mesurée corrigée des contributions atmosphériques.

La fermeture du système K-Ar dépendant de la compétition entre la diffusion de l'Ar d'une part, et sa production par décroissance du ${}^{40}\text{K}$ d'autre part, celle-ci n'est pas franche et va être très sensible au taux de refroidissement. Dans le cas d'un refroidissement très lent, la diffusion de l'Ar continue en deçà de la température de fermeture, à un rythme certes inférieur au taux de production, ce qui va entraîner une transition lente entre un système ouvert et un système fermé et avoir tendance à rajeunir artificiellement l'échantillon. De plus, la répartition du ${}^{40}\text{Ar}$ au sein du minéral sera également très sensible à d'éventuelles altérations, recristallisations ou implantations par des minéraux voisins ou des fluides (on parle alors « d'excess Argon »). Les techniques utilisées pour les datations K-Ar analysent le minéral dans son ensemble, celles-ci ne permettent pas de prendre en compte d'éventuelles variations dans la distribution de l'Ar au sein du minéral, le système K-Ar est donc peu adapté à des histoires thermiques complexes.

Afin de pouvoir prendre en compte la répartition de l'Argon au sein du minéral, nous avons utilisé le système ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ qui permet, en chauffant progressivement le minéral, de libérer et d'analyser progressivement l'Ar, l'Ar périphérique étant libéré lors des premières étapes de chauffage, celui plus central plus tard.

D'un point de vue analytique, les échantillons sont irradiés dans un réacteur produisant des neutrons rapides, ce qui induit la réaction suivante :



Avec Q l'énergie libérée.

L'argon est ensuite libéré par chauffage progressif, et le ratio $\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}}$ mesuré afin de déterminer un âge. L'âge de l'échantillon est déterminé grâce à l'équation 3.7 :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + J \frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right) \quad (3.7)$$

avec :

$$J = \frac{\alpha}{(\lambda_e/\lambda)(^{40}\text{K}/^{39}\text{K})} \quad (3.8)$$

Où α est un paramètre fonction de l'irradiation et λ_e/λ et $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ des constantes connues, J étant déterminé en irradiant un échantillon d'âge connu en même temps que les autres.

Cette approche a l'avantage d'apporter une information sur la distribution spatiale de l' ^{40}Ar obtenu et donc de remonter à des histoires thermiques plus complexes. En effet, si l'on obtient un âge constant au cours du dégazage de l'échantillon, l'interprétation est simple, l'âge obtenu est celui de la fermeture du système qui est intervenue rapidement. Si les âges sont plus jeunes lors des premières étapes de dégazage (bordure du minéral) que lors des dernières (coeur du minéral), une rétention de gaz (« reset » partiel), un refroidissement lent entre l'âge minimal et l'âge maximal ou une recristallisation en bordure sont à suspecter. À l'inverse, dans les cas où les premières étapes de dégazage donnent des âges plus anciens que les derniers, il faut se méfier d'une implantation « d'excess Argon » en bordure du minéral et l'âge de fermeture réel du système sera inférieur ou égal à l'âge apparent sur le spectre (Fig. 3.18).

Enfin, une fois l'ensemble de l'argon dégazé de l'échantillon, les mesures réalisées pour chaque palier de chauffage sont reportées sur un diagramme avec le ratio $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en ordonnée (l'argon atmosphérique) et le ratio $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en abscisse (l'argon radiogénique). Lorsque l'histoire de l'échantillon est simple, les points représentant les différents paliers s'alignent sur une droite (isochrone inverse) et l'âge de l'échantillon est déterminé par l'équation 3.9 :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(A + J \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_k} \right) \quad (3.9)$$

Avec $\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_k}$ l'intersection de l'axe des abscisse et de l'isochrone inverse. Lorsque l'histoire de l'échantillon est complexe (implantation, « reset » partiel...) les points ne seront pas alignés et l'âge de l'échantillon ne pourra être déterminé de manière précise.

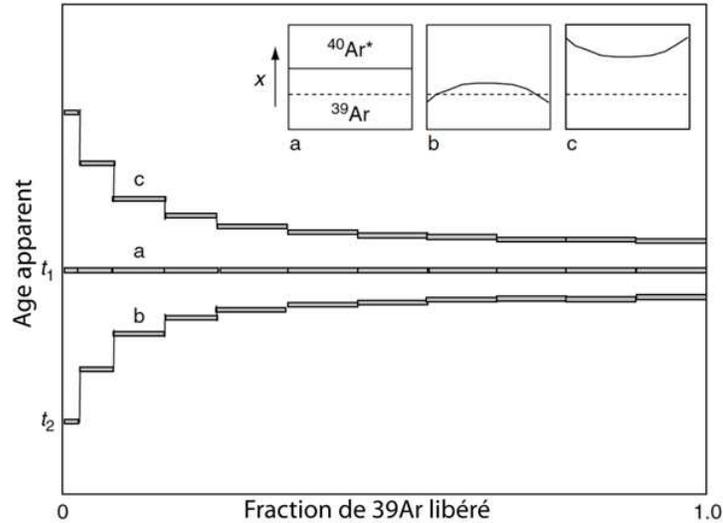


FIGURE 3.18 – Différents types de spectres pouvant être obtenu par la datation $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ en chauffage par paliers. Le spectre (a) présente un palier régulier et homogène résultant d'un refroidissement rapide sous la température de fermeture à t_1 . Le spectre (b) résulte d'un refroidissement lent entre t_1 et t_2 ou d'un « reset » partiel à t_2 (court passage au dessus de la température de fermeture). Le spectre (c) résulte d'une implantation d'Ar et seul un Age maximum pourra être déterminé. Les vignettes représentent la distribution de ^{39}Ar et de $^{40}\text{Ar}^*$ (radiogénique) au sein d'un minéral de muscovite. Figure modifiée depuis [Braun et al. \(2006\)](#).

3.5.2 Résultats

Dans le cadre de cette thèse, 11 échantillons ont été sélectionnés pour être datés avec le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans le laboratoire « Western Australian Argon Isotope Facility » de l'université de technologie de Curtin sur un spectromètre de masse MAP 215-50. Sur ces onze échantillons, 4 ont donné des âges précis par régression linéaire sur l'isochrone inverse avec leur incertitude associée, 4 autres donnent des âges approximatifs mais relativement bien contraints, deux sont partiellement remis à zéro et un présente trop d'implantation, ce qui permet de donner une borne maximum à l'âge mais pas de le déterminer.

L'ensemble des échantillons analysés est présenté dans le tableau [3.2](#).

TABLE 3.2 – Localisation des échantillons datés par le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et âge obtenu. NPP : No Proper Plateau, l'âge et l'incertitude ne peuvent être précisément déterminés.

Zone	Name	Latitude	Longitude	age	MSWD	Spreading factor
Zone MCT	KAR-11-007	N 29°54,411	E 81°53,265	6.16 ± 0.06 Ma	0.73	79.0 %
Kushma/Ranimata Nord 1	KAR-11-015	N 29°51,809	E 81°52,518	Approx 6 Ma	NPP	NPP
	KAR-11-018	N 29°48,849	E 81°51,782	Approx 10 Ma	NPP	NPP
	KAR-11-028	N 29°44,029	E 81°49,959	5.85 ± 0.67 Ma	1.68	
Syangia Lakharpata zone	KAR-11-039	N 29°38,413	E 81°52,307	Partially reset at 18 Ma	NPP	NPP
	KAR-11-050	N 29°33,538	E 81°47,871	< 27 Ma	NPP	NPP
Kushma/Ranimata Nord 2	KAR-11-055	N 29°28,313	E 81°42,602	Around 20-22 Ma	NPP	NPP
Dadeldhura Klippe	KAR-11-059	N 29°24,042	E 81°42,927	Approx 20 Ma	NPP	NPP
	KAR-11-064	N 29°07,496	E 81°33,892	16.92 ± 0.33 Ma	1.32	89.7 %
Kushma/Ranimata Sud	KAR-11-069	N 29°04,782	E 81°28,159	18.6 ± 1.8 Ma	1.71	40 %
	KAR-11-079	N 28°53,462	E 81°30,477	Paleozoic, partial reset at 150 Ma and 30 Ma	NPP	NPP

Les spectres pour ces échantillons sont présentés dans la figure 3.19, Ils sont localisés sur la carte 3.30. Les données analytiques sont disponibles en intégralité dans l'annexe A.2

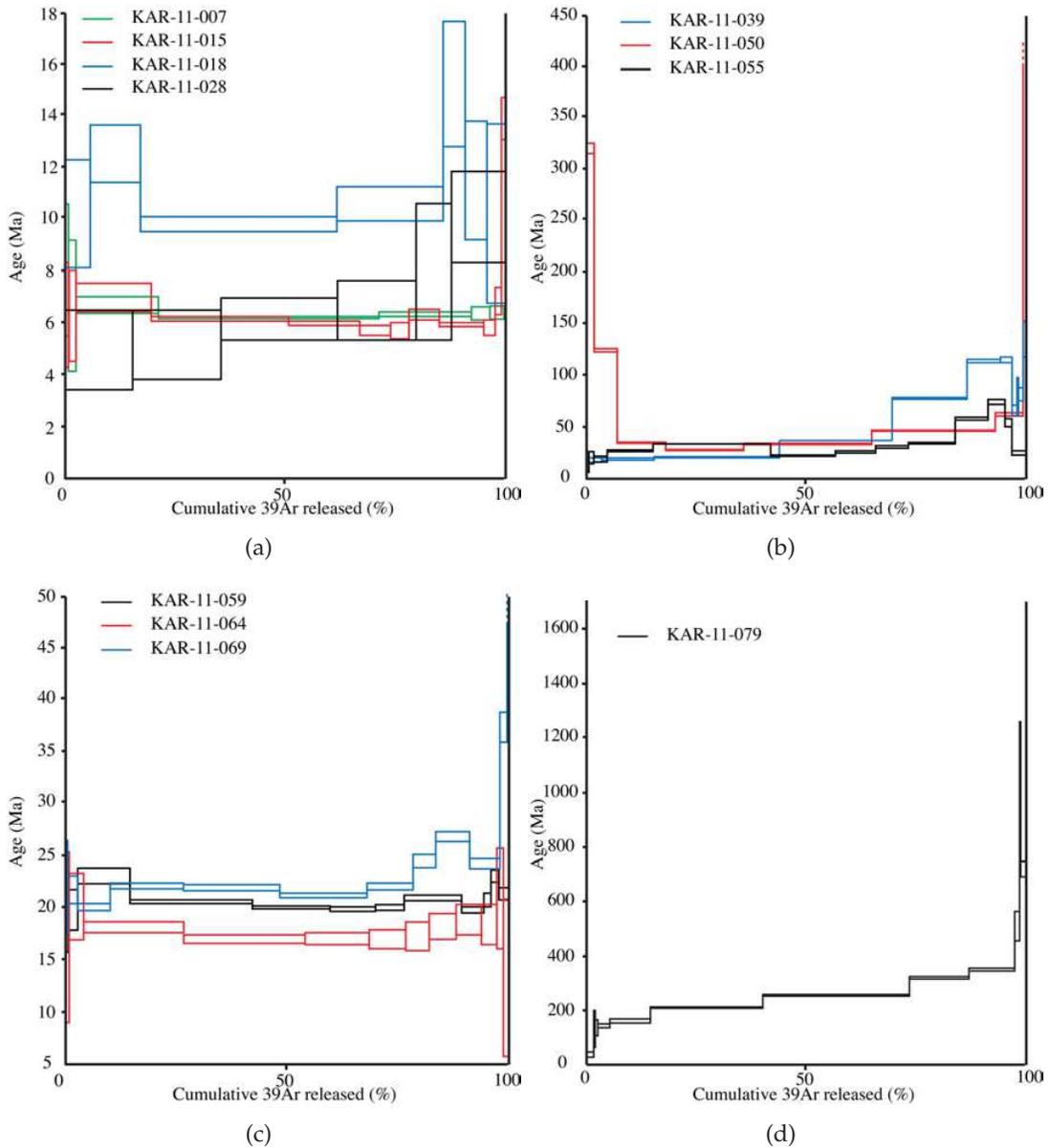


FIGURE 3.19 – Spectre de dégazage pour les échantillons analysés par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Age (Ma) en fonction du pourcentage cumulé de ^{39}Ar libéré (%). 3.19(a) Zone du MCT et formation du Kushma Ranimata au Sud du MCT. 3.19(b) Zone du Syngia-Lakharpata. 3.19(c) Klippe de Dadeldhura et immédiatement au Sud. 3.19(d) Sud de la klippe

Il ressort de ces analyses que, dans la zone du MCT, les âges sont bien contraints. Immédiatement au Nord du MCT, KAR-11-007 donne un âge de 6.16 ± 0.06 Ma. Au sud du MCT, l'âge et l'incertitude associés de KAR-11-015 ne

peuvent pas être rigoureusement déterminés par la méthode des plateaux en raison d'un pic dans les derniers pourcentages d'Argon libéré ; cependant, cet échantillon présente clairement un âge aux environs de 6 Ma. L'âge obtenu pour KAR-11-018 est beaucoup moins bien contraint, aux environs de 10-11 Ma d'années. Cependant, cet âge doit être considéré avec prudence ; en effet, il est possible que des phénomènes d'altération aient perturbé le système thermochronologique. A mi chemin entre le MCT et la zone du Syangia Lakharpata, l'échantillon KAR-11-028 présente un âge de 5.85 ± 0.67 Ma. Cet âge a pu être déterminé malgré des niveaux de gaz relativement faibles.

Dans la zone du Syangia Lakarpata, deux échantillons ont été analysés : KAR-11-039, qui montre des signes d'un « reset partiel » aux environs de 18Ma, et KAR-11-050 qui présente beaucoup « d'excess Argon » et la trace d'un possible « reset partiel » dans les dernières étapes de dégazage. La seule information qu'il est possible de tirer de KAR-11-050 est que cet échantillon ait subi un « reset partiel » il y a moins de 27 Ma. Le fait que le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite ne soit que partiellement remis à zéro. dans cette zone est en accord avec les pics de température déterminés par RSCM pour la zone Syangia Lakharpata (370°C pour KAR-11-047 et 382°C pour KAR-11-053).

Entre la zone Syangia Lakharpata et la klippe de Dadeldhura, un seul échantillon a été analysés, KAR-11-055, qui donne un âge relativement mal contraint pouvant résulter d'un mélange entre deux populations de micas d'âge différents. Cet échantillon donne un âge compris entre 20 et 22 Ma mais doit être utilisé prudemment.

Dans la klippe de Dadeldhura, deux échantillons ont été analysés. KAR-11-059, au Nord de la klippe, qui permet d'estimer un âge aux environs de 20 Ma, et KAR-11-064, dans la partie sud de la klippe, qui présente un âge de 16.92 ± 0.33 Ma.

Au sud de la klippe de Dadeldhura, deux échantillons ont été analysés. KAR-11-069, immédiatement au Sud de la klippe, donne un âge de 18.6 ± 1.8 Ma et KAR-11-079, qui est très intéressant. En effet, malgré une température au pic de métamorphisme déterminé par RSCM aux environs de 500°C (soit bien au dessus des 400°C de la température de fermeture de fermeture du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite), la majorité de l'argon extrait de cet échantillon donne un âge paléo-

zoïque et présente seulement des traces de deux « reset partiel », un premier aux environs de 150 Ma, sur lequel vient se sur-imposer un deuxième épisode de « reset partiel », moins important, aux environs de 30 Ma.

3.6 Estimation pétrologique des pics de pression-température :

En plus des estimations du pic de température métamorphique par RSCM et des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite, 10 échantillons ont été étudiés en vue de réaliser des estimations pression-température basées sur les équilibres minéralogiques par établissement de pseudosections.

3.6.1 Principe

L'estimation des pics de température métamorphique par établissement de pseudosections se base sur le calcul de l'enthalpie libre des différents assemblages minéralogiques possibles pour une chimie donnée, en fonction de différentes conditions de pression-température. L'assemblage minéralogique présentant l'enthalpie libre la plus faible sera celui qui aura le plus de chance d'être stable (donc présent dans l'échantillon modélisé) pour des conditions de pression-température et une chimie donnée. Lorsque l'enthalpie libre de deux systèmes minéralogiques est égale, on observe un changement de phase minéralogique.

Une fois les différents assemblages calculés pour un échantillon, nous cherchons dans la grille la zone correspondant à l'assemblage minéralogique à l'équilibre observé en lame mince. On estime ainsi les conditions de pression et de température lorsque la roche s'est rééquilibrée.

Cette première estimation des conditions pression température peut ensuite être raffinée par l'utilisation des isoplèthes. Les isoplèthes sont des lignes le long desquelles certaines propriétés chimiques des différents minéraux, déterminées précédemment par microsonde électronique, sont identiques (pourcentage des pôles pur du grenat ou fraction de certains sites minéralogiques occupé par un atome donné dans un minéral donné...).

3.6.2 Méthodologie

Les échantillons les plus adaptés à l'analyse pétrologique et métamorphique en vue de déterminer les conditions pression-température sont les échantillons présentant la minéralogie la plus riche (silicates d'alumine, grand nombre de minéraux différents) et dont l'histoire de déformation peut être facilement reconstruite (présence de zones d'ombre à proximité des grenats, bandes de cisaillement localisé...). De plus, les minéraux doivent être de taille suffisante pour pouvoir être identifiés en lame mince et pour pouvoir réaliser des analyses à la microsonde électronique. Etant donné les lithologies rencontrées dans le Moyen Pays Himalayen, la plupart des échantillons analysés présentent des pétrologies assez pauvres reposant principalement sur l'assemblage muscovite + quartz avec plus ou moins de biotite et de feldspath.

Dans un premier temps, la chimie roche totale des différents échantillons a été déterminée. Ces analyses ont été réalisées par la compagnie AcmeLabs au laboratoire « Acme Analytical Laboratories » de Vancouver. Les résultats de ces analyses sont disponibles en annexe [A.3.1](#).

Cette composition des roches totales nous a permis de déterminer le nombre de moles de chaque élément dans chaque échantillon analysé, données d'entrée nécessaires au logiciel de modélisation thermodynamique PerpleX ([Connolly et Kerrick 1987](#), [Connolly 1990](#)) utilisé pour calculer les assemblages minéralogiques. Dans ce logiciel, nous avons utilisé la base de donnée de [Holland et Powell \(2011\)](#) pour les différentes phases, et les modèles de solutions solide suivants :

- Chl(HP) : chlorite d'après [Holland et Powell \(1998\)](#).
- St(HP) : staurotide d'après [Holland et Powell \(1998\)](#).
- Mica(CHA) : micas blanc d'après [Coggon et Holland \(2002\)](#), [Auzanneau et al. \(2010\)](#)
- hCrd : cordierite d'après [Holland et Powell \(1998\)](#).
- San : sanidine d'après [Waldbaum et Thompson \(1968\)](#).
- Pl(h) : plagioclase d'après [Newton et al. \(1981\)](#).
- Gt(HP) : grenat d'après [Holland et Powell \(1998\)](#).
- Opx(HP) : orthopyroxène d'après [Powell et Holland \(1999\)](#).
- Bio(TCC) : biotite d'après [Tajcmanova et al. \(2009\)](#).

- Ctd(HP) : chloritoïde d'après [Holland et Powell \(1998\)](#).
- Ilm(WPH) : ilmenite d'après [White et al. \(2000\)](#)
- Omph(HP) : omphacite d'après [Holland et Powell \(1996\)](#).

De plus, la fusion partielle est prise en compte selon les modèles de [Holland et Powell \(2001\)](#) et [White et al. \(2001\)](#)

La composition chimique et sa variation le long de transects des minéraux constituants les différents échantillons à été déterminée grâce à des analyses à la microsonde électronique. Les analyses ont été réalisées sur une microsonde JEOL *JXA – 8230* au sein de l'Institut des Sciences de la Terre de Grenoble. Le détail de ces analyses et la procédure analytique sont détaillés en annexe [A.3.2](#).

Une fois la composition chimique en plusieurs points des minéraux clés déterminée, nous avons calculé les formules structurales de chaque minéral puis calculé les paramètres pouvant être représentés sous forme d'isoplèthes sur la pseudo-section ($X_{Fe} = \frac{Fe}{Fe+Mn+Mg}$ dans un type de site par exemple). Ces isoplèthes sont ensuite calculées avec *PerpleX* et représentées sous forme de courbe sur le domaine pression-température de la modélisation afin d'affiner la première estimation des conditions pression-température.

Les pseudo-sections sont calculées pour des pressions comprises entre 4 et 14 kbar et des températures entre 573 K et 1073 K (300°C et 800°C). Les pseudo sections ont été calculées pour des équilibres avec une saturation en eau et avec une quantité d'eau correspondant à la perte au feu. Seuls les résultats avec une saturation en eau sont présentés ici. Enfin, en raison d'instabilités dans les modèles de solution solide de chlorites et de micas blancs, les pseudo-sections présentées ici sont calculées en autorisant une solubilité complète entre les différents pôles pur des solutions solides et sans tenir compte des quantités de titane et de manganèse.

3.6.3 Résultats

10 échantillons ont été analysés et un certain nombre de pseudo-sections est présenté et détaillé ci dessous.

KAR-11-010 Cet échantillon à été prélevé immédiatement au sud du MCT. On le voit sur la figure [3.20](#), les isoplèthes pour les compositions de grenat, le X_{Fe} dans les

muscovites et X_{Mg} dans les biotites ne se recoupent pas alors que les compositions chimiques des ces différents minéraux ont été calculées dans une même lame. De plus, d'un point de vue pétrologique, le disthène n'est stabilisé nul part dans la grille alors qu'il à été observé en lame mince.

Les isoplèthes correspondant à une fraction d'almandin de 86%, une fraction de pyrope de 10% et un $X_{Fe} = 0.625$ dans les muscovites semblent s'intercepter dans une zone comprise entre 6.4 kBar et 8 kBar et 540°C et 590°C. Yakymchuk et Godin (2012) ont estimé a partir de modélisation de pseudo-sections par Thermo-calc (Powell et Holland 1988; 2008, Holland et Powell 1998) et dans la même zone géographique des conditions de pression-température comprises entre 8 kBar et 10 kBar et 630°C et 680°C.

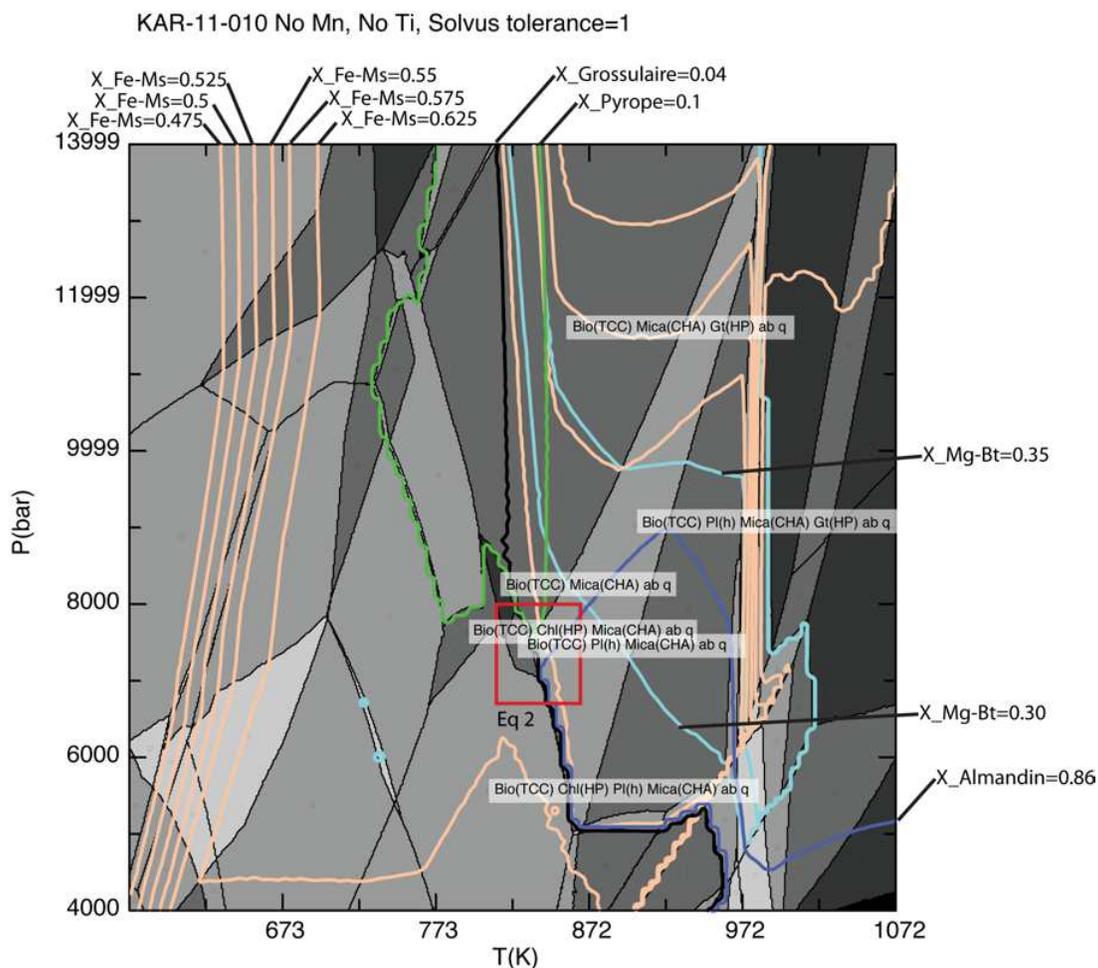


FIGURE 3.20 – Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyses microsonde pour l'échantillon KAR-11-010.

KAR-11-013 Cet échantillon est un de ceux pour lequel l'estimation des conditions pression-température fonctionne le mieux. Les différentes isoplèthes se croisent toutes dans une zone relativement restreinte comprise entre 9 kBar et 10.5 kBar et 580 et 630°C. Du point de vue de la minéralogie, la pseudo section prévoit la présence de muscovite + biotite + plagioclase + grenat + quartz. De même que pour l'échantillon KAR-11-010, le disthène observé en lame mince n'est pas prédit par la pseudosection. Cette estimation pression température est cohérente avec celle de [Yakymchuk et Godin \(2012\)](#) : entre 8.2 et 10.5 kBar et entre 560°C et 610°C.

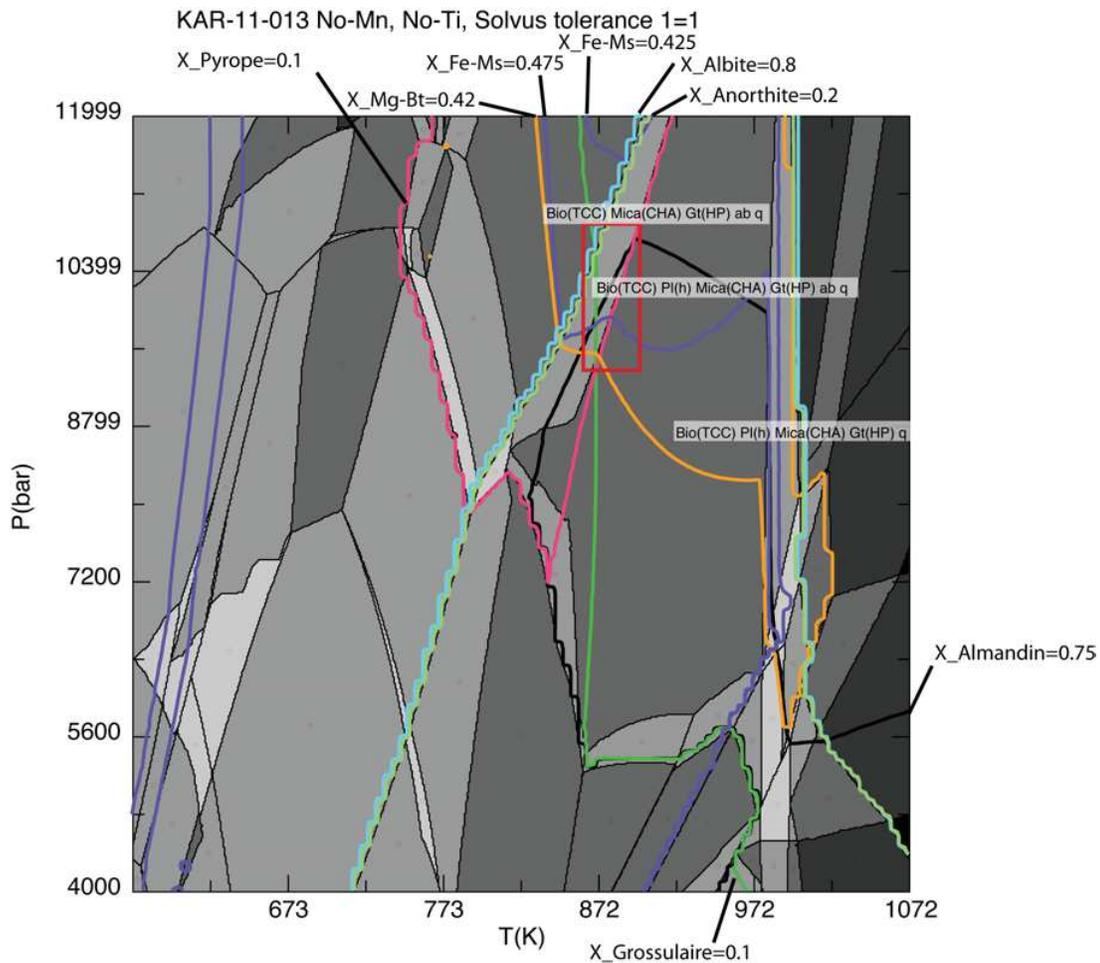


FIGURE 3.21 – Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyses microsonde pour l'échantillon KAR-11-013.

KAR-11-016 Les conditions pression température subies par cet échantillon sont également relativement bien contraintes par la modélisation thermodynamique. Les isoplèthes se croisent dans un domaine compris entre 9 kBar et 10 kBar pour

des températures comprises entre 560°C et 610°C. La pétrologie prédite par la pseudo-section comprend des biotite + micas blanc + plagioclases + grenat + quartz ± zoizite ± omphacite. Les grenats, zoizite et omphacite n'ont pas été observés en lame mince. Yakymchuk et Godin (2012) ont estimé des pressions comprises entre 7 et 10 kBar et entre 500°C et 630°C dans des échantillons se situant dans cette zone.

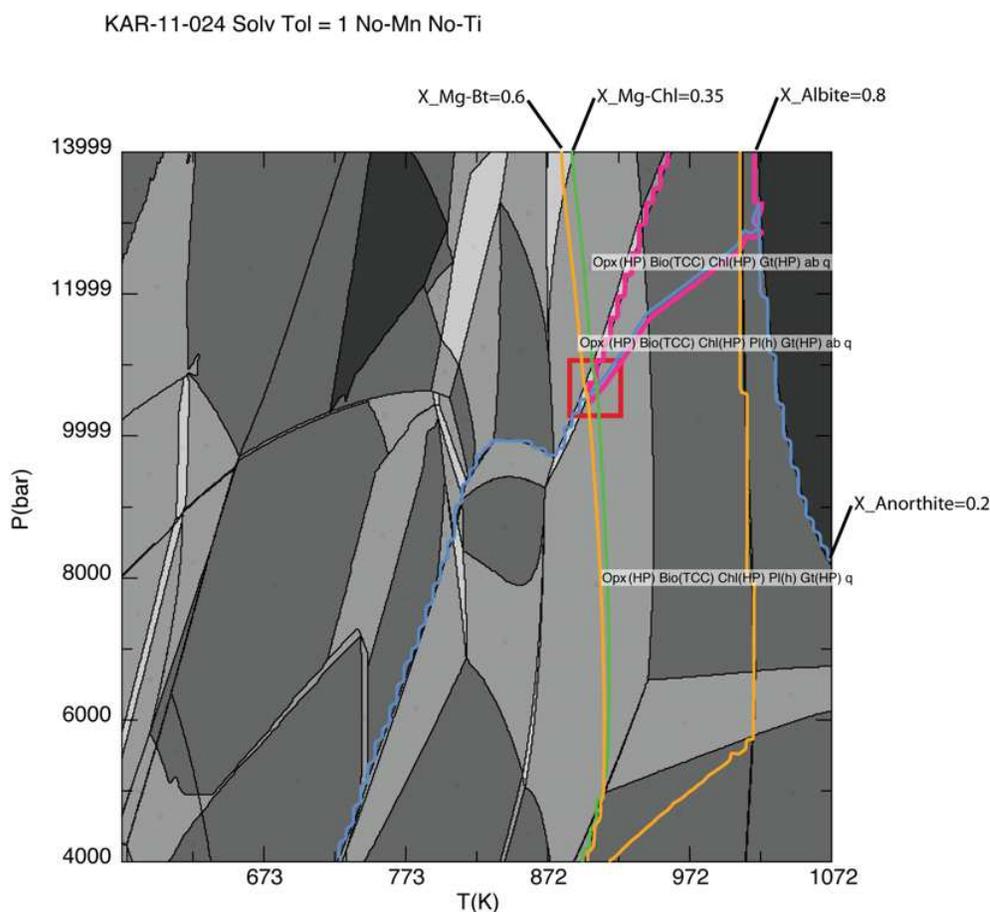


FIGURE 3.22 – Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyse microsonde pour l'échantillon KAR-11-016.

KAR-11-024 Pour cet échantillon, prélevé à proximité du col de Munya Lagna, et les suivants, aucune estimation pression température n'était publiée avant cette étude. L'échantillon KAR-11-024 semble avoir été équilibré pour des pressions comprises entre 10 et 11 kBar et des températures comprises entre 610°C et 650°C. Du point de vue de la pétrologie, la pseudo-section prévoit un assemblage d'orthopyroxène + biotite + chlorite + plagioclase + grenat + quartz. Comme pour l'échantillon KAR-11-016, le grenat n'a pas été observé en lame mince.

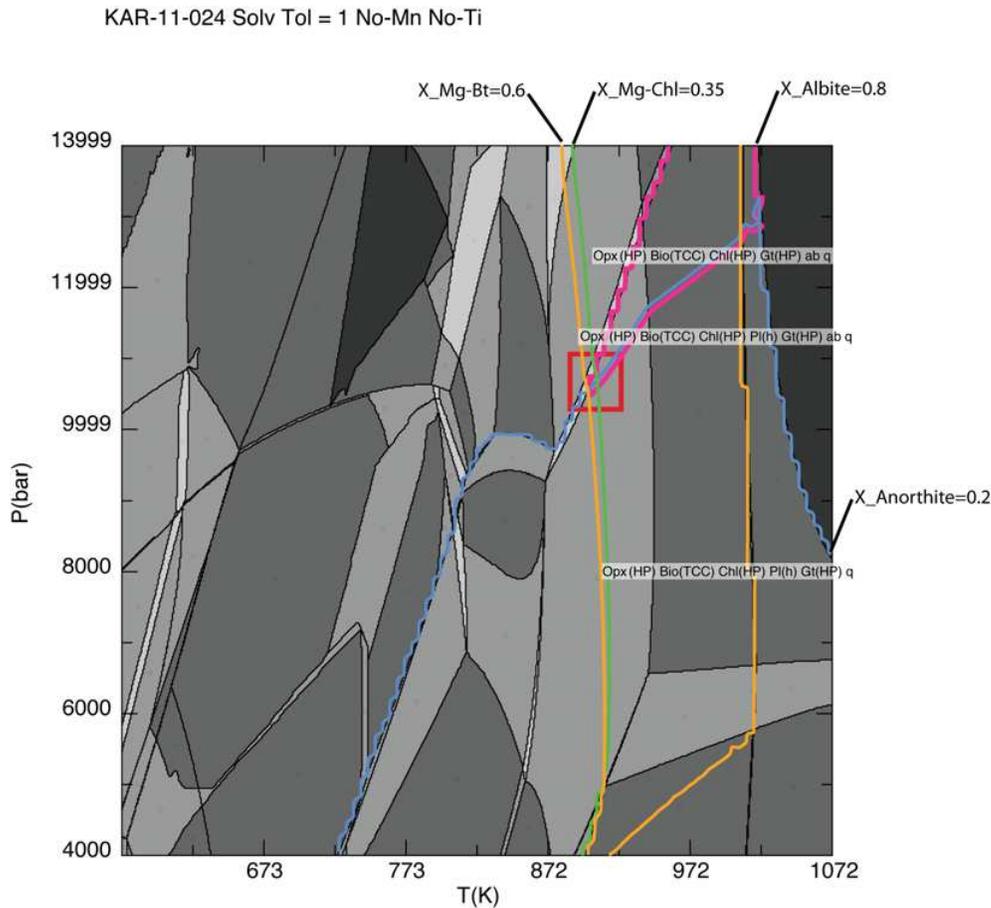


FIGURE 3.23 – Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyses microsonde pour l'échantillon KAR-11-024.

KAR-11-027 Cet échantillon présente une minéralogie relativement pauvre avec biotite + muscovite + quartz. La microsonde nous a permis de déterminer que la composition de la muscovite se situe aux environs de $X_{Fe} = 0.52$. Or, lorsque nous calculons les isoplèthes pour cet échantillon, toutes les courbes correspondant à des valeurs supérieures à $X_{Fe} = 0.4$ sont contenues à des températures inférieures à 350°C et des pression inférieures à 6 kBar (Fig. 3.24). La température déterminée par RSCM étant supérieure à 550°C dans cette zone, nous ne pouvons utiliser les isoplèthes calculées pour la muscovite.

De ce fait, seule l'isoplèthe de la biotite peut être utilisée. Le résultat est présenté figure 3.25. On observe que l'isoplèthe correspondant à $X_{Mg} = 0.6$ pour la biotite ne croise que des zone dans lesquelles la pseudosection stabilise du grenat ou présente de la fusion partielle. Cela n'ayant pas été observé en lame mince, nous

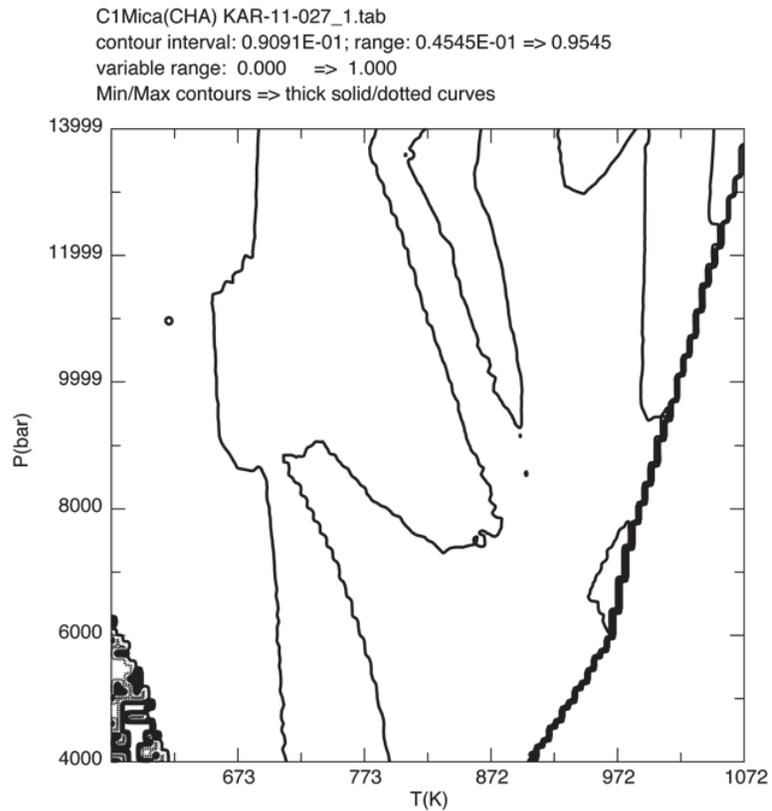


FIGURE 3.24 – X_{Fe} pour la muscovite pour l'échantillon KAR-11-027. Le modèle donne des résultats aberrant par rapport aux valeurs de X_{Fe} déterminées par microsonde et aux températures déterminées par RSCM.

ne sommes pas en mesure de proposer une estimation pression-température pour cet échantillon.

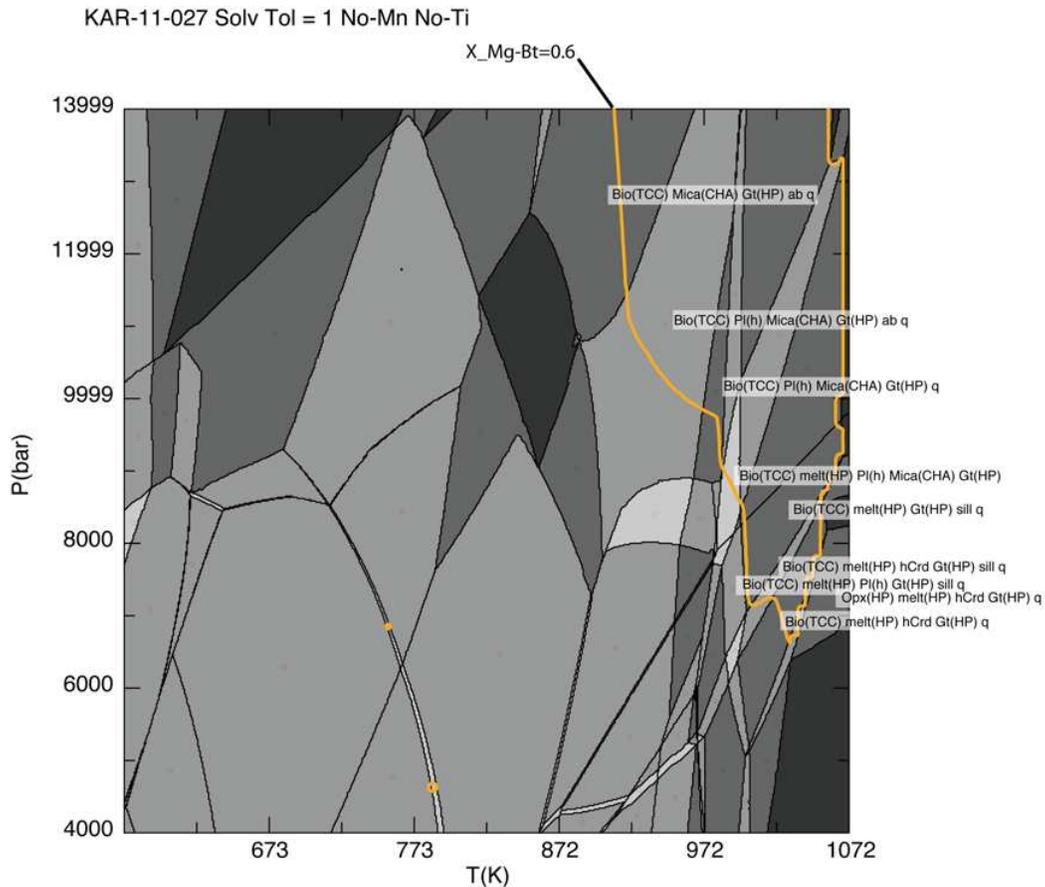


FIGURE 3.25 – Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyses microsonde pour l'échantillon KAR-11-027

KAR-11-032 Un $X_{Fe} = 0.5$ pour la muscovite et un $X_{Mg} = 0.44$ pour la biotite ont été déterminés pour cet échantillon. Les deux isoplèthes se croisent dans une zone comprise entre 6 et 7 kBar pour 700 à 750°C (Fig. 3.26). La pseudo-section prévoit la présence de liquides de fusion partielle, ce qui n'a pas été observé en lame mince et la température RSCM déterminé pour cette zone est de 536°C. Un fois de plus, cette pseudo-section ne semble pas valable.

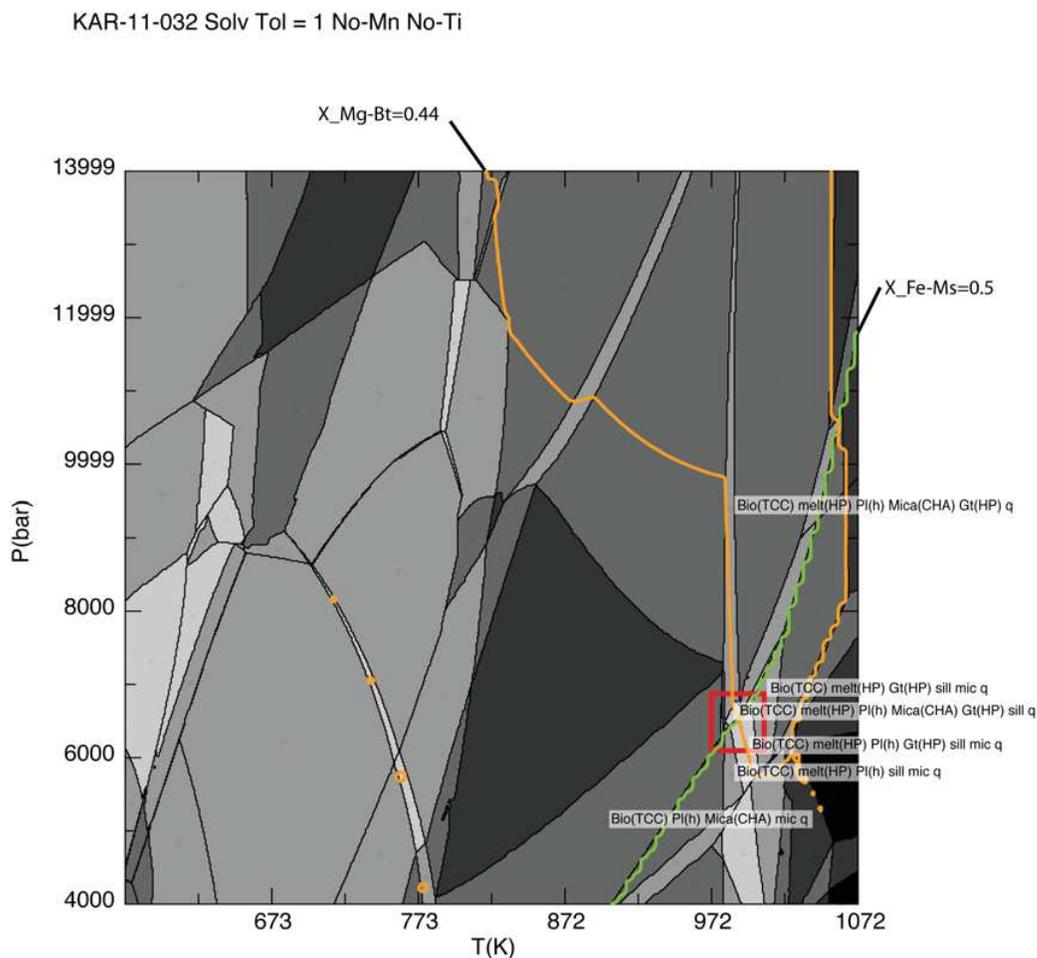


FIGURE 3.26 – Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyses microsondes pour l'échantillon KAR-11-032

KAR-11-064 Cet échantillon situé dans la klippe de Dadeldhura présente une lithologie contenant muscovite + biotite + grenat + quartz. La pseudo-section correspondant à cet échantillon est présentée figure 3.27. Il n'y a pas de convergence franche entre les isoplèthes du grenat et celles des mica. Les isoplèthes du mica blanc présentent à nouveau un comportement étrange dans les zones de basse pression basse température, ce qui jette un doute sur la pertinence de ces isoplèthes. Les isoplèthes du grenat semblent définir un domaine d'équilibre pour des pressions comprises entre 7 et 8.5 kBar et entre 520 et 590°C. Ce domaine est compatible avec la minéralogie de l'échantillon et avec la température déterminée par RSCM dans cette zone (entre 550 et 600°C).

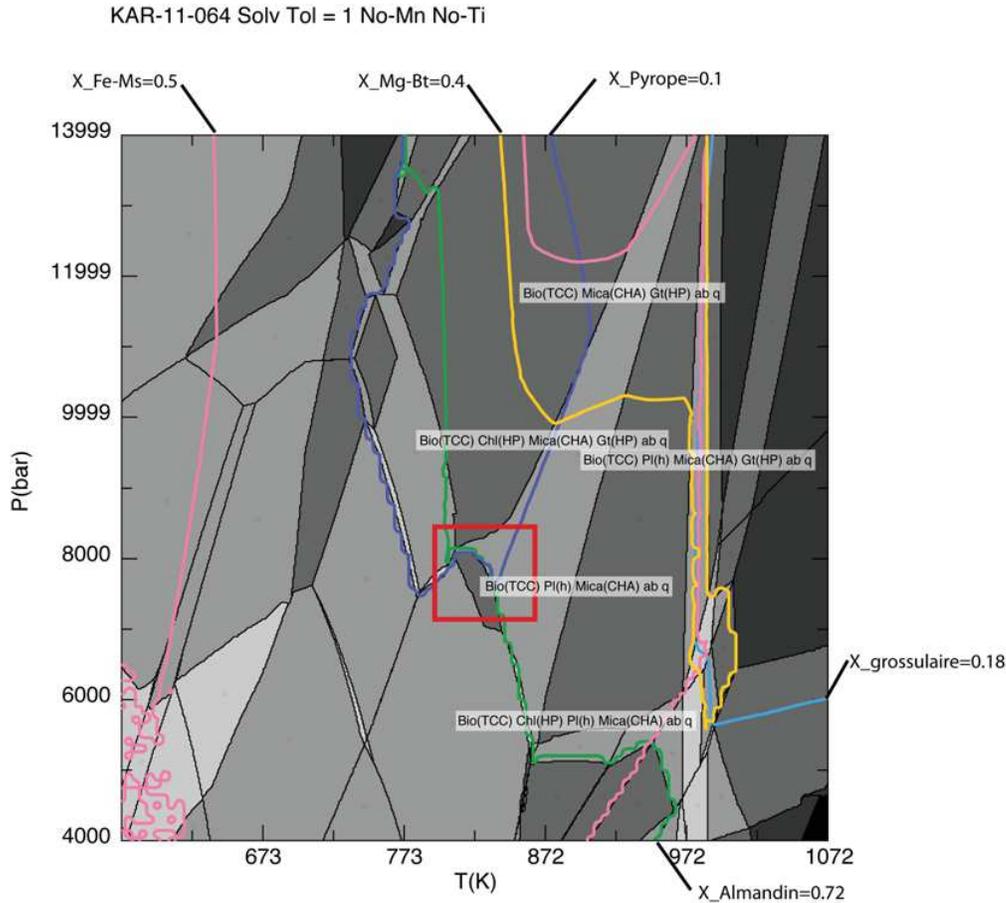


FIGURE 3.27 – Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyses microsondes pour l'échantillon KAR-11-064

KAR-11-065 Cet échantillon situé dans la partie Sud de la klippe n'a également pas pu être modélisé correctement avec la méthodologie utilisée ici. L'isoplèthe de la biotite correspondant à un $X_{Mg} = 0.55$ tel que déterminé par microsonde n'est pas satisfaisante (très peu de biotites devraient présenter une telle chimie dans la pseudosection réalisée alors qu'elles sont abondantes en lame mince). Les isoplèthes correspondant à un $X_{Fe} = 0.6$ dans la muscovite et à une fraction d'albite de 70% et de 30% d'anorthite semblent se croiser dans une zone comprise entre 8.4 kBar et 10 kBar pour des températures comprises entre 650°C et 740°C. La pseudosection prédit la présence de biotite + micas blanc + plagioclases + microcline + quartz, qui ont été observés en lame mince, mais également de grenat, qui n'a pas été observé en lame mince, et éventuellement de liquides de fusion partielle et de sillimanite, également non observés en lame mince. Les analyses RSCM ont déterminé une température d'environ 550°C pour cette zone.

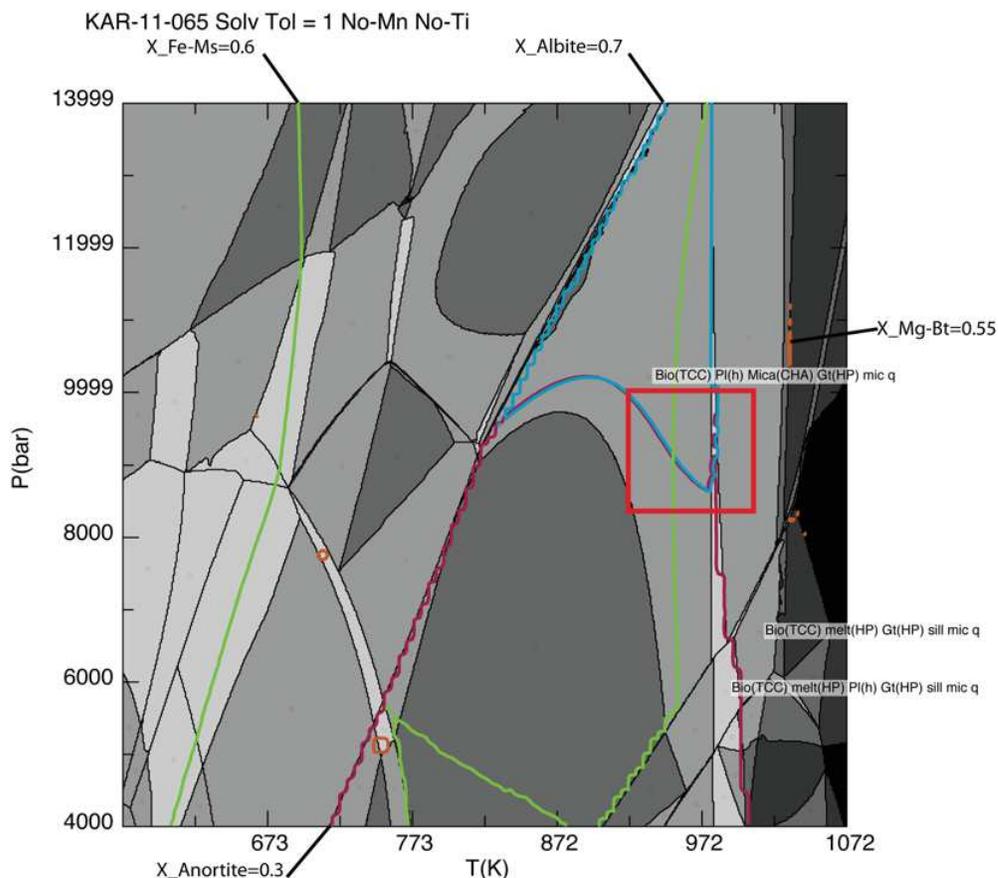


FIGURE 3.28 – Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyses microsondes pour l'échantillon KAR-11-065

La pseudo-section réalisée n'est donc pas satisfaisante et nous ne sommes pas en mesure de proposer une estimation des conditions de pression-température pour cet échantillon.

KAR-11-069 Cet échantillon prélevé à l'extrême Sud de la klippe de Dadeldhura contient l'assemblage minéralogique suivant : micas blancs + biotite + plagioclase + chlorite + quartz. La pseudosection calculée pour cet échantillon est disponible figure 3.29. On observe que les différentes isoplètes se regroupent dans une zone comprise entre 10.3 kBar et 12.5 kBar et entre 630°C et 750°C. Les minéralogies prédites dans cette zones comportent toutes du grenat ou des liquides de fusion partielle, ce qui n'a pas été observé en lame mince. De plus la plupart des feldspaths analysés sont des albites à 100%, la pseudosection ne prévoit pas l'existence de tels plagioclases et l'isoplète représentée ici correspond à 85.5% d'albite, le maximum

calculé par le modèle. Au vue de la minéralogie observée, cet échantillon se situe quelque part dans la zone dont la composition minéralogique est encadrée en rouge dans la figure 3.29, ce qui donne des marges d'erreurs importantes. Les analyses RSCM ont déterminé une température maximum aux environs de 590°C dans cette zone.

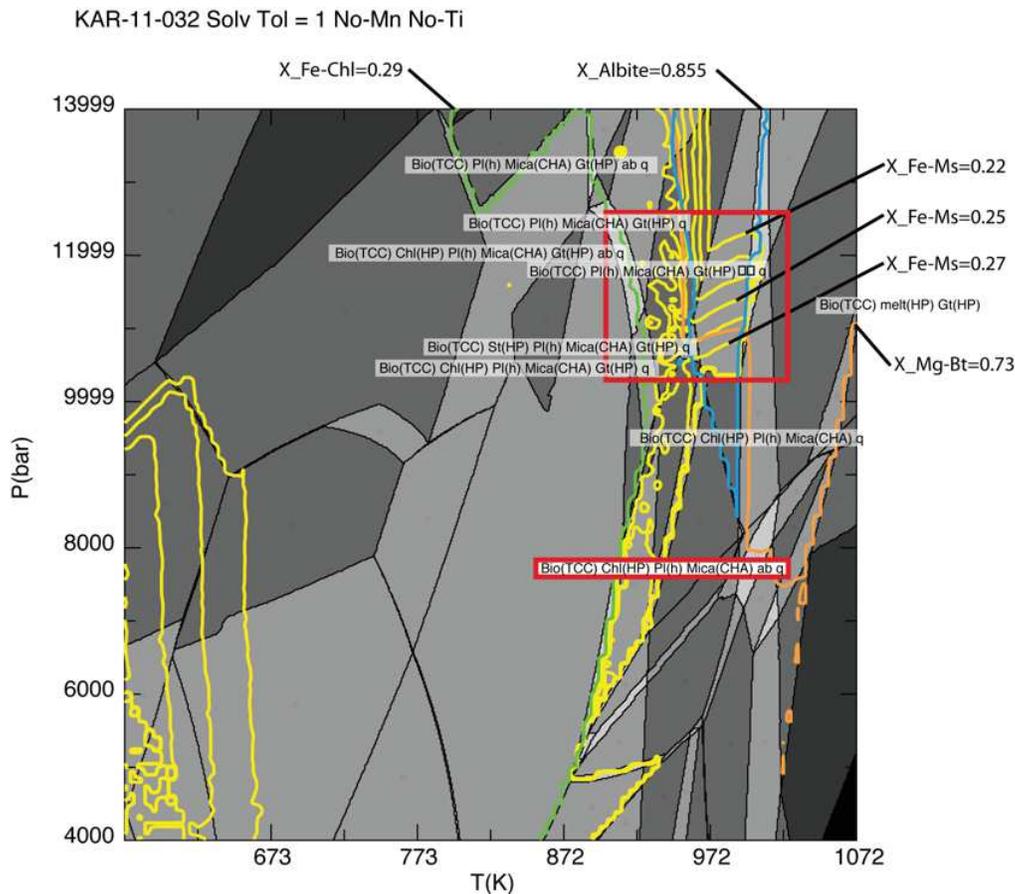


FIGURE 3.29 – Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyses microsondes pour l'échantillon KAR-11-069

La pseudo-section réalisée n'est donc pas satisfaisante et nous ne sommes pas en mesure de proposer une estimation des conditions de pression-température pour cet échantillon.

KAR-11-080 Pour des raisons de temps d'analyse, l'échantillon KAR-11-080 n'a pu être analysé par microsonde. Sa minéralogie étant trop pauvre pour permettre de déterminer des conditions de pression-température à partir de la pseudosection

seule, nous ne sommes pas en mesure de proposer une estimation des conditions de pression-température subie par cet échantillon.

3.6.4 Discussion

Ce travail de pétrologie et d'estimation des conditions pression-température du métamorphisme est discutable et doit être considéré avec précautions. En effet, nous avons constaté de nombreux problèmes avec les modèles de solution solide des micas blancs et de la chlorite, un certain nombre d'incohérences entre les domaines pression température déterminés par les isoplèthes, la minéralogie prédite par la pseudo-section dans ce domaine et la minéralogie observée en lame mince, d'importants écarts entre les températures déterminées par les pseudo-sections et celle déterminées par RSCM, ainsi qu'une grande variabilité entre les sections calculées avec différents modèles de solution solide.

Afin de réussir à calculer des pseudo-sections, nous avons dû supprimer le titane et le manganèse de la composition chimique de la roche, éléments pourtant mesurés dans nos échantillons, et forcer la solubilité entre les différents pôles des solutions solides. Malgré, ou à cause de, ces très fortes approximations, les différentes pseudo-section ne sont pas systématiquement compatibles avec nos observations pétrologiques et/ou nos données RSCM. Dans ce contexte, j'ai estimé que les résultats présentés ci-dessus ne sont pas suffisamment robustes pour pouvoir être utilisés dans l'interprétation géodynamique de la région de la Karnali. Ces résultats ont donc été présentés ici uniquement pour rendre compte du travail réalisé durant cette thèse mais n'ont pas été utilisés dans les interprétations présentées ci-dessous.

Il serait néanmoins intéressant de reprendre les données de composition chimique de ces échantillons avec plus de compétences sur l'estimation des conditions pression température, éventuellement en utilisant d'autres modèles de solutions solides, le modèle thermodynamique Teyrack-domino (Capitani et Petrakakis 2010) ou les thermomètres chlorite-micas tels que développés par (Vidal *et al.* 2001).

Enfin, les échantillons analysés ont été choisis avant d'avoir les résultats des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite qui ont montré la présence d'un métamorphisme Paléozoïque hérité dans la partie sud de la coupe. Les échantillons de cette zone

semblant très peu prometteurs en lame mince (minéraux très petits, circulation de fluides, peu de diversité minéralogique...), ceux ci n'ont pas été ciblés pour les analyses. Il serait donc intéressant d'essayer de produire des estimations pression-température par une méthode plus robuste que celle utilisée ici afin d'essayer de contraindre plus précisément ce métamorphisme hérité.

3.7 Une nouvelle coupe le long de la Karnali.

Les nouvelles données de terrain, estimations du pic de température par RSCM et datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite nous ont amené à proposer une nouvelle coupe pour la région de la Karnali. Cette nouvelle coupe est présentée dans la figure 3.30 avec la carte géologique associée ainsi que la localisation des échantillons analysés.

3.7.1 L'équilibrage de coupe, quelle pertinence dans le Moyen Pays himalayen ?

Contrairement à de nombreuses coupes publiées sur le Népal (DeCelles *et al.* 2001, Robinson *et al.* 2006, Robinson et McQuarrie 2012, McQuarrie *et al.* 2008b; 2014), nous avons délibérément décidé de ne pas équilibrer la coupe que nous proposons ici, car nous estimons que les conditions ne sont pas réunies pour pouvoir réaliser un équilibrage satisfaisant et pertinent.

En effet, l'équilibrage de coupe part du principe que les longueurs des contacts entre les différentes formations ou la surface en coupe de ces formations ne changent pas au cours de la déformation. Cela permet de tester les différentes géométries possibles permettant de conserver les longueurs (ou les surfaces) afin de voir laquelle correspond le mieux à un état initial dans lequel l'ensemble des strates sont horizontales et d'une épaisseur constante. L'équilibrage de coupe permet également de proposer une quantité et un taux de raccourcissement final pour la coupe choisie. Afin d'être valide, l'équilibrage d'une coupe implique que (Dahlstrom 1969) :

- l'épaisseur des couches reste constante au cours de la déformation, ce qui interdit les modes de déformation de type fluage ou cisaillement pur.

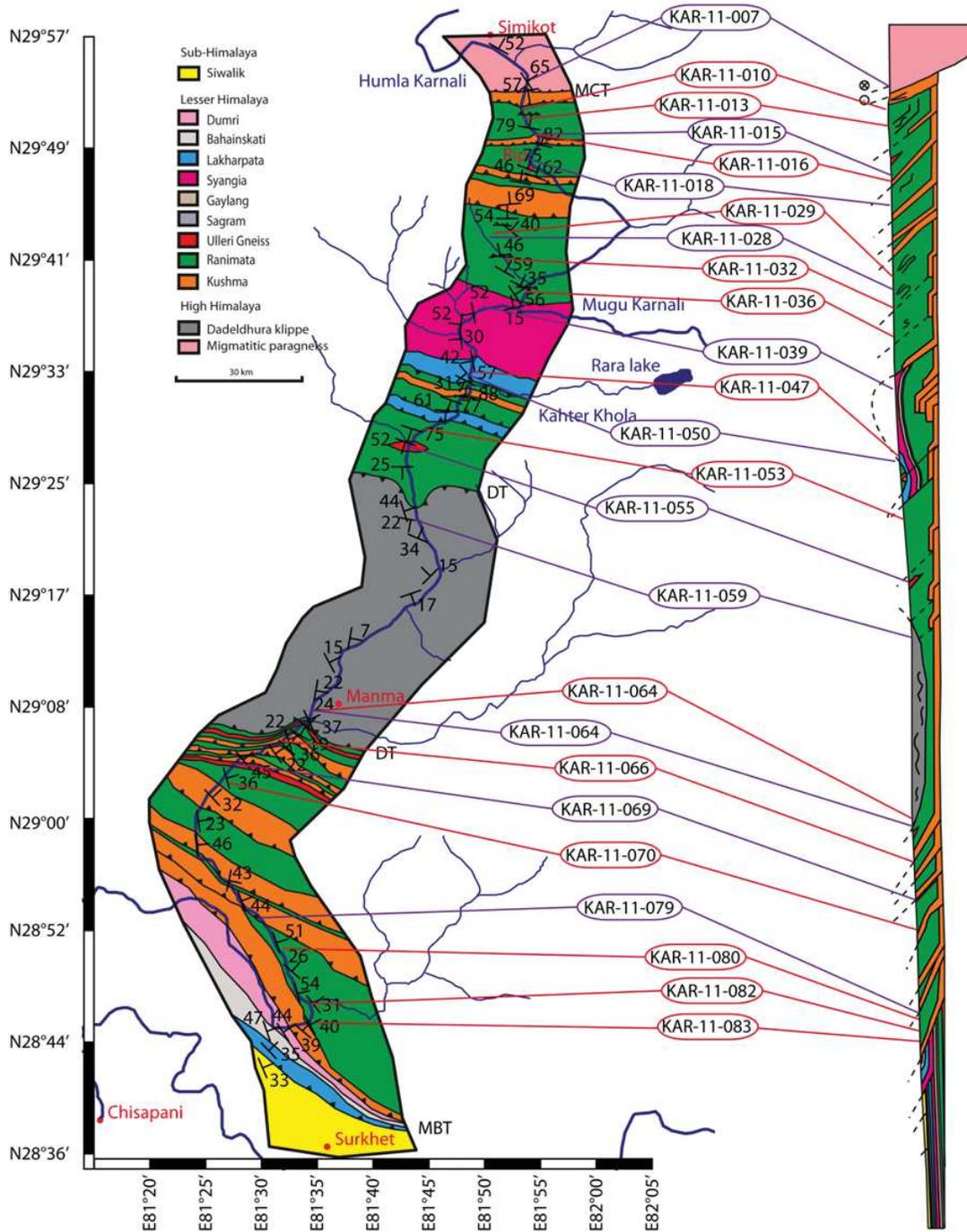


FIGURE 3.30 – Gauche : Carte géologique du Moyen Pays himalayen réalisé le long de la Karnali lors de la campagne de terrain de l'automne 2011. MCT : Main Central Thrust, DT : Dadeldhura Thrust, MBT, Main Boundary Thrust. Droite : Coupe géologique réalisée à partir des observations de terrain. Centre : Ovale Rouge, échantillons analysés par RSCM, Violet, échantillons datés par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite.

– l'ensemble de la déformation à lieu parallèlement à la coupe que l'on équilibre (déformation planaire).

- la déformation se fasse à volume constant, ce qui interdit la présence de réactions métamorphiques ou de circulations de fluides.
- le niveau de décollement soit clairement identifiée et accomode l'ensemble de la déformation, ce qui interdit de fait la distribution de la déformation.
- un point soit fixe et ne subisse aucune déformation lors du raccourcissement ; c'est le « Pin Point », qui sert de base à la reconstruction.

Dans le cas de l'ouest Népal, nous avons observé beaucoup de déformation interne au sein des différentes unités et plus particulièrement au sein de la formation du Ranimata. L'existence de plis isoclinaux ainsi que de nombreuses linéations d'étirement impliquent qu'une partie de la déformation se fait par fluage. De plus, le fait qu'une partie des linéations d'étirement ne soient pas parallèles à l'axe de la coupe montre que l'ensemble de la déformation ne s'est pas fait parallèlement à celle-ci. Enfin, l'existence de nombreuses failles inverses chevauchant la Formation du Ranimata sur elle même rend difficile l'équilibrage. En effet, si une de ces failles a été manquée sur le terrain, cela change de manière significative le taux de raccourcissement et perturbe la géométrie des unités situées en dessous.

Si l'équilibrage de coupe est pertinent et nécessaire dans les chaînes d'avant-pays non ou faiblement métamorphiques, on peut se poser la question de sa pertinence dans les zones internes fortement métamorphiques. Pour ces raisons, nous avons donc délibérément décidé de ne pas équilibrer la coupe présentée ici.

3.7.2 Une coupe différente des précédentes.

La coupe que nous proposons ici est différente des coupes précédentes proposées pour la région. Celle ci sera discutée ici du Nord vers le Sud et comparée avec les différentes coupes existantes pour la région.

La zone du MCT : [Murphy et Copeland \(2005\)](#), [Robinson *et al.* \(2006\)](#) et cette étude placent le MCT 7 à 8 km au Sud du village de Simikot (Fig. [3.11 \(b\)](#) et [3.12\(a\)](#)) ; seuls [Yakymchuk et Godin \(2012\)](#) proposent une localisation radicalement différente, 35 km au sud de Simikot (Fig. [3.11 \(c\)](#)). Cette importante différence dans la localisation de cette structure majeure qu'est le MCT vient de la définition utilisée par les différents auteurs pour caractériser le MCT. [Yakymchuk et Godin \(2012\)](#)

utilisent une définition métamorphique du MCT tel que définie par [Searle et al. \(2008\)](#). Les trois autres auteurs utilisent une définition lithologique et structurale du MCT : le MCT est un chevauchement majeur superposant les unités du Haut Himalaya sur les formations du Moyen Pays. Cette définition est la seule concrètement utilisable sur le terrain puisqu'elle est directement visible dans les lithologies là où la définition d'un « MCT métamorphique » demande une étude pétrologique poussée pour pouvoir être utilisée. Le contact tectonique entre les unités Haut Himalayennes et les formations du Moyen Pays a été identifié par [Yakymchuk et Godin \(2012\)](#) et appelé « metamorphic discontinuity » (MD).

Pour ce qui est de la cinématique de cette faille, là encore, les interprétations divergent. Selon [Robinson et al. \(2006\)](#), le MCT est une pure faille chevauchante présentant un pendage de 50° vers le Nord. Le MCT de [Yakymchuk et Godin \(2012\)](#) est également une faille purement chevauchante avec un pendage d'environ 30° vers le Nord. Cependant, en raison des différences de terminologie entre ces auteurs et les autres, il faut également regarder la cinématique de la faille MD qui correspond au MCT des autres auteurs. Celle-ci présente un pendage très raide vers le Nord, environ 65°, et est possiblement replissée en profondeur (Fig. 3.31(a)). Au Nord de la MD, ces auteurs décrivent une faille décrochante senestre, qu'ils appellent faille de Gurla Mandhata–Humla (GMH) et présente un pendage de 60° vers le Nord, là où les autres auteurs décrivent le décrochement de GMH comme dextre.

L'interprétation que font [Murphy et Copeland \(2005\)](#) de cette zone est la plus en accord avec nos observations. Selon eux, le MCT est une zone de cisaillement de 4 à 6 km d'épaisseur présentant un mouvement inverse avec un pendage vers le Nord de 40°, la direction de transport aurait un azimuth de 190°N. Cette zone est ensuite recoupée par un décrochement dextre, le décrochement de GMH, qui présente un pendage de 70° vers le sud et dont la trace de surface passe légèrement au Nord du MCT (Fig. 3.31(b)). Sur le terrain, nous avons observé des linéations d'étirement portées par des plans N105, 70°N compatibles avec un mouvement de chevauchement vers le sud. Cependant une partie de ces linéations est surimprimée par des traces de mouvement décrochant dextre, dans le domaine ductile ainsi que dans le domaine cassant (tectoglyphes) (Fig. 3.32). Nous proposons donc, plutôt que d'isoler une partie du MCT, la faille de GMH a réutilisé et sur-

imprimé la zone du MCT et que celle-ci ne présente donc plus qu'une seule zone de cisaillement pour les deux cinématiques dans la zone du MCT.

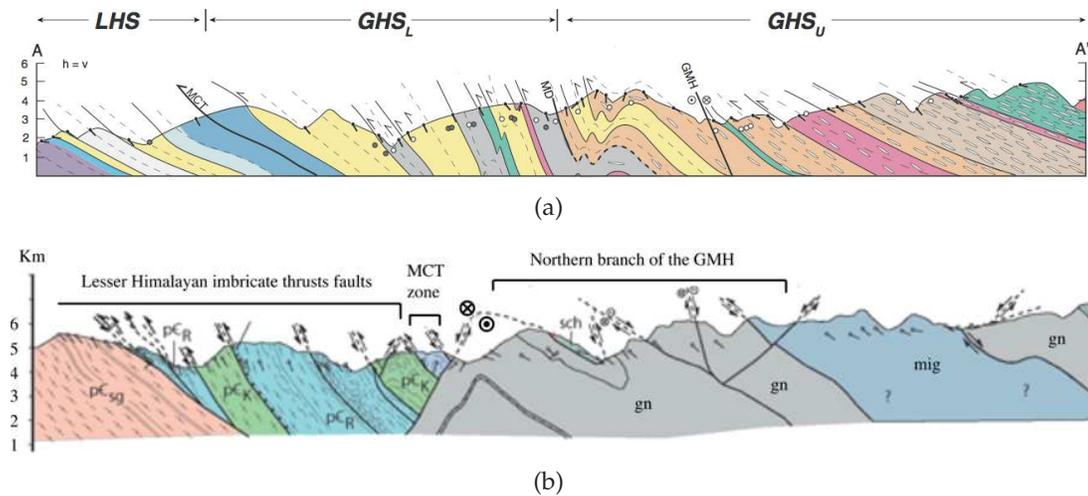


FIGURE 3.31 – 3.31(a) Coupe de la région du MCT dans la région de la Karnali proposé par Yakymchuk et Godin (2012) (modifiée). 3.31(b) Coupe de la zone du MCT dans la région de la Karnali proposé par Murphy et Copeland (2005) (modifié). La légende est disponible figure 3.11.

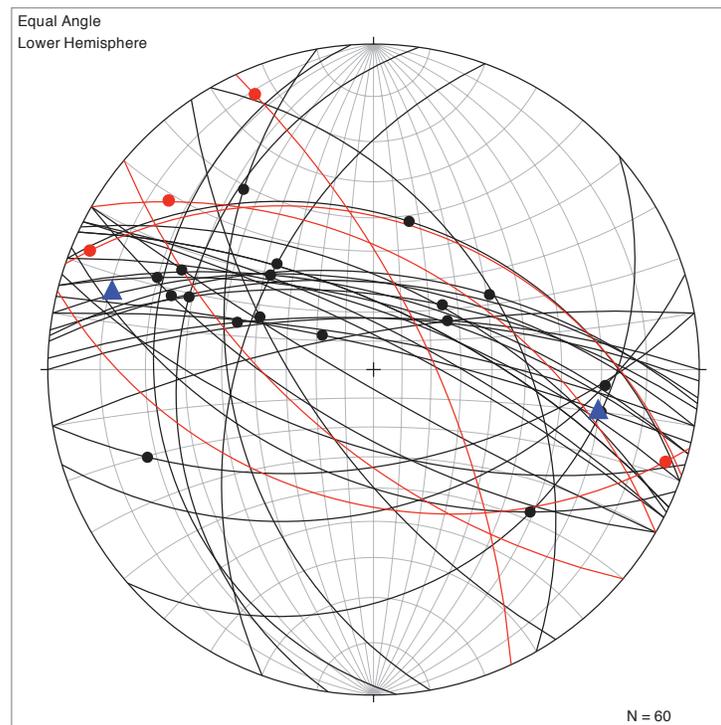


FIGURE 3.32 – Diagramme stéréographique des différents plans de cisaillement et de faille mesurés dans la zone du MCT. Lignes noires : Plans de cisaillement, points noirs : linéations d'étirement, lignes rouges : plans de faille, points rouges : directions de glissement, triangles bleus : axes de pli isoclinal.

Du MCT jusqu'à la zone Syangia-Lakharpata : A sud du MCT, nous entrons dans une zone présentant une alternance tectonique entre les formations du Kushma et du Ranimata ainsi que des redoublements tectoniques de la formation du Ranimata. Le pendage des plans de foliation mesuré dans cette zone est compris entre 30°N et 80°N et les linéations d'étirement sont dans l'ensemble $\text{N}10^{\circ}$ (Fig. 3.33(a)). Les différentes coupes existantes pour ces zones sont très proches, aux différences relevées lors de la description de la carte prés.

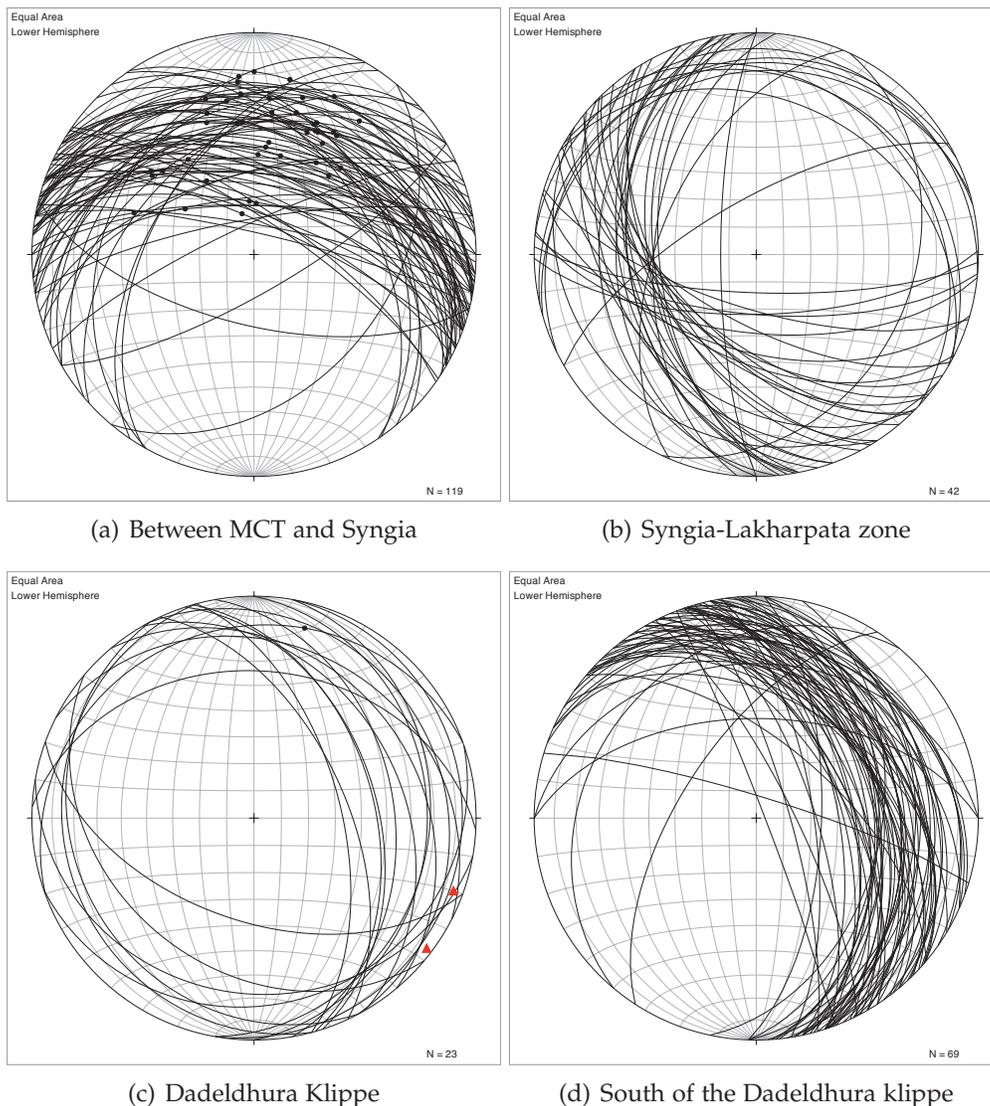


FIGURE 3.33 – Plans de foliation et de stratification pour : 3.33(a) la zone comprise entre le MCT et la zone Syangia-Lakharpata, 3.33(b) la zone Syangia-Lakharpata, 3.33(c) la klippe de Dadeldhura 3.33(d) La partie de la coupe comprise au Sud de la klippe de Dadeldhura. Points noir : lineation, Triangle : axe de plis.

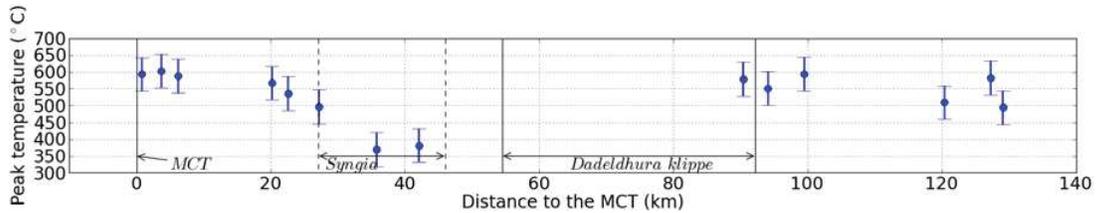
La zone Syangia-Lakharpata : le « Lesser Himalayan Duplex » ? Au niveau de la confluence entre la Humla et la Mugu Karnali, les formations du Syangia et du Lakharpata affleurent sous forme d'un léger anticlinal d'axe N335°, 15°NNE. Ce pli est légèrement déversé vers le SW et présente des flancs peu raides (moins de 50° pour le flanc SSW et moins de 30° pour le flanc NNE). Dans cette zone, les températures du pic de métamorphisme déterminées par RSCM sont les plus faibles de l'ensemble de la coupe : 370°C pour KAR-11-047 et 382°C pour KAR-11-053 (cf. tableau 3.1 et Fig 3.34(a)).

Robinson *et al.* (2006) proposent, dans leur coupe équilibrée (Fig. 3.34(c)) que cet anticlinal correspond à l'émergence d'un important duplex généré par le sous-plaquage d'unités appartenant au Moyen Pays himalayan (Formations du Sangram, Gaylang, Syngia et Lakharpata). Cette interprétation implique que l'ensemble de ces unités soit charrié sous la moitié sud de la carte (« Ramgarh thrust sheet » et klippe de Dadeldhura).

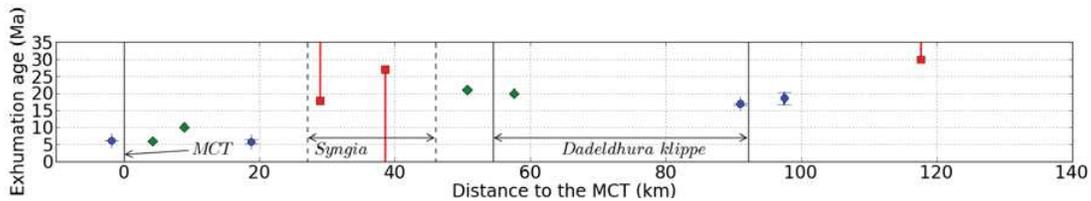
Dans l'interprétation de Robinson *et al.* (2006), le « Lesser Himalayan duplex » affleure à la faveur d'une fenêtre tectonique. Dans ce contexte, il est surprenant que la température maximum atteinte par les unités impliqués dans ce « duplex » soit inférieure aux températures maximum subies par les unités environnantes, situées au dessus du « duplex ».

Les nouvelles données RSCM obtenues lors de cette étude et présentées dans la partie 3.4 ainsi que les doutes que nous avons émis sur la pertinence de l'équilibre de coupe en domaine hautement métamorphique nous amènent à présenter une nouvelle hypothèse permettant d'expliquer les observations de terrain, les données RSCM et les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que nous avons pour cette zone.

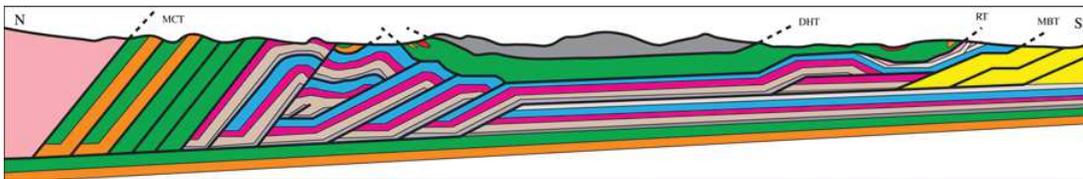
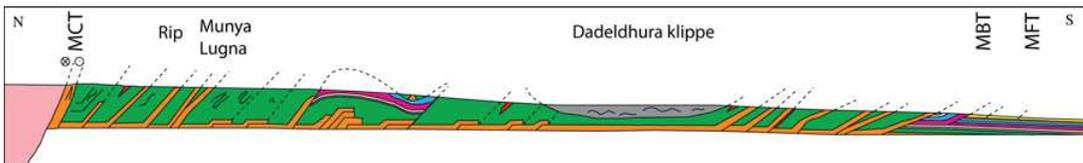
Dans cette interprétation (Fig. 3.34(d)), la zone Syangia-Lakharpata n'est pas sous-plaquée sous l'ensemble du Moyen Pays pour affleurer sous forme de duplex mais reste au dessus de la formation Ranimata, dans sa position stratigraphique. La forme anticlinale de cette zone s'explique par le raccourcissement régional ou des déplacements verticaux. L'hypothèse la plus simple est que ce pli est dû à un petit duplex en profondeur construit d'unités provenant de la formation du Kushma. Cependant, il est important de garder à l'esprit que ce duplex serait d'une am-



(a) Maximum peak temperature determine by RSCM



(b) Ar/Ar Age

(c) Cross section modified after Robinson *et al.* (2006)

(d) Cross section, this study

FIGURE 3.34 – 3.34(a) Température au pic de métamorphisme déterminée par RSCM en fonction de la distance au MCT. 3.34(b) Age thermochronologique pour le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite. Bleu : âge et incertitude associé exacte, Vert : âge approximatif, Rouge : borne maximum ou minimum de la fermeture du système. 3.34(c) Coupe proposée par Robinson *et al.* (2006) et modifiée pour la correspondance des couleurs. 3.34(d) coupe réalisée à partir des observations de terrain et des données réalisées lors de cette étude.

plitude très limitée et incomparable avec celle du « Lesser Himalayan Duplex » proposé par Robinson *et al.* (2006).

L'extrême Sud de la coupe : le « Ramgarh Thrust ». Comme nous l'avons vu lors de la discussion sur les cartes géologiques, la carte que je propose ici pour la partie de la coupe située au Sud de la klippe de Dadeldhura est très différente de celle proposée par Robinson *et al.* (2006). Nous avons observé et décrit une alternance d'écaillés constituée des formations du Kushma, du Ranimata et de d'Ulleri gneiss (Fig. 3.9 et 3.33(d)) pendant entre 25° et 60° vers le Nord.

Dans cette zone, le pic de température a été déterminé entre 500°C et 580°C par RSCM (échantillons KAR-11-080, KAR-11-082 et KAR-11-083, tableau 3.1). Cependant, malgré une température au pic de métamorphisme plus de 100°C supérieure à la température de fermeture du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite, l'échantillon daté dans cette zone par cette méthode est d'âge Paléozoïque et seulement partiellement « reseté » en deux étapes : à 150Ma et 30Ma (Fig. 3.19(d) et tableau 3.2).

La matière organique utilisée pour l'étude RSCM était déformée et incluse dans les bandes de cisaillement et plans de schistosité (Fig. 3.35) et non sous forme de petits grains pour lesquels la température mesurée aurait pu être une température héritée d'un protolite de plus haut grade métamorphique lors de la sédimentation, c'est donc bien une température au pic de métamorphisme pour ces échantillons que nous avons déterminée.

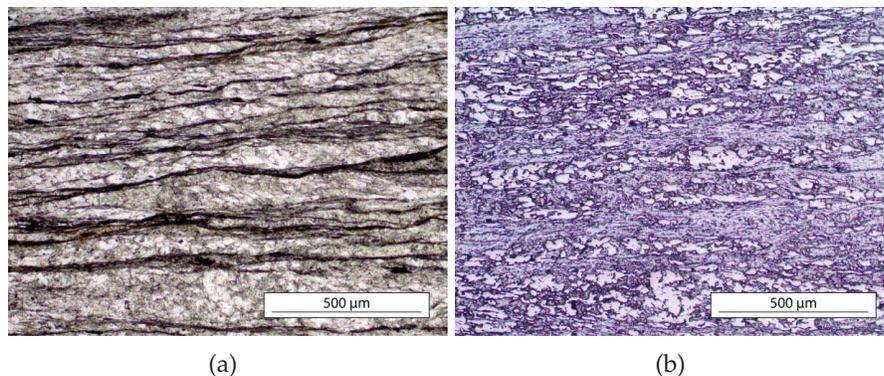


FIGURE 3.35 – photographie en lumière transmise (3.35(a)) et réfléchie (3.35(b)) de la lame mince issue de KAR-11-080. Remarquez que la matière organique est bien localisée dans les bandes de cisaillement et les plans de schistosité et non sous forme de grains pour lesquels la température au pic de température aurait pu être héritée.

Comme la température au pic de métamorphisme est bien supérieure à la température de fermeture du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite ($\pm 400^\circ\text{C}$ d'après Harrison *et al.* (2009)) et que celui-ci n'est pas « reseté » nous devons supposer que le métamorphisme de cette région est également Paléozoïque et hérité. Dans cette hypothèse, le métamorphisme actuellement observé au Sud de la klippe de Daldhura aurait eu lieu au Paléozoïque, bien avant la structuration de la zone lors de la collision Himalayenne.

Certains auteurs ont suggéré l'existence d'une chaîne d'avant pays Paléozoïque reprise lors de l'histoire récente de la chaîne (Gehrels *et al.* 2003; 2006). Il est donc

possible que les températures élevées déterminées au sud de la klippe de Dadeldhura soient héritées de cette chaîne Paléozoïque.

Cette zone de l'Ouest Népal est classiquement interprétée comme une épaisse nappe tectonique isolée sous et au front de la klippe de Dadeldhura lors des premières étapes de la collision (Pearson et DeCelles 2005, Robinson *et al.* 2006). Nos données de terrain (Fig. 3.9), les estimations du pic de température métamorphique par RSCM et les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite montrent au contraire que :

- Le métamorphisme dans cette zone est Paléozoïque et hérité.
- Dans cette zone, l'évolution du Moyen Pays est très bien expliqué par l'écaillage et le chevauchement en séquence d'une unité dont le métamorphisme est hérité du Paléozoïque sans avoir besoin d'une structure majeure tel que le « Ramgarh Thrust ».
- Si le « Ramgarh Thrust » existe, il n'est pas aussi homogène que ce que suggéraient les précédentes études et doit, au minimum, avoir été écaillé lors d'une phase récente de la collision afin d'expliquer les observations de terrain (Fig. 3.9 et 3.33(d)).

3.8 Implications sur la dynamique de la chaîne himalayenne dans la région de la Karnalie

Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite, les observations de terrain et la nouvelle carte proposée lors de cette étude nous permettent de proposer une nouvelle cinématique de la déformation pour l'Ouest Népal. Un schéma de principe de cette évolution est disponible figure 3.36. Cette évolution comporte successivement :

- Activation du MCT à une date non contrainte.
- Entre 17 et 22 Ma, mise en place de l'unité qui deviendra la klippe de Dadeldhura (échantillons KAR-11-055, KAR-11-059, KAR-11-064, KAR-11-069).
- Aux environs de 18-20 Ma, formation d'un petit duplex d'unités de la formation du Kushma qui plisse ce qui deviendra la zone Syangia-Lakharpata et favorisera l'isolement de la klippe de Dadeldhura vers 17-18 Ma (KAR-11-039).
- Entre 7 et 6 Ma, la zone du MCT présente une forte l'exhumation. Cette exhumation peut être dû à du chevauchement hors-séquence (hypothèse présentée

dans le schéma de principe 3.36), ou au sous plaquage d'une rampe sous la partie la plus au Nord de cette coupe (sur le même principe que la coupe de la figure 2.14(a) pour le Népal central et modifiée d'après [Jouanne et al. \(2004\)](#)). La déformation dans cette zone peut avoir réactivé des structures plus anciennes au Sud du MCT ou propagé la déformation vers le Sud et entraîné la formation de multiples chevauchements ; ce qui explique le très faible gradient métamorphique déterminé par RSCM dans les 35km les plus septentrionaux de cette coupe (4°C/km) (échantillons KAR-11-007, KAR-11-015, KAR-11-018 et KAR-11-028 pour la thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et KAR-11-010, KAR-11-013, KAR-11-016, KAR-11-029, KAR-11-032 pour le RSCM).

- Possiblement à la même époque, écaillage d'une unité au métamorphisme hérité d'âge Paléozoïque au Sud de la klippe de Dadeldhura. Cependant, comme l'échantillon KAR-11-079 a été seulement partiellement « reseté » le moment exact de cette déformation est difficile à contraindre.
- Enfin, réactivation du MCT par la faille décrochante dextre de GMH. L'âge de cette activation est difficile à contraindre. Celle ci peut avoir lieu aux environs de 15 Ma, lors de l'activation de la faille du Karakorum ([Murphy et al. 2000](#), [Phillips et al. 2004](#), [Phillips et Searle 2007](#)). Etant donné que des miroirs de faille ont été observés (déformation cassante), cette déformation s'est poursuivie dans des conditions de pression et de température plus faibles que lorsque le MCT était actif. Au Sud Est de la Karnali, [Murphy et al. \(2014\)](#) ont montré que la faille du GMH était toujours active.

3.9 Conclusions

Le travail réalisé sur l'Ouest Népal a permis de compléter les données cartographiques et structurales pour cette région mal documentée, ainsi que d'apporter des contraintes sur les pics de température par la méthode RSCM ainsi que de préciser la cinématique de la déformation dans cette région via la thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite.

Cette étude a montré que :

- La zone du MCT a subi deux épisodes de déformation distincts : un premier, caractérisé par un chevauchement vers le sud le long de plans pendant à

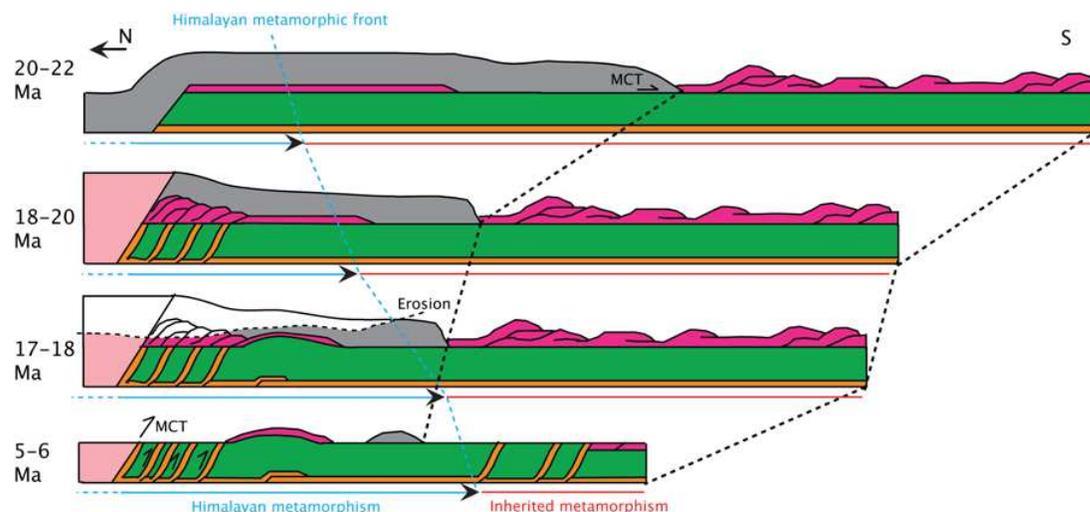


FIGURE 3.36 – Schéma de principe de l'évolution cinématique du Moyen Pays le long de la Karnalie. Attention, ces schémas de principe ne sont pas équilibrés.

environ 45°N. Dans un second temps, la zone du MCT a été réactivée par un chevauchement dextre, le chevauchement de GMH qui a déformé la zone dans le domaine ductile puis dans le domaine cassant.

- Le pic de température déterminé par RSCM dans une zone jusqu'à présent décrite comme un important duplex de Moyen Pays montre une température maximum plus faible au sein de cette zone que dans les unités environnantes.
- Au sud de la klippe de Dadeldhura, nous avons décrit une importante alternance d'unités de formation du Kushma et du Ranimata. Cela a été interprété comme résultant d'une succession de chevauchements présentant un pendage vers le Nord.
- Dans cette zone, le système thermochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite est seulement partiellement « reseté » malgré une température de fermeture d'environ 400°C, alors que la température au pic de métamorphisme a été déterminée au dessus de 500°C par RSCM. Cette zone présente donc un important héritage métamorphique.

Ces observations ont été interprétées de la manière suivante :

- La zone Syangia-Lakharpata affleurant au Nord de la klippe de Dadeldhura ne témoigne pas d'un duplex de Moyen Pays comme cela avait été interprété jusqu'à maintenant mais est restée dans son ordre stratigraphique, ce qui permet les faibles températures du pic de métamorphisme, tel qu'elles sont

déterminés par RSCM dans cette zone, et le « reset » seulement partiel des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

- La structure anticlinale observée dans cette zone est liée à un petit duplex d'unités de la formation du Kushma-Ranimata. Cependant, ce duplex est d'une extension incomparablement plus faible que le duplex des formations du Sangram, Gaylang, Syngia et Lakharpata jusqu'à présent dessiné dans cette zone (Robinson *et al.* 2006).
- Cela implique que le niveau de décollement majeur pour la région soit déplacé de la base de la formation du Sangram ou du sommet de la formation du Ranimata jusqu'à la base de la formation du Kushma. L'existence d'un important niveau de décollement à la base de la formation du Kushma étant déjà attestée par les alternances entre les formations du Kushma et du Ranimata au Sud du MCT et au sud de la klippe de Dadeldhura.
- Le « Ramgarh Thrust » n'est pas nécessaire pour expliquer les observations au Sud de la klippe de Dadeldhura. Celles-ci peuvent être expliquées par le chevauchement en séquences de formation présentant un métamorphisme Paléozoïque hérité.

En plus de ces observations et interprétations, les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite nous ont permis de proposer une cinématique de la déformation pour cette zone.

3.10 Structure and evolution of the Western Nepal fold and thrust belt along the Karnali river cross-section.

Ce travail a débouché sur l'écriture d'un article qui sera soumis à Tectonics.

Structure and evolution of the Western Nepal fold and thrust belt along the Karnali river cross-section.

Jonathan Mercier¹, Peter van der Beek¹, Jean Braun¹, Olivier Beyssac², Geoffrey Batt³.

Abstract:

Detailed field mapping combined with Raman spectroscopy of carbonaceous material (RSCM) thermometry and muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating across the Lesser Himalaya along the Karnali river (West Nepal) allow refining of the cross section for this area. Our cross section differs from previous interpretations of the area on three aspects: 1) the Main Central Thrust (MCT) was active around 5-6 Myr before being reactivated in the brittle domain, at lower pressure-temperature conditions by the Gurla Mandhata–Humla (GMH) transpressive fault system. 2) The "lesser Himalayan duplex" zone exhibits the lowest RSCM peak temperature of the area (below 400°C). This leads us to interpret this area as a small anticline structure where the different formations remain in their stratigraphical order rather than the previously suggested massive duplex of Lesser Himalayan formations outcropping as a tectonic window. This implies that the main regional detachment layer lies at the base of the lower proterozoic Kushma formation rather than the mid-Proterozoic Sagram formation. 3) the area located south of the Dadeldhura klippe has been described as a thick homogenous thrust sheet carried by the Raghmar thrust. We show that this area presents numerous top-to-the-south thrusts repeating the Kushma and Ranimata Formations. In addition, the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ system in muscovite is only partially reset despite a RSCM peak temperature above 500°C, testifying for significant inheritance from the Paleozoic metamorphism in this area.

¹ISTerre, University Grenoble I, CNRS-IRD, 1381 rue de la Piscine, BP53, 38041 Grenoble, France

²Institut de Minéralogie et de Physique des Milieux Condensés (IMPMC), UPMC, 4 Place Jussieu, 75005, Paris, France

³Univ Western Australia, Centre for Exploration Targeting, Perth, WA 6009, Australia

1 Introduction

The Nepal Himalaya presents numerous along strike variation. The topography, shows important changes in the width of the range and in the maximum elevation and its localisation (Duncan et al., 2003; Yin, 2006; Bookhagen and Burbank, 2006; Robert et al., 2011). In addition, the belt shows significant changes in the tectonic structure (Fig. 1 and Yin (2006)), micro and macro-seismic activity (Berger et al., 2004; Jouanne et al., 2004) and in erosion rate (Thiede et al., 2009; Thiede and Ehlers, 2013). Berger et al. (2004) and Robert et al. (2011) related these changes to variation in the Main Himalayan Thrust (MHT): the main detachment underlying the Himalaya orogenic structure (Schulte-Pelkum et al., 2005; Nábělek et al., 2009). In particular, they suggest that Western Nepal fold and thrust belt is built over a 8° North dipping MHT without significant ramp.

In western Nepal, the Lesser Himalayan is very widely exposed, occupying 140km between the Main Central Thrust (MCT) and the Main Boundary Thrust (MBT) against 30km for central Nepal, (Fig. 1) but the maximum elevation of the belt remain moderate (very few summits above 7000m) and presents a progressive increase of in elevation without a sharp topographic transition. We therefore expect a geometry and kinematics of the different units that may be different in western Nepal than in the other segments of the Himalayan belt in Nepal.

Whereas numerous data are available for central and eastern Nepal, both on the structure (Schelling, 1992; Pearson and DeCelles, 2005; McQuarrie et al., 2008) and on the exhumation through thermochronology (Herman et al. (2010); Thiede and Ehlers (2013) and references therein), very few data have been available for western Nepal and especially along the Karnali river due to difficult access and the political situation. DeCelles et al. (2001) published a detailed study of the stratigraphy, structure and tectonic evolution of the of the Himalayan fold and thrust belt along the Seti river west of the Karnali river, Murphy and Copeland (2005) and Yakymchuk and Godin (2012) covered the MCT zone and Robinson et al. (2006) proposed a detailed geological map for western Nepal compiling field observations and published geological observations, but no data available south of the Dadeldhura klippe, along the Karnali river. In addition to these structural

52 geology studies, Robinson et al. (2006) proposed a balanced cross section for the area, Yakymchuk
53 and Godin (2012) published peak pressure-temperature estimates for the MCT zone and DeCelles
54 et al. (2001) and Robinson et al. (2006) published some $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on muscovite close to the MCT
55 for the Seti river cross section.

56 To better constrain the geometry and kinematics of the western Nepal fold and thrust belt along
57 the Karnali river, we collected structural data and samples for thermometric and thermochrono-
58 metric analyses during a field campaign in autumn 2001, including a trek from Simikot to Manma.
59 These samples allowed us to obtain 14 new Raman spectroscopy of carbonaceous material maxi-
60 mum temperature estimates and 11 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra on muscovite dating. These new data
61 lead us to propose a new cross section and kinematic for the area.

62 2 Methods

63 In order to characterize the structure and kinematics of the western Nepal fold and thrust belt, we
64 used a multidisciplinary approach combining: 1) 1:50 000 scale geological mapping along the Kar-
65 nali river between Simikot and Surkhet in order to complete the pre-existing map, structural data
66 and cross sections published by Murphy and Copeland (2005) and Yakymchuk and Godin (2012)
67 for the northernmost part of the section and Robinson et al. (2006) for the whole section. This
68 represents a 150km cross section perpendicular to the main structures (Fig: 2). 2) Structural and
69 Micro-structural data of both brittle and ductile deformation. 3) Raman spectroscopy of carbona-
70 ceous material (RSCM) following the methodology of Beyssac et al. (2002) in order to determine
71 the maximum temperature of metamorphism. This approach has already been used on Lesser
72 Himalayan rocks by Bollinger et al. (2004); Beyssac et al. (2004); Bollinger et al. (2006). In this
73 study, peak temperatures have been successfully determined for 14 samples. 4) Thermochronology,
74 through the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ system on muscovite in order to constrain the kinematic evolution of the
75 western Nepal Fold and Thrust belt. This system has a closure temperature comprised between
76 300 and 400°C depending of the authors (McDougall and Harrison, 1999; Harrison et al., 2009). 11
77 Samples of purified muscovite have been processed following the step-heating procedure (Lovera
78 et al., 1991).

3 Stratigraphy of the western Nepal Lesser Himalaya

The Himalaya is classically divided into four main zones (Gansser, 1964; Le Fort, 1975). From north to south, they are (Fig. 1):

The Tethyan Himalayan zone, which consists of sedimentary rocks ranging from Paleozoic to Tertiary.

The High (or Greater) Himalayan zone, separated from the Tethyan Himalaya by the South Tibetan Detachment System (SDTS), contains high-grade metamorphic gneiss, migmatite and granites.

The Lesser Himalaya, separated from the High Himalaya by the Main Central Thrust (MCT), is a meta-sedimentary sequence of Proterozoic-Paleozoic quartzite, micaschist and limestone with spatially limited augen-gneiss enclaves.

South of the Main Boundary Thrust (MBT), the Sub Himalayan zone, or Siwaliks, is a syn-tectonic Neogene detrital sequence deposited in the flexural foredeep of the Himalaya. The active front of the orogen is defined by the Main Frontal Thrust (MFT).

In addition, major sheets of crystalline rock (mostly orthogneiss and paragneiss with some high grade metasediments), correlated to the High Himalaya zone, are thrust over the lesser Himalaya as isolated klippen.

The Himalayan fold and thrust belt developed in the Lesser and Sub-Himalayan zones and is bounded by the MCT to the North and the MFT to the South (DeCelles et al., 2001). In the area covered by this study, the southernmost part of the High Himalaya zone, the entire Lesser Himalaya zone, the northernmost part of the Siwaliks and the Dadehldura crystalline klippe are exposed. These formations are described in more detail below.

3.1 The High Himalaya:

Along the studied section, the High Himalaya crops out between Simikot and the MCT (Fig 2). In this area, the High Himalaya contains partially migmatized paragneiss with a mineral assemblage of garnet + muscovite + biotite + quartz \pm kyanite with peak pressure-temperature conditions estimated by Yakymchuk and Godin (2012) between 625 and 675°C and between 6.5 and 10 kbar.

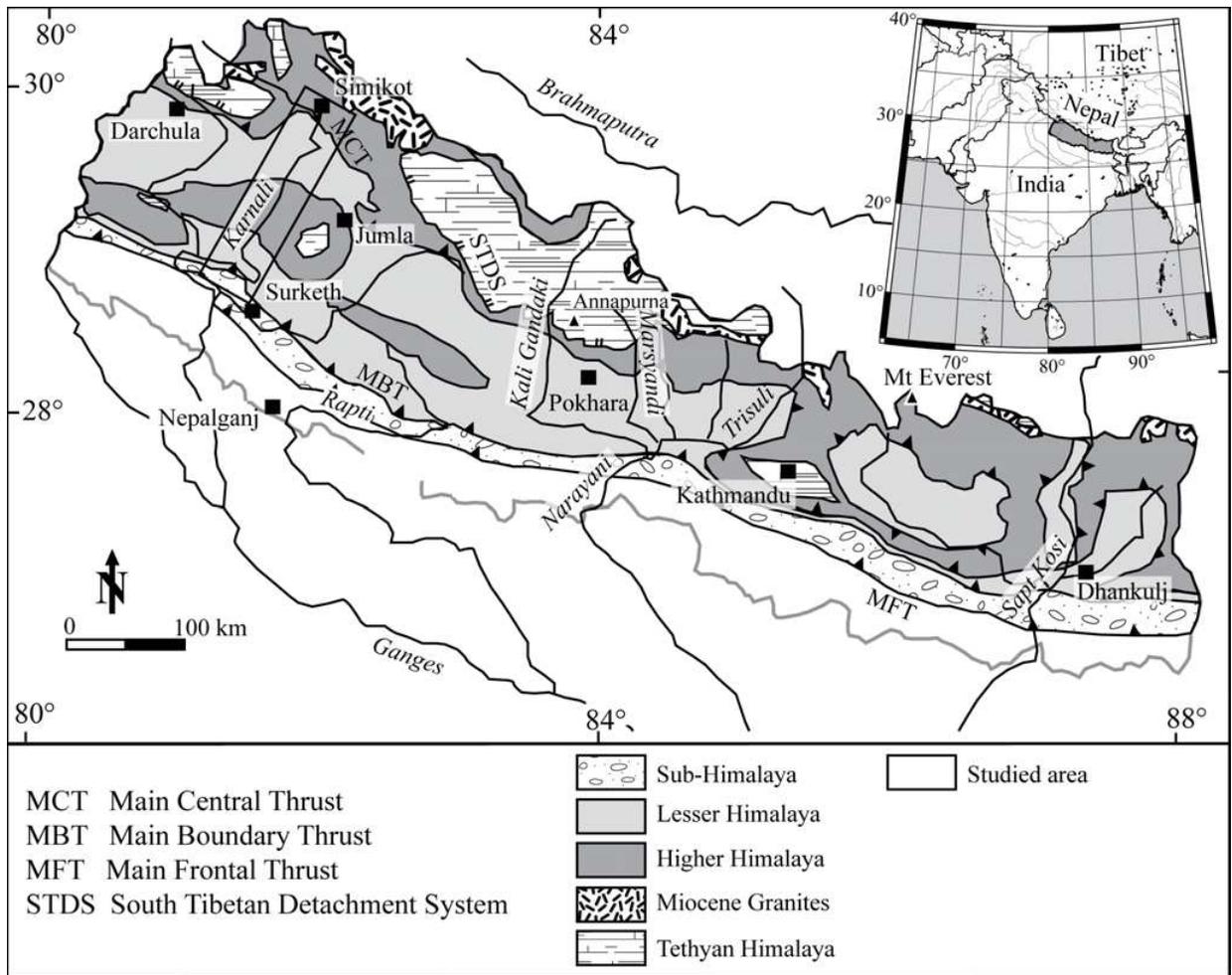


Figure 1: Simplified geological map of Nepal. Modified from Bernet et al. (2006).

106 In the Dadeldhura klippe, the High Himalaya presents a slightly lower metamorphic grade than
 107 north of the MCT, with garnet-micaschist, well developed augen-gneiss and dark grey sandstone.

108 3.2 Lesser Himalaya:

109 The Lesser Himalaya presents strong lateral variations and have been subdivided according to
 110 different stratigraphic schemes. In this study, we use the nomenclature defined for western Nepal
 111 by DeCelles et al. (2001). Lateral correlation between this nomenclature and that for central and
 112 eastern Nepal is proposed by Upreti (1996); Upreti and Le Fort (1999) and DeCelles et al. (2001).
 113 From bottom to top, the Lesser Himalaya stratigraphy contains the following units:

114 The Kushma formation is the oldest formation of the Lesser Himalaya and is date to the
 115 early Proterozoic by U-Pb (DeCelles et al., 2000). This 500 m thick formation contains white

116 metaquartzite presenting cross-stratification and ripple marks. Beds are between 10 to 50 cm thick
117 with isolated siltite interbeds. This formation is very resistant to erosion and forms extended cliffs
118 and narrow valleys facilitating it's recognition and mapping.

119 Overlaying the Kushma formation, the Ranimata formation contains a 2 to 3 km thick se-
120 ries of chlorite-sericite phyllite. Due do significant internal ductile deformation, as evidenced by
121 widespread tight folding (Fig. 6), well developed mineral lineations and extensive shear zones,
122 the lack of stratigraphic markers and the possibility of internal thrusting, it is difficult to reliably
123 estimate the thickness of this formation.

124 Along the Karnali, the transition between the Kushma and the Ranimata formations is pro-
125 gressive, with an increase in the frequency and thickness of the phyllite interbeds. However, it
126 appears that this progressive transition is not observed everywhere along the Himalaya (DeCelles
127 et al., 2001). Moreover, the lateral continuity of the Kushma formation is not proven and the
128 Kushma-Ranimata are often joined in a single formation for central and eastern Nepal (Stöcklin,
129 1980; Schelling, 1992) .

130 Locally, the grainsize increases and the Ranimata formation appears as a greenish sandstone.
131 Along the Karnali, some altered diorite sills appear toward the South within this formation. Meta-
132 morphism of the Ranimata formation reaches the upper greenschist facies and, close to the MCT
133 zone, almandin garnets are very common.

134 Based on detrital zircon U-Pb ages, Parrish and Hodges (1996) and DeCelles et al. (2000)
135 estimate that the Kushma and Ranimata formations are early Proterozoic in age (between 1.86
136 and 1.83 Ga).

137 Between the Ranimata and the Syngia formations, the Sagram formation (a 500 m thick
138 quartzite, white at its base and colored elsewhere) and the Gaylang formation (a 1.5 km thick
139 grey-green phyllite comprising dolostone and black slate layers) have been documented, but they
140 have not been clearly observed in our field area (only suspected on the base of blocks transported
141 by river and slope process). Therefore, they will not be described here: we refer to DeCelles et al.
142 (2001) and Robinson et al. (2006) for their complete description.

143 The Ulleri Gneiss is a lenticular granitic augen gneiss found within the Ranimata formation and
144 presenting well developed C-S structures. This augen gneiss as been dated at 1.85 Ga (DeCelles
145 et al., 2000).

146 The 500m thick Syngia formation shows alternating thin schist layers and quartz-rich sand-
147 stones. These sandstones are multicolored (pink, red, purple, green) and deposited in a shallow
148 marine and costal environment as shows by sedimentary structures such as cross stratification,
149 ripple marks and mud cracks. The upper part of the Syngia formation presents thick dolostone
150 layers. This formation is middle Proterozoic in age; DeCelles et al. (2001) estimate this formation
151 to be younger than 1.68 Ga.

152 The Lakharpata formation is a 2 to 3 km thick alternation of dolostone with rare layers of
153 black slate and quartzite. The transition between the Syngia and the Lakharpata formations
154 is progressive with an increasing proportion of dolostone layers and a decreasing proportion of
155 quartzite layers. On top of the Lakharpata series, a Gondwanan formation (Jurassic to Paleocene)
156 exists but has not been observed in our field area. The Protorezoic formations are unconformably
157 covered by a Cenozoic detrital series.

158 The Bainskati formation is an Eocene black shale with rare thin quartz sandstone or limestone
159 layers. This formation is approximatively 200m thick and clearly differs from the underlying
160 Porterozoic formations by the lack of metamorphism.

161 The Dumri formation is a 1 km thick series of grey to green sandstone incorporating a variable
162 amount of mica and feldspath. These rocks were deposited in a shallow water and fluvial environ-
163 ment. The top of the formation is characterized by reddish mudstones, interpreted as paleosols
164 (DeCelles et al., 2001). The age of the Dumri formation is Early Miocene (DeCelles et al., 1998).

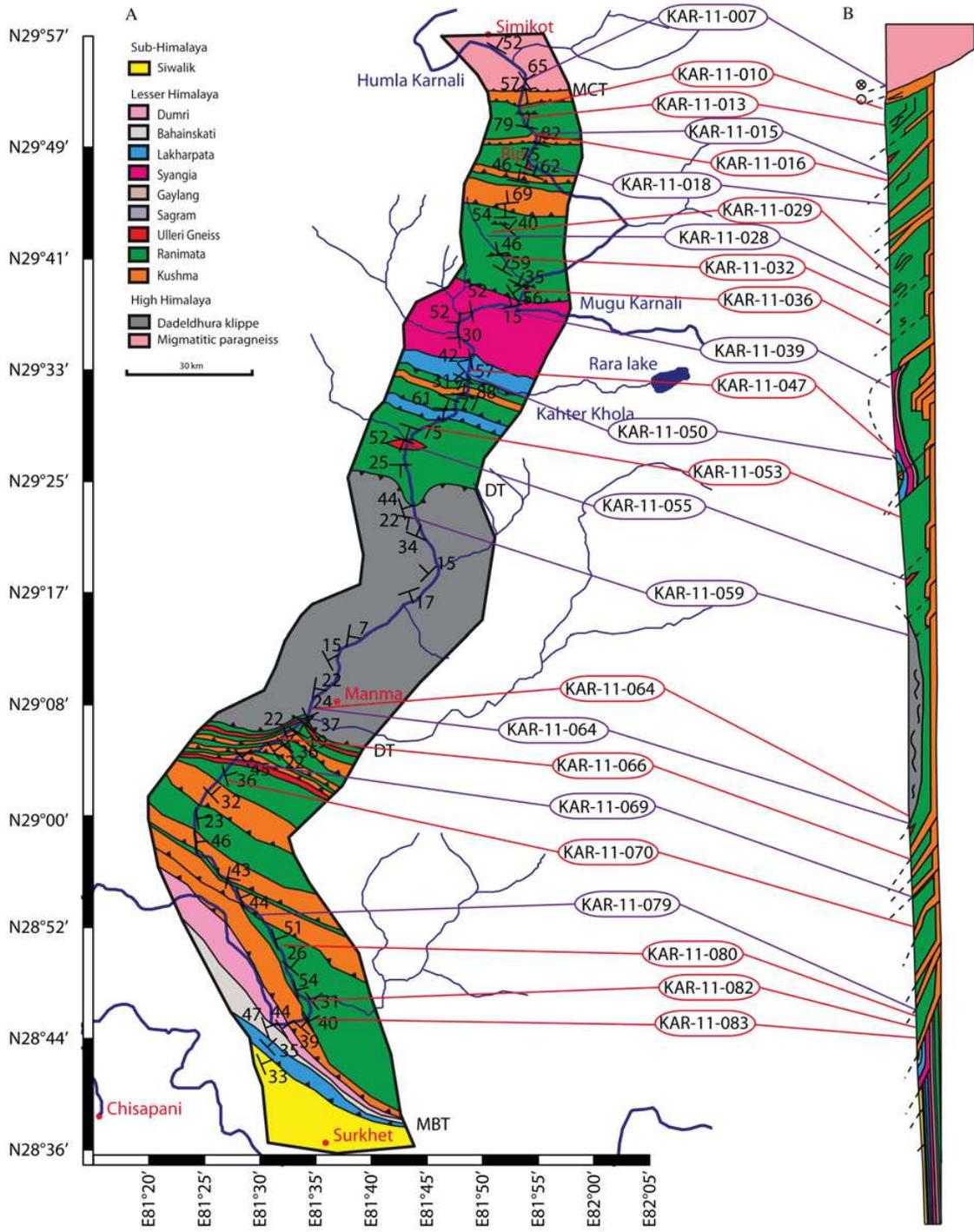


Figure 2: (A) Geological strip map and (B) interpretative cross-section along the Karnali River. Observations come from a fieldwork campaign performed during the Autumn of 2011. MCT: Main Central Thrust, DT: Dadeldhura Thrust, MBT: Main Boundary thrust.

4 Structural geology

In order to characterize the structural architecture and the deformation patterns within these formations, associated with the development of the Nepal fold and thrust belt, orientations of stratigraphic bedding, tectonic foliation, mineral lineations and brittle fault planes have been systematically measured. These data and their interpretation are presented below.

4.1 The MCT Zone

The definition of the MCT zone differs between authors. In this study, we define the MCT zone as the transition zone between the High Himalaya and the Lesser Himalaya in agreement with Murphy and Copeland (2005) and Robinson et al. (2006) for the Kanali river area and with many authors in other part of the Himalaya. Yakymchuk and Godin (2012) used a metamorphic definition of the MCT and place it 20 km further South.

In the MCT zone, we observed numerous shear planes with an azimuth around $N295^{\circ} \pm 10^{\circ}$ and dipping between $45^{\circ}N$ and $70^{\circ}S$ (Fig. 3). These planes present a dextral sense of shear with a transport direction of $N295^{\circ}, 25^{\circ}E$. Strike-slip deformation occurs both in the ductile domain, as shown by C-S structures and mineral lineations and in the brittle domains as indicated by fibrolitic sillimanite oriented crystallization in fault plane. While a top-to-the-south sense of motion was locally observed, no major shearing plane presenting this kind of motion has been seen. The MCT zone exhibits multi-scale folding, from centimetric isoclinal folds, with roughly horizontal WNW - ESE axes, up to a decametric fold with an axis direction of $N287^{\circ}, 10^{\circ}W$ (Fig. 4).

Our field observations show that, in the MCT zone, top-to-the-south reverse shearing along $45^{\circ}N$ dipping planes occurs in the viscous deformation domain (Fig. 3). This conforms to the classical MCT thrusting. This deformation has been overprinted by dextral strike-slip shearing both in the ductile and brittle domains. This deformation is related to the Gurla Mandhata–Humla Fault System (GMH) (Murphy and Copeland, 2005). North-south lineations and northward dipping foliations are associated with a first deformation stage whereas SE-NW sub-horizontal lineations and brittle fault planes correspond to the GMH transpression stage. Observation to the South East of our study area show that the GMH is currently active (Murphy et al., 2014).

South of the MCT zone, a repetition of the Kushma-Ranimata series is generated by top to

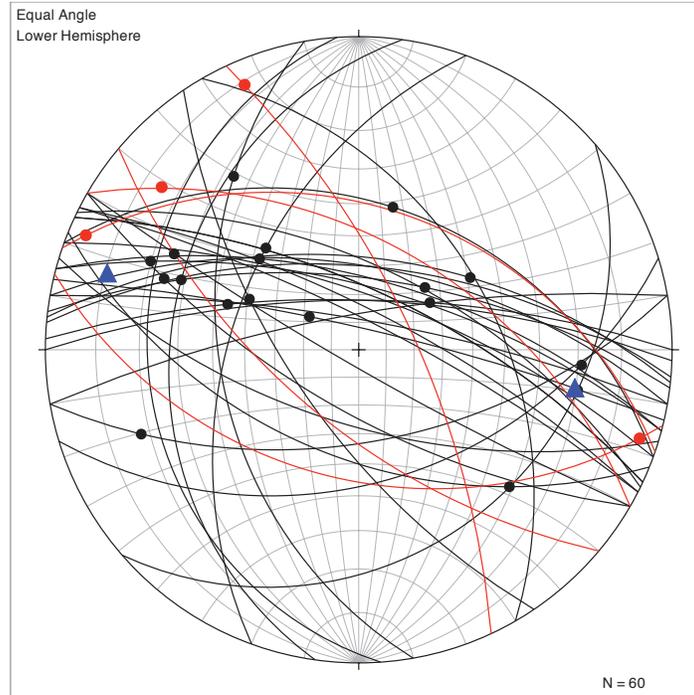


Figure 3: Structural observations in the MCT zone along the Karnali river. Black great circles: foliation planes. Black dots: Lineations. Red great circles: Fault planes. Red dots: striations. Blue triangles: Fold Axes.

193 the south thrusting and possible internal tectonic over-thickening of the Ranimata formation. We
 194 cBoth the foliation an beddings planes dip toward the north with a dip angle comprised between
 195 10° and 80° (45° in average) (Fig. 5(a)). This is interpreted as a classic imbricate fan where
 196 stratigraphic sequences are repeated in response to successive reverse faulting toward the south.

197 4.2 The "Lesser Himalayan duplex".

198 In the area of the Humla and Mugu Karnali confluence (Fig. 2), the Syngia and Lakharpata
 199 formations are outcropping as a anticline. This fold presents an approximative axis direction of
 200 N335°, 15°NNE, and shows a SW vergence. The limbs are not very steep (< 50° for the SSW
 201 limb and < 30° for the NNE limb (Fig. 5(b)). The small Kushma-Ranimata formation outcrop
 202 bordered by the Lakharpata formation observed south of this area (Fig. 2) is interpreted as a
 203 small klippe inherited from a previous thrusting phase, in agreement with Robinson et al. (2006).

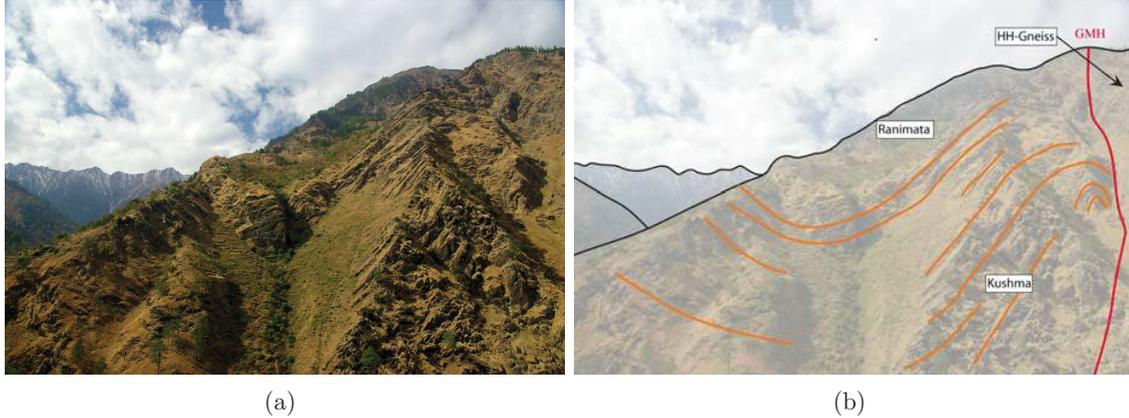


Figure 4: Photographi (a) and interpretation (b) of the MCT zone that have been reactivated by the GMH fault system in the Karnali river cross section.

4.3 The Dadeldhura Klippe:

The Dadeldhura klippe is characterized by an alternation of orthogneisses, meta-sandstones and garnet micaschists with a foliation dipping at relatively low angle. This alternation is slightly by subhorizontal N140° open folds (Fig. 5(c)).

4.4 South of the Dadeldhura klippe:

South of the Dadeldhura klippe, we found a similar alternation between the Kushma and Ranimata formations including the Ulleri Gneiss as south of the MCT (Fig. 2). Foliation and bedding planes observed in this area dip toward the north east between 25 and 60° (Fig 5(d)). Therefore, the area comprised between the Dadeldhura klippe and the MBT is interpreted as a succession of NE dipping thrust sheets causing the observed repetition of Lesser Himalayan formations and forming an other imbricate fan. At least seven separate thrust sheet are present.

5 Cross section:

The cross section resulting from these observations is presented in figure 2. It differs from published cross sections of the area (Robinson et al., 2006) or from western Nepal (DeCelles et al., 2001) in several point. We propose that the main detachment layer controlling the structure of the area is located at the base of the Kushma formation, with a secondary detachment of lesser amplitude within the Ranimata formation or at the base of the Sagram formation. Coming out of this

221 interpretation, the Ramgarh Thrust sheet (Pearson and DeCelles, 2005; Robinson et al., 2006)
222 and the well develop lesser Himalayan duplex resulting of the Sagram, Gaylang, Syangia and
223 Lakharpata Formation underthrusting (Robinson et al., 2006) are not anymore needed to explain
224 field observations. However; our cross section implies significantly less shortening.

225 We attempted to balance this cross-section but due the significant internal deformation ob-
226 served in the Ranimata formation (Fig. 6) as well as the possible important lateral mass transfer
227 suggested by oblique mineral lineations with respect to the regional shortening, we decided against
228 it and are therefore unable to provide reliable estimates of total shortening or final strain rate.

229 **6 Maximum temperature estimate from RSCM**

230 Very few thermometry data is available along the Karnali river and only for the Nothermost 25 km
231 of the section, close to the MCT zone, were pressure-temperature estimate based on garnet–biotite
232 thermometry (Ferry and Spear, 1976) and thermodynamic (Thermocalc) calculations (Powell and
233 Holland, 1988; Holland and Powell, 1998; Powell and Holland, 2008) was published by Yakymchuk
234 and Godin (2012).

235 In order to add peak temperature constraints along the entire transect, we performed Raman
236 spectroscopy of carbonaceous material (RSCM) following the methodology developed by Beyssac
237 et al. (2002) . This method is very efficient in black slates and other lithologies rich in carbonic
238 matter. It is based on the Raman shift in Raman peaks induced by progressive ordering of carbon
239 structure in graphite with increasing temperature calibrate to coexisting metamorphism mineral
240 paragenese (Beyssac et al., 2002). As graphite remains stable during cooling of the samples, the
241 temperature determined is the peak metamorphic temperature and is not affected by retrograde
242 metamorphism. This method has an absolute uncertainty of 50°C and a relative uncertainty of
243 20°C between the samples (Beyssac et al., 2002; Bollinger et al., 2006). The analyses have been
244 performed on a Renishaw InVia Raman spectrometer with a 514nm laser at the "Institut de
245 minéralogie, de physique des matériaux et de cosmochimie" laboratory (Université Pierre et Marie
246 Curie, Paris, France).

247 For this study, 41 thin section have been analyzed by RSCM but dues to CM oxidation by
248 fluid circulation, the maximum metamorphic temperatures have been successfully determined by

249 RSCM for only 14 samples, the locations of which are presented on Figure 2; sample details
250 are summarized in Table 1; determined peak temperature are plotted as a function of structural
251 distance from the MCT in Figure 10(a).

252 Close to the MCT zone, peak metamorphic temperatures are around 600°C (Fig. 10(a)). These
253 temperatures are slightly lower than, but consistent with, the peak metamorphic temperature
254 estimated by Yakymchuk and Godin (2012) of approximately 650°C for the same geographic
255 area. Peak temperatures linearly decrease southward by 4°C/km down to 370°C in the area where
256 the Syngia and Lakharpata formations outcrop (samples KAR-11-047 and KAR-11-053; Fig. 10(a)
257 and table 1). Across the Dadeldhura klippe, peak temperatures are comprised between 550°C and
258 600°C (samples KAR-11-064, KAR-11-066 and KAR-11-070). These temperatures are consistent
259 with the petrology and mineralogical assemblages (almandin micaschist) and the High Himalayan
260 origin of the klippe. South of the Dadeldhura klippe, peak temperatures remain surprisingly high,
261 between 500°C and 580°C (samples KAR-11-080, KAR-11-082 and KAR-11-083). The significance
262 of these temperatures will be discussed below.

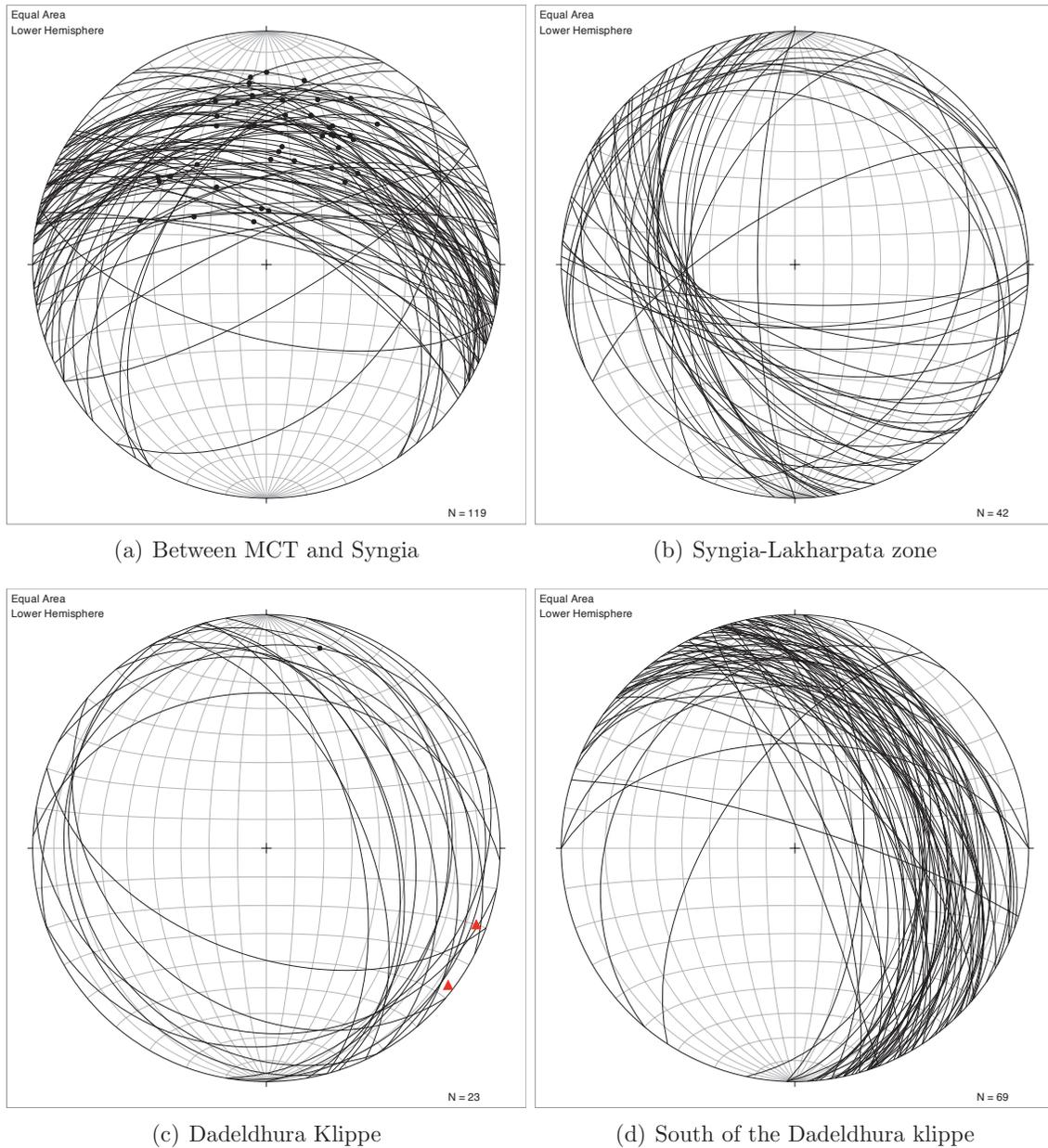


Figure 5: Foliation and bedding plane orientation for: (a) the area comprised between the MCT and the Syngia formation outcrop, (b) the Syngia-Lakharpata formation outcrop (cf Fig. 2), (c) the Dadeldura klippe, (d) the part of the section south of the Dadeldhura klippe. Black dots: Mineral lineation, Triangle: fold axes.



(a)



(b)

Figure 6: Isoclinal fold (a) and shear zone (b) within the Ranimata formation. Most of these zones present a top-to-the-south reverse sense of motion, leading to tectonic over-thickening of the Ranimata formation.

Table 1: Location and maximum temperature of the samples used for the RSCM. The normalized error is the standard deviation between spectra temperature divided by the square roots of the number of spectra.

Zone	Sample	Latitude	Longitude	maximum temperature (°C)	number of spectra	Normalized error
MCT zone and Kushma/Ranimata formation	KAR-11-010	N 29°53,388'	E 81°51,980'	593	18	6.3
	KAR-11-013	N 29°51,809'	E 81°52,518'	603	22	6.9
	KAR-11-016	N 29°50,705'	E 81°53,318'	588	27	5.1
	KAR-11-029	N 29°42,974'	E 81°50,269'	568	22	6.0
	KAR-11-032	N 29°41,740'	E 81°50,052'	536	20	4.5
	KAR-11-036	N 29°39,134'	E 81°52,708'	497	16	5.2
Syngia/Lakharpata zone	KAR-11-047	N 29°34,771'	E 81°47,736'	370	17	4.0
	KAR-11-053	N 29°31,518'	E 81°46,675'	382	20	3.5
Dadeldhura klippe	KAR-11-064	N 29°07,496'	E 81°33,892'	579	26	6.8
	KAR-11-066	N 29°06,012'	E 81°31,691'	551	20	5.2
	KAR-11-070	N 29°04,782'	E 81°28,159'	594	20	3.1
South of Klippe	KAR-11-080	N 28°50,865'	E 81°32,809'	509	26	4.7
	KAR-11-082	N 28°46,528'	E 81°35,039'	583	20	4.9
	KAR-11-083	N 28°45,455'	E 81°35,363'	494	21	4.2

7 Mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology.

In order to constrain the timing and kinematics of exhumation and deformation, we performed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology on white mica. This thermochronological system has a nominal closure temperature around comprise between 300 and 400°C (McDougall and Harrison, 1999; Harrison et al., 2009). Eleven samples were processed using the step-heating procedure (Lovera et al., 1991). For each sample around 5 mg of purified muscovite was separated and analyzed by the Western Australian Argon Isotope Facility at Curtin University of Technology on a MAP 215-50 mass spectrometer. Details for each sample are summarized in Table 2; samples are located on Figure 2; the age spectra are shown in Figure 7 and a plot of age versus structural distance to the MCT diagram is given in Figure 10(b).

Close to the MCT, mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages are comprised between 5.85 ± 0.67 Ma (KAR-11-28) and 6.21 ± 0.06 Ma (KAR-11-007). KAR-11-015 exhibits some excess Argon inhibiting formal establishment of a plateau age, but an exhumation age comprised between 5 and 6 Ma can be estimated. The degassing plateau of KAR-11-018 is not sufficiently constrained to be properly interpreted. This may be due to fluid circulation or Argon implantation. Nevertheless, an age of approximately 10 Ma is indicated by a large fraction of the gas released.

Approximately 60 km south of the MCT zone, sample KAR-11-039, (Fig. 7(b)) exhibits strong partial resetting at approximately 18 Ma. This partial resetting is consistent with the maximum temperature estimated 7 to 10 km south of this area by RSCM (370°C for KAR-11-047 and 382°C for KAR-11-053). KAR-11-050 underwent implantation but presents evidence for a partial reset younger than 27 Myr. Higher temperature degassing steps indicates older (pre-Himalayan) ages.

Between the Syngia-Lakharpata zone and the Dadeldhura klippe (Fig. 2), the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages are not well constrained (Fig. 7(b)). The degassing spectra of KAR-11-055 is difficult to interpret. This spectra could result from excess argon, but it is also possible this come from a mixed population of grains with two different ages. This sample present an overall age around 20-22 Myr but have to be consider with care.

In the Dadeldhura klippe, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mica ages appear synchronous between the north (sample KAR-11-059) and the south (sample KAR-11-064) of the klippe and closure of the system occurred between 17 and 20 Ma.

293 Six kilometers south of the klippe, sample KAR-11-069 (Fig. 7(c)) presents a mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
294 age plateau of 18.6 Ma. Finally, 17 km north of the MBT, and despite a peak temperature deter-
295 mined by RSCM above 500°C, sample KAR-11-079 shows only partial resetting from Proterozoic
296 ages (Fig. 7(d)). The degassing spectrum shows two plateaux, one at 150 Ma and a second one
297 around 30 Ma.

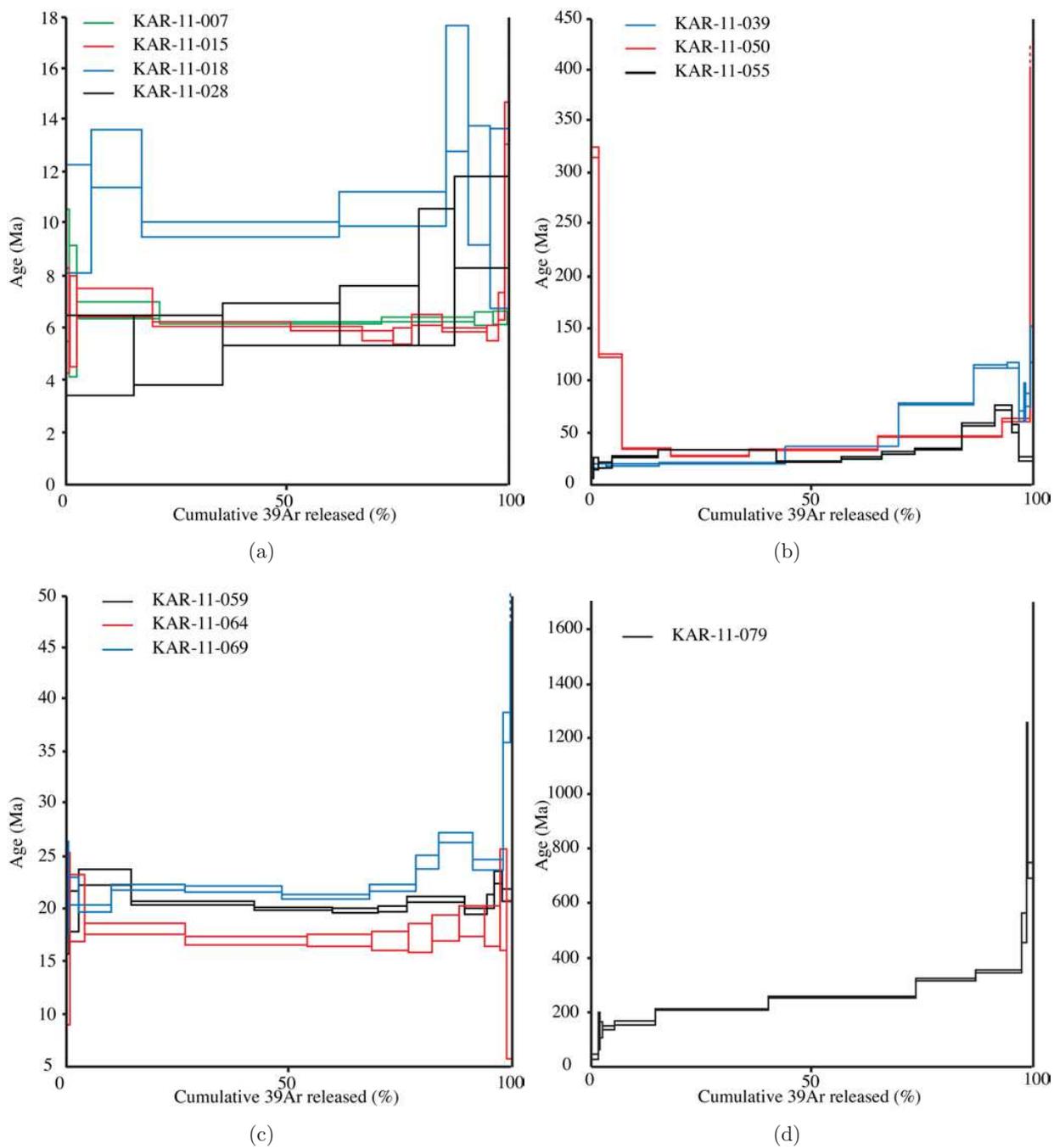


Figure 7: Age (Ma) versus the cumulative ^{39}Ar released (%). (a) MCT zone and Kushma-Ranimata Formation. (b) Syangia-Lakharpata zone. (c) Dadeldhura klippe. (d) South of the klippe. Note different age scale for plots.

Table 2: Location and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ exhumation age of the sample. NPP: No Proper Plateau, the age and the uncertainty can not be precisely determine.

Zone	Name	Latitude	Longitude	age	MSWD	Spreading factor
Zone MCT	KAR-11-007	N 29°54,411	E 81°53,265	6.16 ± 0.06 Ma	0.73	79.0 %
Kushma/Ranimata Nord 1	KAR-11-015	N 29°51,809	E 81°52,518	Approx 6 Ma	NPP	NPP
	KAR-11-018	N 29°48,849	E 81°51,782	Approx 10 Ma	NPP	NPP
	KAR-11-028	N 29°44,029	E 81°49,959	5.85 ± 0.67 Ma	1.68	
Syangia Lakharpata zone	KAR-11-039	N 29°38,413	E 81°52,307	Partially reset at 18 Ma	NPP	NPP
	KAR-11-050	N 29°33,538	E 81°47,871	< 27 Ma	NPP	NPP
Kushma/Ranimata Nord 2	KAR-11-055	N 29°28,313	E 81°42,602	Around 20-22 Ma	NPP	NPP
Dadeldhura Klippe	KAR-11-059	N 29°24,042	E 81°42,927	Approx 20 Ma	NPP	NPP
	KAR-11-064	N 29°07,496	E 81°33,892	16.92 ± 0.33 Ma	1.32	89.7 %
Kushma/Ranimata Sud	KAR-11-069	N 29°04,782	E 81°28,159	18.6 ± 1.8 Ma	1.71	40 %
	KAR-11-079	N 28°53,462	E 81°30,477	Paleozoic, partial reset at 150 Ma and 30 Ma	NPP	NPP

298 8 Discussion: Structure of the western Nepal Himalaya

299 8.1 The MCT zone:

300 In this study the MCT is defined as the transition between the High Himalaya (migmatitic parag-
301 neiss) and the Lesser Himalaya (Quartzite and micaschist) and is therefore consistent with the
302 definition used in the maps published by Murphy and Copeland (2005) and Robinson et al. (2006).
303 In contrast, Yakymchuk and Godin (2012) mapped the MCT 20 km further south. This difference
304 can be explained by the definition used by different authors for the MCT. Murphy and Copeland
305 (2005); Robinson et al. (2006) and this study used the transition between a migmatitic paragneiss,
306 mapped as High Himalaya, and a garnet micaschist attributed to lesser Himalayan. Alternatively,
307 Yakymchuk and Godin (2012) defined the MCT as the transition between two metamorphic zones,
308 one where the metamorphic path presents a retrograde section (decrease of both pressure and tem-
309 perature) and must be the hanging wall of a reverse fault, and one presenting a prograde path
310 only (increase of the pressure and temperature) and must therefore lie within the footwall of the
311 fault. Following Yakymchuk and Godin (2012) the MCT use in this study is call metamorphic
312 discontinuity (MD). Our definition of the MCT is pragmatic and makes it more easily identifiable
313 in the field, whereas the definition of Yakymchuk and Godin (2012) requires detailed petrologic
314 studies to identify the MCT.

315 Concerning the kinematics of the MCT zone, Robinson et al. (2006) and Yakymchuk and Godin
316 (2012) proposed that it is a classical reverse fault dipping northward by 55° and 30° respectively. In
317 contrast, Murphy and Copeland (2005) described the MCT zone as a 6 km thick top-to-the-south
318 shear zone with a slip direction around $N190^\circ$ and E-W isoclinal folds. Following this major, early
319 deformation stage, this shear zone was crossed and isolated by the Gurla Mandhata–Humla Fault
320 System (GMH), a southward dipping dextral fault that is the continuation of the Karakorum fault
321 zone and is still active today (Murphy et al., 2014).

322 Our field observations are corroborate with Murphy and Copeland’s (2005) model, despite
323 some differences. We did observe that, close to the MCT, the lineations defining top to the south
324 thrusting are rotated and overprinted by the strike-slip GMH motion. This strike slip deformation
325 occurs both in the ductile and brittle regimes. Therefore, we propose that, instead of isolating a
326 small block of the MCT zone, the strike-slip motion of the GMH reactivated and overprinted the

327 MCT zone (Fig 2).

328 South of the MCT zone, we determined by RSCM a gradient in maximum temperature of
329 4°C/km between the MCT and the Syngia formation outcrop (Fig. 2 and 10(a)). This temper-
330 ature gradient is very low compared to similar studies published by Bollinger et al. (2004) for
331 central Nepal, where the gradient is comprised between 25°C/km and 45°C/km south of the MCT
332 and close to the tectonic contact between the klippe and the Lesser Himalaya. This very low
333 temperature gradient suggests diffuse deformation by repeated thrusting and internal deformation
334 of Kushma Ranimata formations in this part of the fold an thrust belt (equilibrium wedge) rather
335 than localized deformation along major structures (Dahlen, 1990; Barr et al., 1991).

336 **8.2 The "Lesser Himalayan duplex".**

337 The Syngia and Lakharpata formations outcropping around the Humla and Mugu Karnali conflu-
338 ence are characterized by the lowest RSCM peak temperatures recorded along the section (370°C
339 for KAR-11-047 and 382°C for KAR-11-053, Fig. 10(a) and table 1). In their balanced cross-
340 section, Robinson et al. (2006) proposed that the Syngia formation anticline observed in this area
341 is related to the emergence of an antiformal stack generated by the duplexing of lesser Himalayan
342 units (Sangram, Gaylang, Syngia and Lakharpata formations exhumed from beneath the Ramgarh
343 thrust sheet). This interpretation implies the existence of a detachment layer between the Rani-
344 mata and the Sangram formations, and the underplating of these Lesser Himalayan units beneath
345 the Ramgarh thrust sheet and the Dadeldhura klippe.

346 The the peak temperatures obtained by RSCM in formations attributed by Robinson et al.
347 (2006) to the duplex are lower than peak temperatures of the overlying units. As the Syngia
348 and Lakharpata formations are outcropping as a tectonic window in Robinson et al.'s (2006)
349 interpretation, we would expect instead higher temperatures in these units than in the surrounding
350 Ranimata formation.

351 The RSCM data published in this study therefore suggest a new interpretation of this cross
352 section, in which the Syngia-Lakharpata units remain in their stratigraphic order rather than being
353 underthrust beneath the Dadeldhura klippe and outcrop as a window (Fig. 2). In this alternative
354 interpretation, the anti-formal shape of the Syngia formation is related to slight duplexing of the
355 Kushma formation but the development of this duplex is very limited compared to that proposed

356 by Robinson et al. (2006).

357 **8.3 South of the Dadeldhura klippe.**

358 The part of the section located south of the Dadeldhura klippe presents an alternation of Kushma
359 and Ranimata formations and Ulleri gneiss segmented into many thrust sheets (Fig. 2). Despite
360 local peak temperatures comprised between 500°C and 580°C (samples KAR-11-080, KAR-11-082
361 and KAR-11-083), muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages are Paleozoic and show only partial resetting, with
362 two minor plateaux around 150 and 30 Ma (sample KAR-11-079 in Fig 7(d)). The RSCM peak
363 temperatures have been determined on carbonaceous material that was included and deformed
364 in shear bands and not on isolated single grains where the peak temperature could have been
365 inherited from transported CM grain during sedimentation (Fig. 8).

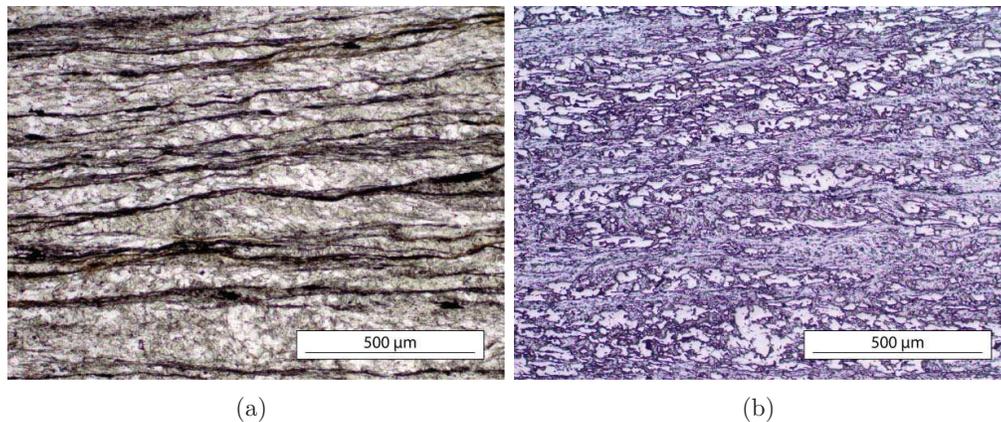


Figure 8: Transmitted (a) and reflected light (b) photograph of the thin section KAR-11-080. Note that the carbonaceous material is located in shear bands and not as isolated single grains.

366 Because the peak metamorphic temperatures determined by RSCM are significantly higher than
367 the closure temperature of the muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ system (approximately 400°C Harrison et al.
368 (2009)), we have to assume that the metamorphic grade observed south of the Dadeldhura klippe
369 is inherited and Paleozoic in age. In this hypothesis, south of the Dedeldhura klippe, the Ranimata
370 formation underwent metamorphism during the Paleozoic while still part of the Indian craton and
371 was later deformed into the western Nepal fold-and-thrust belt at lower temperatures. Several
372 authors have found evidence for an Early Paleozoic thin-skinned thrust belt reworked during the
373 Tertiary history of the Himalaya (Gehrels et al., 2003, 2006). It is possible that the high peak
374 temperatures found in the Ranimata formation south of the Dedeldhura klippe are inherited from

375 this previous tectonic phase. From this point of view, units found south of the Dadeldhura klippe
376 would have a history that is closely associated to the Dadeldhura klippe history.

377 This area is classically interpreted as a thick thrust sheet, the Ramgarh thrust, isolated beneath
378 and in front of the Dadeldhura klippe during the early stages of the collision (Pearson and DeCelles,
379 2005; Robinson et al., 2006). Our field observations (Fig.2), RSCM peak temperature estimates and
380 muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating suggest otherwise and lead us to conclude that 1) the metamorphism
381 observed in this area is Paleozoic and inherited from the Indian block during the collision 2) in
382 this area, the evolution of the fold-and-thrust belt is best explained by in-sequence thrusting of
383 an inherited metamorphic unit without the need for the Ramgarh thrust sheet (Fig. 2); and, 3) if
384 the Ramgarh thrust sheet exists, it must have been segmented in numerous smaller thrust sheets
385 during the later stage of the western Nepal fold and thrust belt development (Fig. 5(d)), at least
386 along the Karnali river, south of the Dadeldhura klippe.

387 **9 Kinematic evolution of the Western Nepal Fold and Thrust** 388 **belt.**

389 Based on our field observations and muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, we propose the following kine-
390 matic evolution for western Nepal (Fig. 9):

- 391 • between 22 and 20 My, thrusting of the Dadeldhura thrust sheet (KAR-11-055, KAR-11-059,
392 KAR-11-064, KAR-11-069). Partial décollement of the formations younger than the Sagram
393 formation;
- 394 • around 18 My, duplexing of the Kunsha-Ranimata formations north of the current Dadeld-
395 hura Klippe beneath the Syngia-Lakharpata formation outcrop (KAR-11-039 and KAR-11-
396 050) and in the MCT zone. Isolation of the Dadeldhura klippe. In the MCT zone, thrusting
397 occurs along two detachment layer: at the base of the Kushma formation and in (or at the
398 top) of the Ranimata formation.
- 399 • between 7 and 6 My exhumation in the MCT zone dues to out-of-sequence thrusting in the
400 northern part of the section or underthrusting of a ramp located on the Main Himalayan

401 Thrust; this thrusting may have reactivated older structures in other parts of the fold-and-
 402 thrust belt or propagated toward the south, generating numerous thrusts, which explains
 403 the very low metamorphic gradient across the 35 northernmost kilometers of the section
 404 ($4^{\circ}\text{C}/\text{km}$) (Sample KAR-11-007, KAR-11-015, KAR-11-018 and KAR-11-028 for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
 405 thermochronology and KAR-11-010, KAR-11-013, KAR-11-016, KAR-11-029, KAR-11-032
 406 for RSCM). Erosion of the upper part of the MCT duplex;

- 407 • possibly at the same period, faulting and stacking of the inherited metamorphic area south
 408 of the Dadeldhura klippe (KAR-11-079); however, due to the partial resetting of this sample,
 409 the timing of this deformation is difficult to constrain;
- 410 • eventually, reactivation of the MCT shear zone by strike-slip deformation along the GMH
 411 fault; this deformation occurs at lower P-T condition than the MCT (ductile to brittle
 412 deformation).

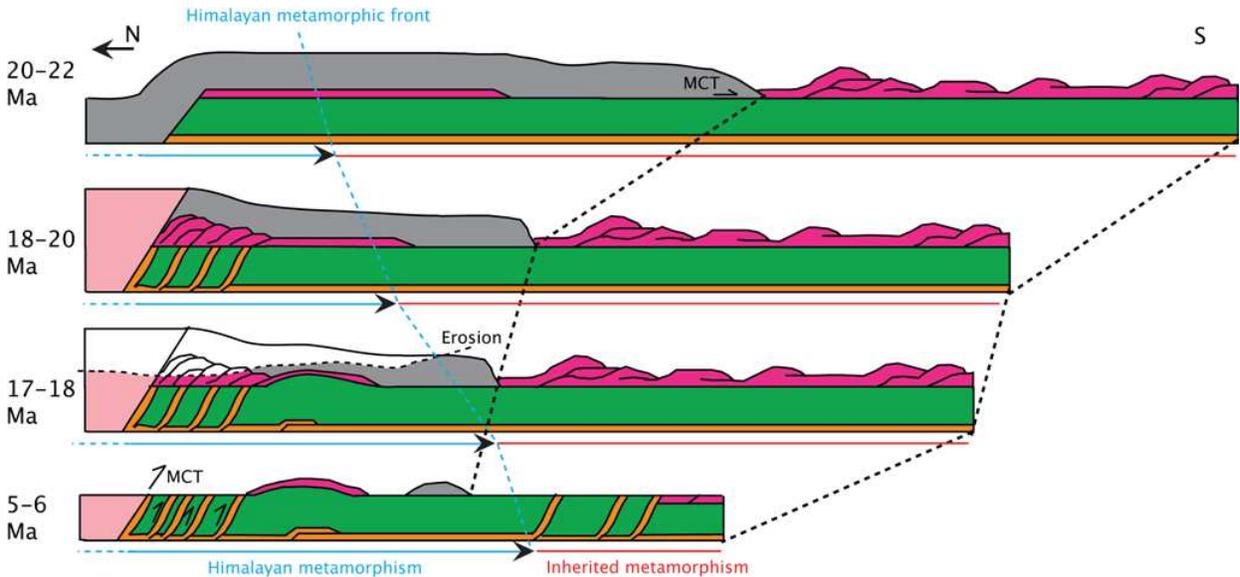


Figure 9: Schematic kinematic for Western Nepal proposed by this study. This sketch is unbalanced.

413 10 Conclusions

414 This study provides additional mapping, structural, RSCM and muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronol-
 415 ogy constraints on the relatively poorly documented tectonic evolution of western Nepal. These

416 data show that the MCT zone underwent two deformation stages; the oldest is characterized by
417 top-to-the-south reverse motion along a 45°N dipping thrust plane. During the youngest event,
418 this shear zone was reactivated as a strike-slip shear zone by the GMH fault system both in the
419 ductile and brittle deformation regimes

420 Estimation of the peak metamorphic temperatures using RSCM in an area that has been so
421 far described as the emergence of the Lesser Himalayan duplex are lower than in the surrounding
422 areas. Based on this observation, we propose that the Syngia-Lakharpata units outcropping north
423 of the Dadeldhura klippe remained in their stratigraphical order rather than being underthrust
424 beneath the Dadeldhura klippe. Consequently, the Lesser Himalayan duplex is only a poorly
425 developed duplex of the Kushma formation generating the observed anticline rather than a major
426 feature built by the underthrusting of lesser Himalaya units.

427 South of the Dadeldhura klippe, the Karnali cross-section presents an alternation of Kushma
428 and Ranimata formations, which we interpret as a succession of several northward dipping thrust
429 sheets. In this area, the muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ system is only partially reset despite a metamorphic
430 peak temperature determined at over 500°C by RSCM. This suggest that, south of the klippe, the
431 metamorphism is inherited and observed structures suggest that this inherited unit has been faulted
432 in numerous thrust sheet and stacked during the Neogene evolution of the range. Consequently,
433 the Ramgarh thrust sheet is not required to explain the observations.

434 In addition to this new interpretation of the Karnali cross section, we propose a new kinematic
435 model based on muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology. In this model, exhumation occurs in
436 le MCT zone around 5-6 Myr, and is associate to diffuse deformation across the north part of
437 this section. The MCT is then reactivated by the GMH fault system. The emplacement of the
438 Dadeldhura thrust sheet occurs between 20 and 22 Myr and deformation lead to the isolation of
439 the current klippe around 18 Myr.

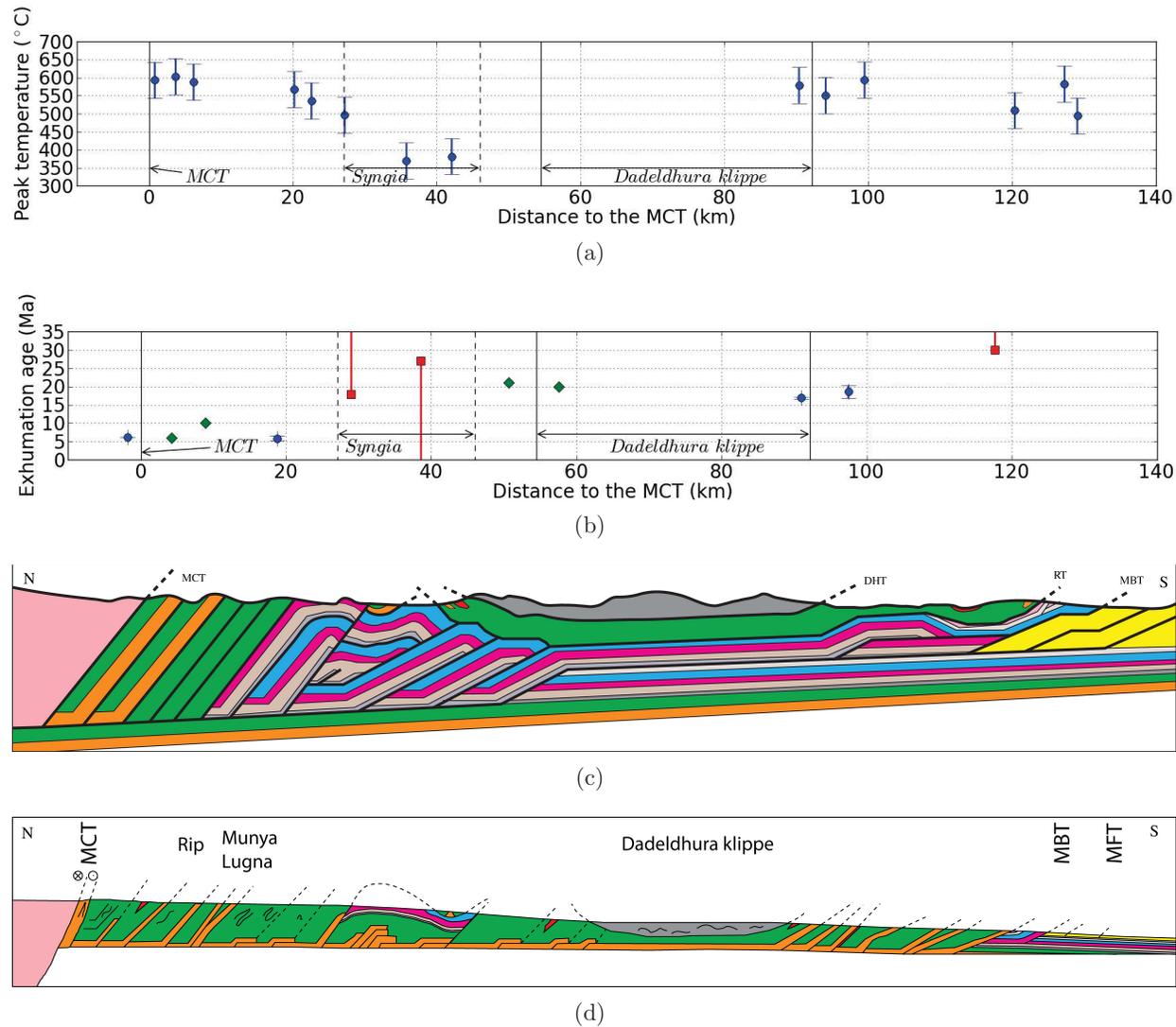


Figure 10: 10(a) Metamorphic peak temperature determined by RSCM as a function of the distance to the MCT. 10(b) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages as a function of the distance to the MCT. Blue: precise age and associate uncertainty, Green: approximate age, Red: minimum or maximum age. 10(c) Simikot cross section modified from Robinson et al. (2006). 10(d) Cross section proposed by this study.

References

- 440
441 T.D. Barr, F.A. Dahlen, and D.C McPhail. Brittle Frictional Mountain Building 3. Low-Grade
442 Metamorphism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B6):10,319–10,336, doi:
443 10.1029/91JB00295 1991.
- 444 A. Berger, F. Jouanne, R. Hassani, and J.L Mugnier. Modelling the spatial distribution of present-
445 day deformation in Nepal: how cylindrical is the Main Himalayan Thrust in Nepal? *Geophysical*
446 *Journal International*, 156:94–114, 2004.
- 447 M. Bernet, P. van der Beek, R. Pik, P. Huyghe, J.-L. Mugnier, E. Labrin, and A. Szulc. Miocene
448 to Recent exhumation of the central Himalaya determined from combined detrital zircon fission-
449 track and U/Pb analysis of Siwalik sediments, western Nepal. *Basin Research*, 18:393–412,
450 2006.
- 451 O. Beyssac, B. Goffé, C. Chopin, and J.N. Rouzaud. Raman spectra of carbonaceous material in
452 metasediments: a new geothermometer. *Journal of metamorphic geology*, 20:859–871, 2002.
- 453 O. Beyssac, L. Bollinger, J.P. Avouac, and B. Goffé. Thermal metamorphism in the lesser Himalaya
454 of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *Earth and Planetary*
455 *Science Letters*, 225:233–241, doi:10.1016/j.epsl.2004.05.023 2004.
- 456 L. Bollinger, J.P. Avouac, O. Beyssac, E.J. Catlos, T.M Harrison, M. Grove, B. Goffé, and S. Sap-
457 kota. Thermal structure and exhumation history of the Lesser Himalaya in central Nepal.
458 *Tectonics*, 23(TC5015), doi:10.1029/2003TC001564 2004.
- 459 L. Bollinger, P. Henry, and J.P. Avouac. Mountain building in the Nepal Himalaya: Thermal and
460 kinematic model. *Earth and Planetary Science Letters*, 244:58–71, 2006.
- 461 B. Bookhagen and D.W. Burbank. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along
462 the Himalaya. *Geophysical Research Letters*, 33(L08405), doi:10.1029/2006GL026037 2006.
- 463 F.A. Dahlen. Critical taper model of fold and thrust belts and accretionary wedges. *Annual Review*
464 *of Earth and Planetary Sciences*, 18:55–99, 1990.

- 465 P.G. DeCelles, G.E. Gehrels, J. Quade, and T.P. Ojha. Eocene–early Miocene foreland basin
466 development and the history of Himalayan thrusting, western and central Nepal. *Tectonics*, 17:
467 741–765, doi:10.1029/98TC02598 1998.
- 468 P.G. DeCelles, G.E. Gehrels, J. Quade and B. LaReau, and M. Spurlin. Tectonic implications of
469 U-Pb zircon ages of the Himalayan orogenic belt in Nepal. *Science*, 288:497–499, 2000.
- 470 P.G. DeCelles, D.M. Robinson, J. Quade, T.P. Ojha, C.N. Garzione, P. Copeland, and B.N. Upreti.
471 Stratigraphy, structure, and tectonic evolution of the Himalayan fold-thrust belt in western
472 Nepal. *Tectonics*, 20(4):487–509, 2001.
- 473 C. Duncan, J. Masek, and E. Fielding. How steep are the Himalaya? Characteristics and implica-
474 tions of along-strike topographic variations. *Geology*, 31(1):31–78, 2003.
- 475 J.M. Ferry and F.S. Spear. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between
476 biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66:113–117, 1976.
- 477 A. Gansser. *Geology of the Himalayas*. Wiley-Interscience, New York, 1964.
- 478 G.E. Gehrels, P.G. DeCelles, A. Martin, T.P. Ojha, G. Pinhass, and B.N. Upreti. Initiation of
479 the Himalayan Orogen as an Early Paleozoic Thin-skinned Thrust Belt. *GSA Today*, 13(9):4–9,
480 2003.
- 481 G.E. Gehrels, P.G. DeCelles, T.P. Ojha, and B.N. Upreti. Geologic and U-Th-Pb geochronologic
482 evidence for early Paleozoic tectonism in the Kathmandu thrust sheet, central Nepal Himalaya.
483 *GSA Bulletin*, 118(1/2):185–198, doi: 10.1130/B25753.1 2006.
- 484 T. M. Harrison, J. Célrier, A.B. Aikman, J. Hermann, and M.T. Heizler. Diffusion of ^{40}Ar in
485 muscovite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73:1039–1051, 2009.
- 486 F. Herman, P. Copeland, J.P. Avouac, L. Bollinger, G. Mahéo, P. Le Fort, S. Rai, D. Foster,
487 A. Pêcher, K. Stüwe, and P. Henry. Exhumation, crustal deformation, and thermal struc-
488 ture of the Nepal Himalaya derived from the inversion of thermochronological and thermobar-
489 ometric data and modeling of the topography. *Journal of Geophysical Research*, 115(B06407),
490 doi:10.1029/2008JB006126 2010.

- 491 T.J.B Holland and R. Powell. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of
492 petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16:309–344, 1998.
- 493 F. Jouanne, J.L Mugnier, J.F Gamond, P. Le Fort, M.R Oandey, L. Bollinger, M. Flouzat, and J.P.
494 Avouac. Current shortening across the Himalayas of Nepal. *Geophysical Journal International*,
495 157:1–14, 2004.
- 496 P. Le Fort. Himalaya : the collided range : Present knowledge of the continental arc. *American*
497 *Journal of Science*, 275A:1–44, 1975.
- 498 O.M. Lovera, F.M. Richter, and T.M. Harrison. Diffusion domains determined by ^{39}Ar released
499 during step heating. *Journal of Geophysical Research*, 96:2057–2069, 1991.
- 500 I. McDougall and T.M Harrison. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*.
501 Oxford University Press, 2nd edn, new york, edition, 1999.
- 502 N. McQuarrie, D. Robinson, S. Long, T. Tobgay, D. Grujic, G. Gehrels, and M. Ducea. Preliminary
503 stratigraphic and structural architecture of Bhutan: Implications for the along strike architecture
504 of the Himalayan system. *Earth and Planetary Science Letters*, 272:105–117, 2008.
- 505 M. A. Murphy, M. H. Taylor, J. Gosse, C. R. P. Silver, D. M. Whipp, and C. Beaumont. Limit
506 of strain partitioning in the Himalaya marked by large earthquakes in western Nepal. *Nature*
507 *Geoscience*, 7:38–42, doi:10.1038/ngeo2017 2014.
- 508 M.A. Murphy and P. Copeland. Transtensional deformation in the central Himalaya and
509 its role in accommodating growth of the Himalayan orogen. *Tectonics*, 24(TC4012),
510 doi:10.1029/2004TC001659 2005.
- 511 J. Nábělek, G. Hetényi, J. Vergne, S. Sapkota, B. Kaffle, M. Jiang, H. Su, J. Chen, B.S. Huang,
512 and Hi-CLIMB Team. Underplating in the Himalaya-Tibet Collision Zone Revealed by the
513 Hi-CLIMB Experiment. *Science*, 325:1371–1374, 2009.
- 514 R.R. Parrish and K.V. Hodges. Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and
515 Greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya. *Geological Society of America Bulletin*, 108:
516 905–911, 1996.

- 517 O.N. Pearson and P.G. DeCelles. Structural geology and regional tectonic significance
518 of the Ramgarh thrust, Himalayan fold-thrust belt of Nepal. *Tectonics*, 24(TC4008),
519 doi:10.1029/2003TC001617 2005.
- 520 R. Powell and T.J.B Holland. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties
521 and correlations: 3. Application to geobarometry, worked examples and a computer program.
522 *Journal of Metamorphic Geology*, 6:174–204, 1988.
- 523 R. Powell and T.J.B Holland. On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26:155–179,
524 2008.
- 525 X. Robert, P. Van Der Beek, J. Braun, C. Perry, and J.L Mugnier. Control of detachment geom-
526 etry on lateral variations in exhumation rates in the Himalaya: Insights from low-temperature
527 thermochronology and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 116(B05202),
528 doi:10.1029/2010JB007893 2011.
- 529 D.M. Robinson, P.G. DeCelles, and P. Copeland. Tectonic evolution of the Himalayan thrust belt
530 in western Nepal: Implications for channel flow models. *Geological Society of America Bulletin*,
531 118(7/8):865–885, 2006.
- 532 D. Schelling. The tectonostratigraphy and structure of the eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, 1:
533 925–943, 1992.
- 534 V. Schulte-Pelkum, G. Monsalve, A. Sheehan, M. R. Pandey, S. Sapkota, R. Bilham, and F. Wu.
535 Imaging the Indian subcontinent beneath the Himalaya. *Nature*, 435, doi:10.1038/nature03678
536 2005.
- 537 J. Stöcklin. Geology of Nepal and its regional frame. *Journal of the Geological society of london*,
538 137(1-34), 1980.
- 539 R.C. Thiede and T. A. Ehlers. Large spatial and temporal variations in Himalayan denudation.
540 *Earth and Planetary Science Letters*, 371-372:278–293, 2013.
- 541 R.C. Thiede, T. A. Ehlers, B. Bookhagen, and M.R. Strecker. Erosional variability along the
542 northwest Himalaya. *Journal of Geophysical Research*, 114(F01015), doi:10.1029/2008JF001010
543 2009.

- 544 B.N. Upreti. Stratigraphy of the western Nepal Lesser Himalaya: A synthesis. *Journal of Nepal*
545 *Geological society*, 13:11–28, 1996.
- 546 B.N. Upreti and P. Le Fort. Lesser Himalayan cristalline nappes of Nepal: Problems of their origin.
547 *Geological Society of America, Special Paper*, 328:225–238, 1999.
- 548 C. Yakymchuk and L. Godin. Coupled role of deformation and metamorphism in the construction of
549 inverted metamorphic sequences: an example from far-northwest Nepal. *Journal of metamorphic*
550 *geology*, 30:513–535, 2012.
- 551 A. Yin. Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike vari-
552 ation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation. *Earth-Science*
553 *Reviews*, 76:1–131, 2006.

3.11 Quelle cohérence entre les modèles numériques et les observations de terrain ?

Si les simulations numériques, et plus particulièrement le modèle 2 (Run 168) après 26 Ma de raccourcissement étaient de bons analogues pour la coupe de [Robinson et al. \(2006\)](#), les corrélations sont plus difficiles à établir entre ces modèles et la coupe proposée ici. En effet, dans le modèle 2, les klippes sont isolées par le sous plaquage, sous le plateau Tibétain et les unités du Haut Himalaya, de nappes de Moyen Pays formant un duplex. En raison de la présence de deux niveaux de décollement dans la coupe de la Karnali que nous avons présentée ci-dessus, le duplex des unités situées au dessus du décollement de la base de la formation du Sagram a été complètement érodé, le duplex des unités des formations du Kushma et du Ranimata a été tronqué par l'érosion et ces formations apparaissent maintenant dans la zone du MCT comme un « imbricate fan ». La zone située au Sud de la klippe de Dadeldhura est correctement représentée par les simulations numériques ; avec une série de chevauchements vers le Sud ; sans nappe équivalente au « Ramgarh Thrust Sheet » ; et avec la forme de la klippe de Dadeldhura. Dans l'interprétation que nous faisons ici de la zone de la Karnali, nous n'avons plus le duplex massif proposé par [Robinson et al. \(2006\)](#) et reproduit avec succès par le modèle numérique.

D'un autre coté, les simulations numériques prédisent des températures maximums environs 100°C plus élevées que celles que nous avons déterminé par RSCM dans la zone Syangia-Lakharpata au Nord de la klippe de Dadeldhura, ce qui tend à remettre en question l'existence d'un duplex massif de Moyen Pays exhumant des roches profondes dans cette zone. De plus, les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite que nous avons établi le long de la Karnali ne correspondent pas à ceux prédits par le modèle (trop jeune dans la zone de la klippe, pas suffisamment réseté au Sud de la klippe... cf figure 2.5(f) pour une température de fermeture de 350°C).

Comment pouvons nous améliorer les modèles numériques pour mieux rendre compte de l'interprétation que nous avons faite pour la région de la Karnali ? Plusieurs hypothèses seraient à considérer. Dans un premier temps, je pense qu'il serait intéressant de calculer l'évolution du système pour deux niveaux de décolle-

ment : un situé à 16 km de profondeur pour prendre en compte le décollement à la base de la formation du Kushma et un second, moins profond, entre 5 et 8 km de profondeur, pour simuler le niveau de décollement à la base de la formation du Sagram. Dans un second temps, il serait intéressant de tester la sensibilité du système à la résistance de ces niveaux de décollement. En effet, on peut suspecter que des niveaux de décollement plus faibles auront tendance à favoriser la propagation en séquence des chevauchements et des duplexes moins raides et plus allongés. Ceci devrait ainsi limiter le développement d'un unique duplex massif au nord de la klippe de Dadeldhura. Si ces premiers tests sont concluants, il faudra travailler sur le modèle thermique afin d'avoir, au Sud de la klippe de Dadeldhura, une première zone dans laquelle le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite est remis à zéro, et légèrement au Sud de cette zone, une seconde dans laquelle le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ n'est que partiellement remis à zéro. Enfin, l'impact du climat sur l'exhumation sera à tester avec un modèle de processus de surface plus avancé que celui que nous avons utilisé. Il est possible qu'une exhumation localisée favorise le développement vertical des duplexes, là où une exhumation plus diffuse pourrait favoriser un développement horizontal plus important.

En raison de l'arrivée tardive de certaines données de terrain ayant permis de contraindre la coupe présentée ici, ces différentes hypothèses n'ont pas pu être testées numériquement. En cas d'utilisation d'un second niveau de décollement, la résolution verticale du modèle devra être augmentée afin de conserver un nombre de noeuds suffisant au sein des différentes nappes. Cela augmentera significativement le temps de calcul. De même, si un modèle de processus de surface plus avancé est utilisé, il est classique, lorsque l'on couple un modèle de processus de surface à un modèle thermomécanique, d'utiliser des pas de temps plus courts pour calculer les processus de surface que pour calculer les processus crustaux. Cela peut également avoir un impact non négligeable sur le temps de calcul.

Transition

Comme cela a été discuté dans la partie 2 de cette thèse, la pré-existence du plateau du Tibet est un élément majeur dans le contrôle de la géométrie des chevauchements du Moyen Pays Himalayen. En effet, les collisions continentales et les chaînes de montagne actives ne sont pas les seuls mécanismes permettant de créer du relief.

L'existence de plateaux continentaux, larges zones au relief limité mais à l'altitude moyenne supérieure à 4000 m tel que le plateau Tibétain ou l'Altiplaneau, exercent un très fort impact sur la tectonique et le climat de notre planète. Dans la dernière partie de cette thèse, nous nous sommes intéressés à un segment de 25 km de croûte continentale actuellement à l'affleurement dans le massif de El Oro en Equateur, sur laquelle des estimations pression-température, de la géochimie et de la modélisation numérique ont été effectués en vue de contraindre l'histoire thermique de cette zone et les mécanismes se déroulant en profondeur, dans la croûte continentale.

Les objectifs et la zone étudiée sont très différents de l'Himalaya, cependant, l'approche utilisée est très proche de ce qui a été présenté ci-dessus, avec une étude couplée entre données de terrain, données de laboratoire et modélisation numériques.

LE MASSIF MÉTAMORPHIQUE DE EL ORO (EQUATEUR) : DES INDICES DE CONVECTION CRUSTALE.

4

SOMMAIRE

4.1	LE MASSIF DE EL ORO	199
4.1.1	Contexte Géologique.	201
4.1.2	L'unité de la Bocana : quelques précisions sur les migmatites.	202
4.1.3	Pétrologie et estimations pression-température au sein du massif métamorphique de El Oro.	204
4.1.4	Comment expliquer un tel gradient géothermique ?	205
4.2	MODÉLISATION NUMÉRIQUE	209
4.2.1	Le code de diffusion thermique	210
4.2.2	Setup	210
4.2.3	Résultats	211
4.3	DISCUSSION	215
4.3.1	Source de chaleur	215
4.3.2	Modélisation numérique	217
4.3.3	Implication rhéologique : une approche par le nombre de Rayleigh	217
4.3.4	Perspectives	219
4.4	IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES :	220
4.5	CONCLUSIONS	221
4.6	« EVIDENCES OF CONVECTION IN A PARTIALLY MOLTEN METASEDIMENTARY CRUST. »	222

CE chapitre présente une étude réalisée conjointement avec Nicolas Riel, alors **A**TER au sein du laboratoire ISTerre. Cette étude nous permet d'estimer le gradient métamorphique grâce à une série d'estimations Pression Température, réalisées par Nicolas Riel, dans une unité métasédimentaire partiellement migmatitisée au Trias. Cette série est une section de croûte de 25km d'épaisseur affleurant

au sein du complexe métamorphique de El Oro (Equateur). Ce gradient métamorphique présente un gradient très fort dans sa partie supérieure ($\pm 45^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ entre 0 et 16 km de profondeur) puis un gradient métamorphique extrêmement faible, de l'ordre de $15^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ entre 16 et 25 km de profondeur.

Dans le cadre de cette étude, j'ai développé un modèle numérique permettant de tester différents mécanismes des transferts thermiques influençant la diffusion de chaleur afin d'expliquer la forme du gradient métamorphique observé (chaleur latente de fusion, capacité et conductivité thermique dépendante de la température, extraction de liquide...). Nous montrons que la seule manière de reproduire par la modélisation le géotherme observé est de mettre en place un mécanisme de convection crustale dans la zone de fusion de la biotite. L'existence d'un tel mécanisme a de très fortes implications, aussi bien en terme de rhéologie de la croûte, qu'en terme de formation des plateaux continentaux ; cela sera discuté dans ce chapitre.

THIS chapter presents a study done with Nicolas Riel, ATER in the ISTerre laboratory. In this study, we estimate the metamorphic gradient through a 25 km thick migmatitic continental crust section outcropping in the El Oro massif, Equator. This section displays a strong metamorphic gradient ($\pm 45^{\circ}\text{C.km}^{-1}$) in the upper part (between 0 and 16 km depth) and a very low metamorphic gradient on the lower part ($15^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ between 16 and 25 km depth).

Based on these observations, I developed a numerical model in order to test different heat transfer mechanisms that may explain the observed metamorphic gradient. We show that the only way to reproduce the observed geotherm is to take into account crustal convection in the partially melted zone caused by biotite de-hydration. The existence of such mechanism has strong implication, as well on the crust rheology as on continental plateau formation and dynamics.

Contexte dans lequel a été réalisée cette étude

En février 2012, alors que je viens d'apprendre qu'en raison d'un problème d'irradiation les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar sur muscovite programmés dans le cadre de ma thèse seront disponibles avec neuf mois de retard, une discussion avec Nicolas Riel, alors en train de finir sa thèse sur le massif de El Oro en Equateur, m'amène à m'intéresser aux gradients métamorphiques qu'il a déterminés dans cette région.

En effet, des résultats préliminaires suggèrent que le gradient métamorphique maximum calculé à travers 25 km de métasédiments affiche un coude important vers 16 km profondeur séparant une zone supérieure métasédimentaire, présentant un gradient métamorphique de $\pm 45^\circ\text{C.km}^{-1}$, et une zone plus profonde, migmatitique, présentant un gradient métamorphique beaucoup plus faible de $\pm 15^\circ\text{C.km}^{-1}$. L'hypothèse initiale est que cette différence de gradient métamorphique est liée à un effet tampon généré par la « capture » de chaleur liée à l'enthalpie de fusion de la biotite et de la muscovite.

Je'ai alors proposé à Nicolas Riel de développer un programme permettant de tester cette hypothèse et éventuellement, si cette hypothèse se confirmait, de préciser les valeurs des enthalpies de fusion de la biotite et de la muscovite. Comme nous le verrons dans ce chapitre, cette hypothèse n'a pas été confirmée et cette étude nous a amené à proposer l'existence de convection crustale au Trias dans les paléo-Andes afin de pouvoir expliquer le gradient observé. Cette étude a été valorisée par l'écriture et la soumission d'un article à *Geology*.

Si ces problèmes de migmatisation de la croûte inférieure au Trias peuvent sembler très loin de mon projet de thèse sur les duplexes crustaux himalayens, nous verrons que la méthodologie et les outils utilisés sont en réalité très proches de ceux que j'ai employé en Himalaya avec, entre autre, une forte interaction entre de la modélisation numérique d'une part, et les observations pétrologiques, géochimiques et métamorphiques d'autre part.

4.1 Le massif de El Oro

Le massif de El Oro est un massif de 2400 km² situé sur le Sud Ouest de l'Equateur et le Nord Ouest du Pérou (Fig. 4.1).

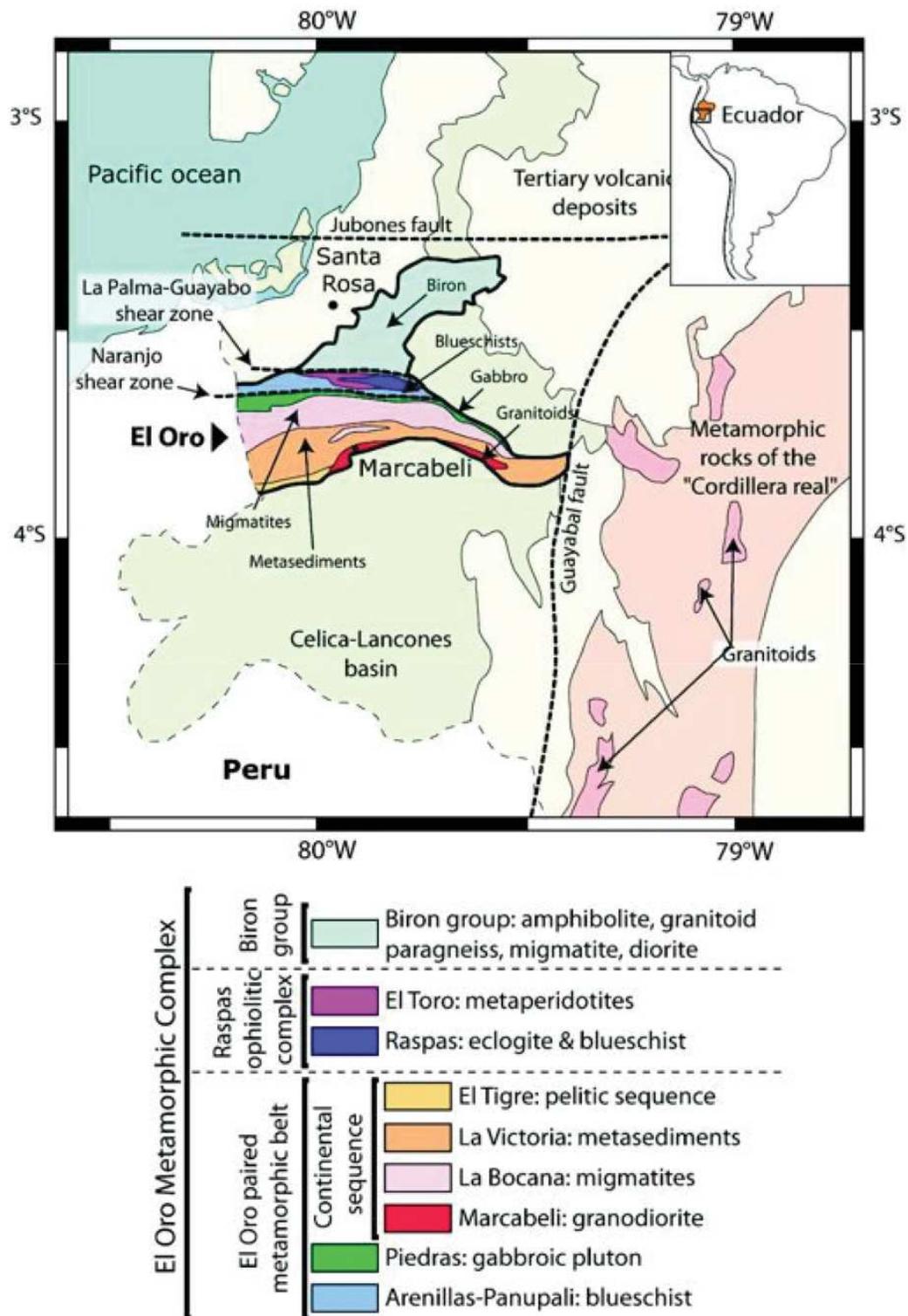


FIGURE 4.1 – Localisation et carte géologique simplifiée du massif de El Oro ; Figure extraite de Riel (2012).

4.1.1 Contexte Géologique.

Le massif de El Oro est classiquement divisé en trois complexes (Fig. 4.1). Dans l'ensemble, les plans de déformations principaux ont une orientation Est Ouest et sont très redressées (entre 60 et 90°).

Lithologies

- Le complexe de Biròn, au Nord de la faille de La Palma-Guayabo, correspond au socle métamorphique triasique et présente une grande diversité de lithologies et de faciès métamorphiques. Ce massif est constitué de métasédiments, de granitoïdes, de métadiorites et d'amphibolites présentant des faciès métamorphiques allant de schiste vert au Nord à granulitique en se rapprochant de la faille de La Palma-Guayabo (Gabriele 2002, Riel 2012).
- Le complexe ophiolitique de Raspas, au Sud de la faille de La Palma-Guayabo, présente des éclogites, des schistes bleus, des métasédiments éclogitiques et un corps ultramafique de métapéridotites (l'Unité de El Toro)(Riel 2012). Gabriele (2002) et John *et al.* (2010) ont estimé que ce massif a subi une température et pression maximum de $580 \pm 50^\circ\text{C}$ et 18 ± 2 kbar.
- Au sud, le complexe métamorphique de El Oro auquel s'est principalement intéressé cette étude est une section d'avant-arc complète, métamorphisée au Trias et basculée au Crétacé. Elle conserve dans sa partie Nord des unités d'affinité océanique sous-plaquées (gabbro et schistes bleus) (unité de Piedras et d'Arenillas-Panupali, Fig. 4.2). En partant de l'unité de Piedras et en se dirigeant vers le Sud, le grade métamorphique diminue depuis l'unité migmatitique de la Bocana et en passant l'unité métasédimentaire de la Victoria, les granodiorites de l'unité de Marcabeli issus de l'extraction partielle des liquides de déshydratation de la muscovite de l'unité de la Bocana. L'unité de Marcabeli est elle-même recouverte par la séquence quartzo-pélitique de l'unité de El Tigre (Fig. 4.2).

4.1.2 L'unité de la Bocana : quelques précisions sur les migmatites.

L'unité migmatitique de La Bocana tient un rôle clef dans l'étude présentée ici. Les migmatites sont des roches ayant subi une fusion partielle plus ou moins importante lors d'un épisode métamorphique de haute température. Cette fusion partielle peut, en fonction de la composition chimique de la roche et de la quantité d'eau qu'elle contient, commencer à partir de 650°C. Le liquide nouvellement formé va constituer le leucosome, principalement constitué de feldspath et de quartz, tandis que la partie résiduelle d'où a été extrait le liquide, formera le mélanosome (principalement biotite, grenat, feldspath potassique...).

Lorsque le comportement rhéologique de la migmatite est dominé par la phase solide, on parle de Métatexite et lorsque celui-ci est dominé par la phase liquide, on parle de Diatexite.

L'unité de la Bocana (Fig. 4.2) présente un grade métamorphique en augmentation du Sud vers le Nord. Au Sud, il y a 1 à 1,5km de métatexite. Lorsque l'on se déplace vers le Nord, on rentre dans une zone dans laquelle les températures et donc le taux de fusion augmente pour former une diatexite à grenats qui constitue la plus grande partie de l'unité de la Bocana, soit 7 à 8 km d'épaisseur.

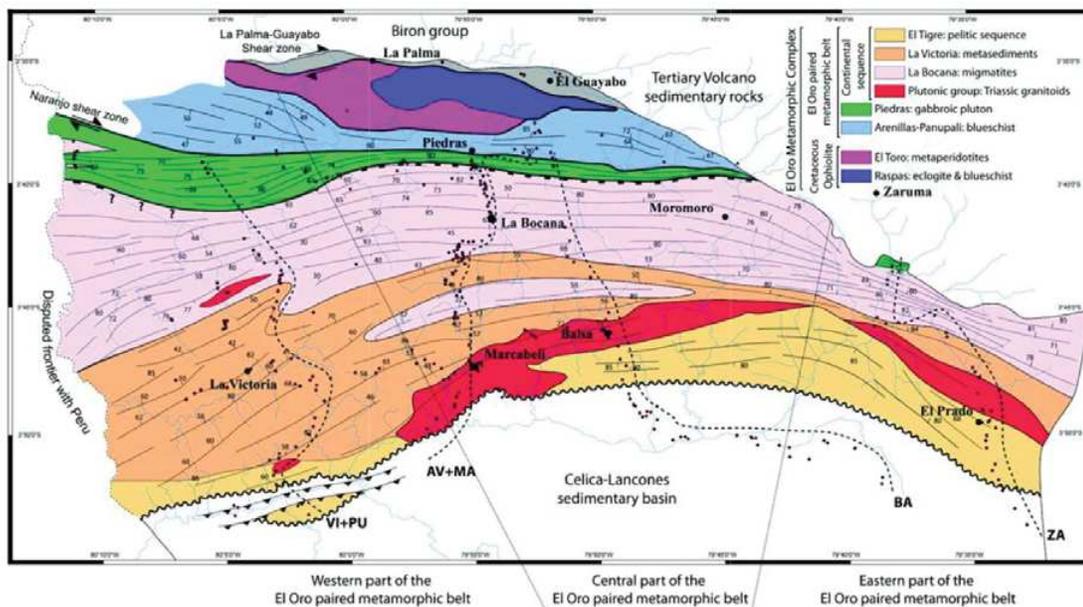
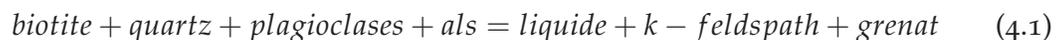


FIGURE 4.2 – Carte géologique du complexe métamorphique de El Oro situé au Sud du massif du même nom. Figure extraite de (Riel 2012).

Histoire géologique

Il est maintenant clairement établi (Gabriele 2002, Riel 2012, Riel *et al.* 2013) que le complexe métamorphique de El Oro est une section de croûte continentale de 25km d'épaisseur métamorphisée au Trias par la mise en place d'une intrusion gabbroïque à sa base (unité de Piedras). Cette intrusion gabbroïque vers 230Ma (Noble *et al.* 1997, Cochrane *et al.* 2014) a entraîné la migmatisation de 8-10 km de croûte continentale (unité de la Bocana), la métamorphisation des sédiments de l'unité de la Victoria et la mise en place de la granodiorite de l'unité de Marcabeli par extraction des liquides de fusion partielle issus de la déshydratation de la muscovite.

Les gabbros de l'unité de Piedras se sont mis en place à une température d'environ 1250°C. Ceci a entraîné un réchauffement des unités sédimentaires sus-jacentes. Lorsque la température des sédiments atteint 660°C, la fusion partielle commence avec la déshydratation de la muscovite. Une partie de ces liquides est extraite et va former l'unité de Marcabeli, en incorporant des liquides issus des gabbros. Lorsque la température atteint 750°C, la biotite commence à fondre, ce qui contrôle la formation des liquides de fusion partielle selon la réaction 4.1.



Une étude géochimique (Riel *et al.* (submit) et section 4.6) montre, à partir de diagramme de Terre Rare, que les liquides de fusion partielle issus de la déshydratation de la biotite ne sont pas extraits (Cf. section 4.1.4). Nous avons donc, au fur et à mesure du réchauffement de la croûte continentale par les gabbros, l'apparition d'un front de fusion de la muscovite, partant du contact entre les Gabbros et les sédiments, puis, s'élevant au sein de la pile. Ce front est lui même suivi d'un front de fusion partielle associé à la déshydratation de la biotite présente plus en profondeur au même instant (Fig. 4.3).

Suite à cet événement de haute température, une unité « schistes bleus » (unité de Arenillas-Panupali) a été sous-plaquée à l'unité de Piedras vers 226Ma (Gabriele 2002) refroidissant rapidement l'avant-arc.

Cette évolution est synthétisée dans la figure 4.3

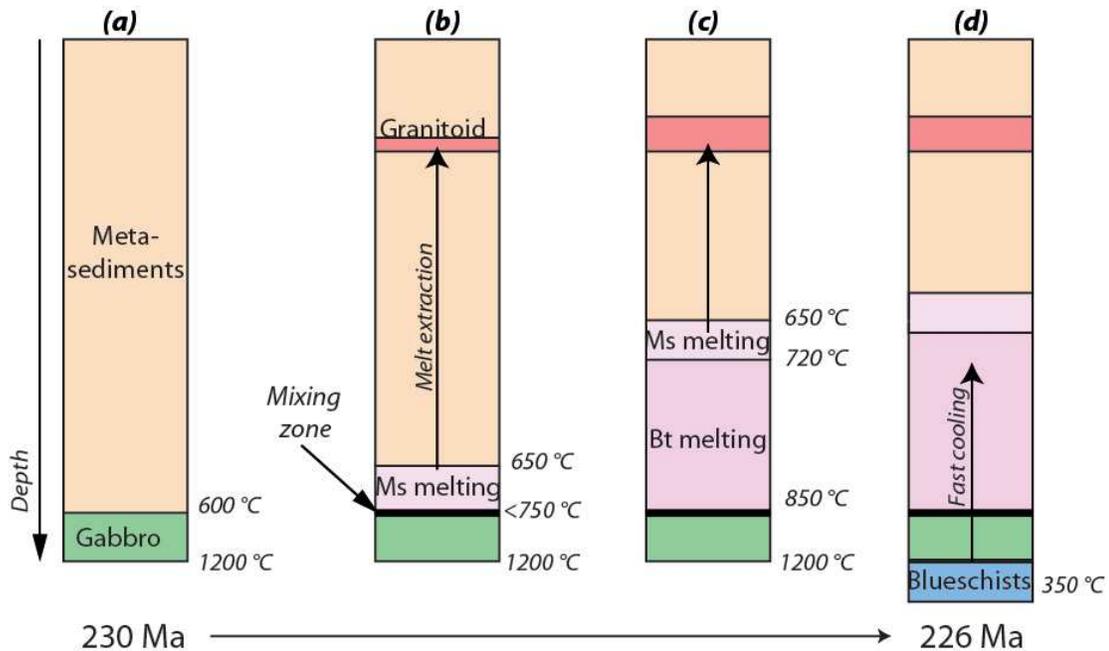


FIGURE 4.3 – Histoire géologique simplifiée du complexe métamorphique de El Oro. a) Mise en place des Gabbros de l’unité de Piedras. b) Réchauffement de l’unité métasédimentaire et fusion partielle par déshydratation de la muscovite. Une partie des liquides sont extraits pour former l’unité de Marcabeli. c) La température continue à augmenter, le front de fusion partielle associé à la muscovite s’élève, des liquides de fusion partielle issus de la déshydratation de la biotite (non extraits) apparaissent. d) Les schistes bleus de l’unité d’Arenillas-Panupali sont sous plaqués vers 226 Ma entraînant un refroidissement rapide de l’ensemble de la séquence (Riel et al. submit).

Suite au refroidissement, l’ensemble du massif métamorphique de El Oro a été basculé à 90° au Crétacé selon un axe Est-Ouest pour arriver à l’affleurement tel que nous pouvons le voir aujourd’hui. L’absence de déformation des sédiments de la partie Ouest du bassins de Celia-Lancones venant recouvrir en discordance l’unité de El Tigre (Fig. 4.1) permet de dater ce basculement entre 180 ± 17 Ma et 110-100 Ma (Riel 2012).

4.1.3 Pétrologie et estimations pression-température au sein du massif métamorphique de El Oro.

Cette étude précise et complète les estimations Pression-Température publiées par Riel et al. (2013). Ces estimations ont été établies par :

- RSCM sur la matière organique selon la méthode développée par Beyssac et al. (2002a;b).

- Analyse par microsonde et modélisation thermodynamique (PerPleX) (Riel *et al.* 2013; submit).

Les principaux résultats à retenir de cette étude sont (Riel *et al.* submit) :

- La fusion partielle a eu lieu entre 5 et 8 kbar et 650 à 720°C. Cette fusion est contrôlée par la déshydratation successive de la muscovite puis de la biotite.
- Le gradient métamorphique établi suite à ces estimations (Fig. 4.4) présente deux zones bien distinctes : dans la partie supérieure, entre 1 et 5.5 kbar, le gradient métamorphique maximum est extrêmement important, aux environs de 45°C.km⁻¹. Dans la partie inférieure, entre 5.5 et 8.5 kbar, correspondant à la diatexite à grenat, le gradient géothermique est extrêmement faible, aux environs de 15°C.km⁻¹.

4.1.4 Comment expliquer un tel gradient géothermique ?

Différentes hypothèses peuvent expliquer ce gradient métamorphique :

Doublement de l'épaisseur par la tectonique.

Dans le cas d'une augmentation importante de l'épaisseur de croûte continentale par épaissement tectonique, la superposition d'une base de croûte « chaude » sur un sommet croûte « froide » entraîne un rééquilibrage du géotherme qui peut présenter des états transitoires proches de ceux observés à travers le complexe métamorphique de El Oro (Whittington *et al.* (2009) et Fig. 4.6).

Cependant, la géologie régionale (subduction océanique), l'étude structurale, l'épaisseur de croûte basculée et les estimations de pression réalisées dans le massif métamorphique de El Oro (Riel 2012, Riel *et al.* 2013; submit) montrent que nous sommes en présence d'une seule épaisseur de croûte continentale sans épaissement tectonique significatif. L'empilement tectonique de différentes unités ne permet donc pas d'expliquer le géotherme observé.

Extraction/advection de liquide de fusion partielle.

Depine *et al.* (2008) ont montré, à partir d'un modèle numérique en 1D prenant en compte les réactions métamorphiques, que l'extraction de liquides de fusion partielle formés dans le faciès granulitique à travers une croûte de 55km d'épais-

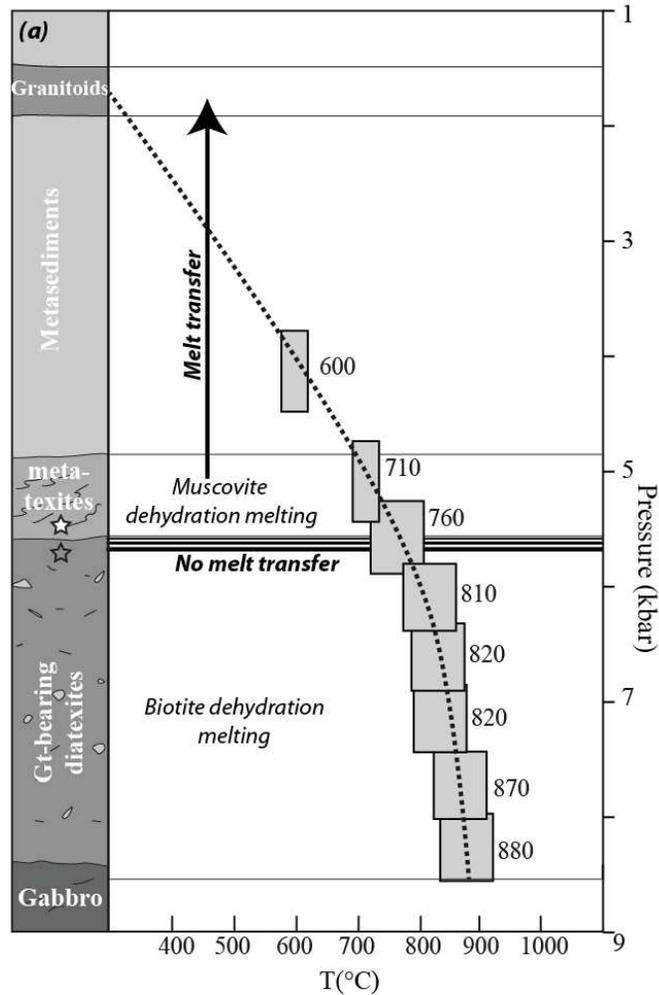


FIGURE 4.4 – Estimations pression température obtenue dans le massif métamorphique de El Oro par Riel et al. (2013) et Riel et al. (submit). On observe deux zones bien distinctes : La zone supérieure, entre 1 et 5.5Kbar, dans laquelle le gradient géothermique est extrêmement important, aux environs de $45^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, et la zone inférieure, des diatexites à grenat, dans laquelle le gradient géothermique est bien plus faible, aux environs de $15^{\circ}\text{C.km}^{-1}$.

seur, permettait d'inverser le géotherme de manière transitoire entre 12 et 30km de profondeur. A l'état quasi-stationnaire, le géotherme présente une importante variation vers 12km de profondeur où il passe de $70^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ pour la partie supérieure, à un profil quasi-isotherme pour la zone comprise entre 12 et 55km de profondeur.

Si le géotherme à l'état quasi-stationnaire est compatible avec la forme du géotherme déterminé pour le complexe métamorphique de El Oro, celui-ci ne peut être appliqué au massif métamorphique de El Oro. En effet, le modèle proposé par Depine et al. (2008) implique l'extraction d'une quantité importante de liquide de

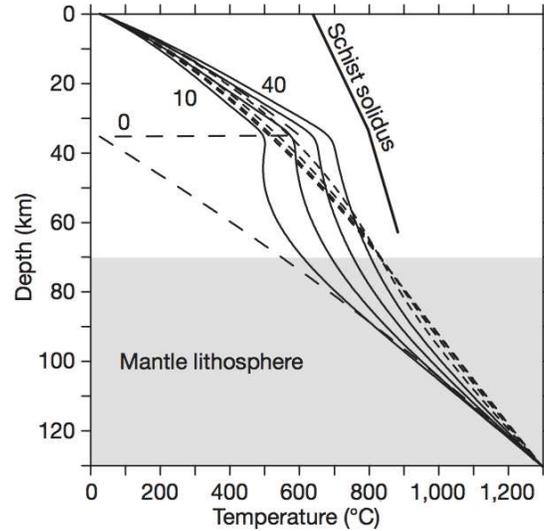


FIGURE 4.5 – Evolution thermique d'une croûte continentale doublée par épaissement tectonique. La zone de chevauchement est située à 35km de profondeur. La courbe à grand tirets présente l'état initial, les traits pleins l'évolution du géotherme pendant le chevauchement avec des intervalles à 10Ma et les traits à petits tirets la relaxation thermique suite au chevauchement avec des intervalles de 10Ma (Modifié d'après [Whittington et al. \(2009\)](#)). On observe que lors de l'équilibre prograde du géotherme, les états transitoires à 30 et 40 Ma ont une forme similaire avec le géotherme déterminé sur le complexe métamorphique de El Oro.

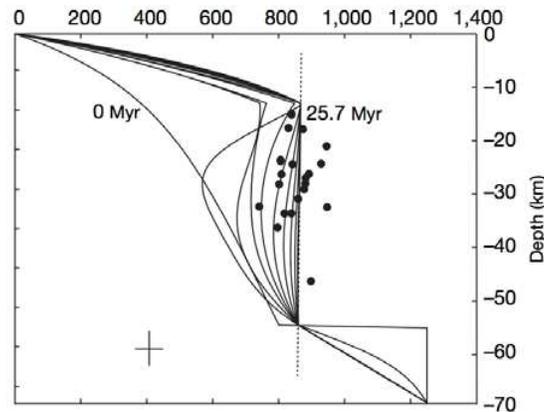


FIGURE 4.6 – Evolution temporelle des géotherme avec extraction de fluides dans le cas d'une augmentation brutale du flux de chaleur en base de croûte. Dans cette simulations, les auteurs utilisent un modèle fusion contrôlé par la déshydratation du système hornblende + quartz \pm plagioclase pour la croûte. Les courbes présentent l'évolution du géotherme avec des intervalles de 3Ma. Figure modifié d'après [Depine et al. \(2008\)](#)

fusion partielle, or, dans le cas du complexe métamorphique de El Oro, les données de terrain et géochimiques montrent que seule une fraction limitée des liquides de fusion partielle issus de la déshydratation de la muscovite a été extraits et que les liquides issus de la déshydratation de la biotite n'ont pas été extraits.

Sur le terrain, l'absence de figure d'extraction de liquides, l'analyse des textures (Riel *et al.* 2013), ainsi que l'absence de dyke magmatique, associé aux faibles volumes des plutons d'âge compatible avec la migmatisation de l'unité de la Bocana (unité de Marcabeli) montre que seule une partie des liquides de fusion partielle a été extrait. Ces observations sont confirmées par l'analyse de diagrammes de Terres Rares (Fig. 4.7).

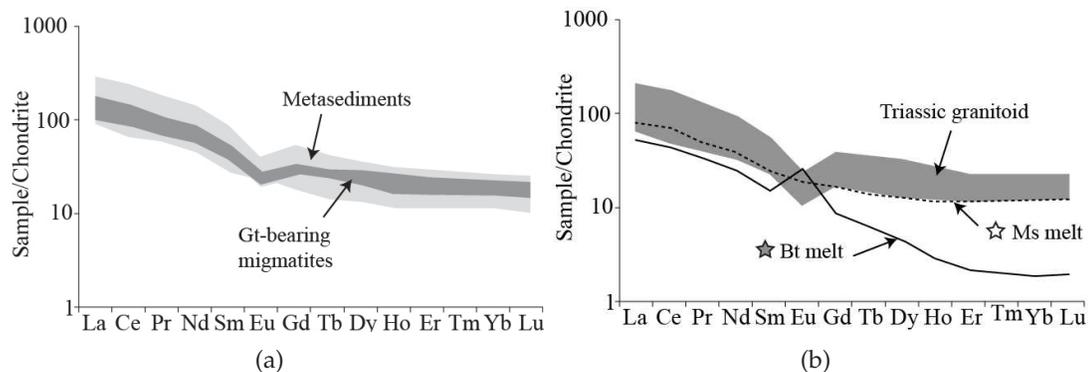


FIGURE 4.7 – Diagrammes de Terres Rares comparant les spectres de Terre Rares des métasédiments de l'unité de la Victoria aux migmatites à grenats de l'unité de la bocana (Fig. 4.7(a)) et les signatures en Terre Rare des liquides issus de la déshydratation de la muscovite, des liquides issus de la déshydratation de la biotite et la granodiorite de l'unité de Marcabeli (Fig. 4.7(b)). Figure modifiée d'après Riel *et al.* (submit).

Les spectres présentés dans la figure 4.7(a) ne présentent pas d'appauvrissement relatif des Terres Rares dans la diatexite à grenats par rapport au spectre des sédiments du protolithe. Le fractionnement des Terres Rares lors de la fusion partielle de la biotite est contrôlé par la cristallisation du grenat qui consomme les Terres Rares lourdes. En cas d'extraction des liquides de fusion partielle de biotite, on devrait donc observer un enrichissement en Terres Rares lourdes de la diatexite et un appauvrissement en Terres Rares lourdes des plutons Triasiques.

La figure 4.7(b) présente les spectres de Terres Rares de la granodiorite de l'unité de Marcabeli ainsi que les spectres de Terres Rares de liquides de fusion partielle issus de la déshydratation de la muscovite, et de liquides de fusion partielle issus de la déshydratation de la biotite. On observe que la granodiorite présente le même spectre de Terres Rares que le liquide de fusion partielle issus de la déshydratation de la muscovite. Ces spectres étant très différents du spectre réalisé sur les liquides de fusion partielle issus de la déshydratation de la biotite, on peut donc établir une

filiation entre les granitoïdes de Marcabeli et les liquides de fusion partielle issus de la déshydratation de la muscovite.

Cette étude géochimique montre que seule une partie des liquides de fusion partielle issus de la déshydratation de la muscovite et aucun de ceux issus de la déshydratation de la biotite ont été extraits pour former le granitoïde de Marcabeli (Fig. 4.7(b)). Cela représente l'extraction de 20 à 25% de liquides produits lors de la migmatitisation de l'unité inférieure de la Bocana pour un taux de fusion partiel global compris entre 50 et 60 % (Fig. 4.7(b)).

Le modèle proposé par Depine *et al.* (2008) ne peut donc pas être utilisé pour expliquer le gradient géothermique observé dans le complexe métamorphique de El Oro.

Enthalpie de fusion.

Tompson et Connolly (1995) et Depine *et al.* (2008) proposent que l'enthalpie de fusion des micas soit suffisamment importante pour « tamponner » le gradient métamorphique au sein de la diatexite à grenat et expliquer le géotherme observé. En effet, il a été proposé que ce mécanisme puisse absorber suffisamment de chaleur pour diminuer la température maximum d'une migmatite en formation de l'ordre de 10 à 30°C. Etant donné l'importante concentration en biotite et muscovite (22% et 23% respectivement) du protolithe de la Bocana, il est possible que ce mécanisme puisse expliquer le géotherme observé.

J'ai alors développé un code numérique permettant de tester cette hypothèse. Celui-ci est présenté ci-dessous.

4.2 Modélisation numérique

Dans le cadre de cette étude, j'ai été amené à développer un code de modélisation numérique qui résout de manière implicite et en 1D l'équation de diffusion de la chaleur ainsi que la fusion partielle associée à la déstabilisation de la biotite et de la muscovite. Ce code prend en compte la variation de la conductivité thermique et de la capacité calorifique avec la température, la production de chaleur radioactive, la variation de la température de fusion de la biotite et de la muscovite avec l'augmentation du taux de fusion, l'enthalpie de fusion de la muscovite et de la biotite

ainsi que l'extraction des liquides de fusion partielle issus de la déshydratation de la muscovite.

Ce code a été développé en fortran 90 et le post processing est réalisé en Python. L'ensemble des sources sont disponibles à l'adresse suivante : <https://bfs.ujf-grenoble.fr/files/c525a99f73d749eafb18d3f070949b01/Src.zip>

4.2.1 Le code de diffusion thermique

Ce code résout l'équation suivante :

$$\rho c_p(T) \frac{\partial T}{\partial t} = \kappa(T) \frac{\partial^2 T}{\partial x_i^2} + P + \Delta E_{Ms} + \Delta E_{Bt} + \Delta E_{Migration} \quad (4.2)$$

ρ représente la densité des métasédiments ($Kg.m^{-3}$), $c_p(T)$ la capacité calorifique ($J.Kg^{-1}.K^{-1}$), T la température (K), t le temps (s), $\kappa(T)$ la conductivité thermique ($J.s^{-1}.m^{-1}.K^{-1}$), P la production de chaleur radiogénique ($J.s^{-1}.m^{-3}$), ΔE_{Ms} et ΔE_{Bt} l'enthalpie de fusion de la biotite et de la muscovite ($J.m^{-3}$) et $\Delta E_{Migration}$ la chaleur transportée par l'extraction de fluides issus de la déshydratation de la biotite ($J.m^{-3}$). ρ et P sont constants à travers le modèle alors que $\kappa(T)$ et $c_p(T)$ dépendent de la température selon les équations établies par [Whittington et al. \(2009\)](#). Les valeurs de ces paramètres sont précisées dans le tableau [4.1](#).

Le schéma utilisé pour résoudre cette équation est implicite et conservatif. Grâce à cela, le code est stable, quelque soit la grille et le pas de temps utilisé. En raison de l'aspect conservatif du code, nous pouvons utiliser des valeurs de capacité et conductivité thermique variable à travers le modèle.

Les matrices sont inversées grâce aux bibliothèques BLASS ([Blackford et al. 2002](#)).

Ce code est détaillé en Annexe de la publication ([Riel et al. submit](#)) ci-dessous (Section [4.6](#)).

4.2.2 Setup

La zone modélisée représente 29km d'épaisseur discrétisé sur une grille de 290 noeuds avec un pas de temps de 100 ans. Lors de l'intrusion gabbroïque, une zone comprise entre 25 et 29km de profondeur est portée à 1250°C puis la base du modèle est maintenue à cette température pendant un certain temps.

A l'état initial, et en accord les compositions moyennes des métasédiments non-fondus, l'ensemble du modèle contient 22% de biotite et 23% de muscovite.

Les valeurs des différents paramètres utilisés sont précisées dans le tableau 4.1.

TABLE 4.1 – Valeur des différents paramètres utilisé dans le modèle.

Symbole	Quantité/Paramètre	Valeur et/ou unités
ρ	Densité	$2\,900\text{ kg.m}^{-3}$
$Cp(T)$	Capacité calorifique	Fonction de la Temperature selon Whittington et al. (2009) ($\text{j.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
$\kappa(T)$	Conductivité thermique	Fonction de la Temperature selon Whittington et al. (2009) ($\text{j.s}^{-1}.\text{m}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
P	Production de chaleur radiogénique	$2 \times 10^{-6}\text{ j.s}^{-1}.\text{m}^{-3}$
ΔH_{Ms}	Chaleur latente de fusion de la muscovite	$3.2 \times 10^5\text{ j.kg}^{-1}$
ΔH_{Bt}	Chaleur latente de fusion de la biotite	$3.2 \times 10^5\text{ j.kg}^{-1}$
T	Temperature	K
t	Time	s
x	Depth	m

4.2.3 Résultats

Comment comparer les résultats du modèle aux résultats du terrain ?

Les données de terrain que nous cherchons à modéliser sont des estimations du maximum de température et de pression subies par l'échantillon, estimées par RSCM ainsi que par modélisation thermodynamique. De ce fait, seuls les pics de métamorphisme sont enregistrés.

Afin de pouvoir comparer les résultats du modèle avec les estimations de terrain, les figures suivantes (4.9, 4.10 et 4.11) représentent le maximum de température subie pour chaque point du modèle au cours de la modélisation.

Cependant, cette approche pose la question de la cinétique de réaction. En effet, le maximum de température enregistré par le modèle peut l'être pour un temps très court là où, dans les systèmes réels, la pression et la température nécessitent d'être maintenues pendant une certaine durée afin de permettre d'équilibrer l'assemblage minéralogique avec les conditions du milieu.

Afin de valider les résultats du modèle nous avons regardé quelle température maximum est conservée pendant un certain temps. Les résultats sont présentés dans la figure 4.8. On observe que la température maximum enregistrée par le modèle est maintenue pendant au minimum 500 000 ans dans le cas où l'on chauffe pendant 3,5 Ma (Fig. 4.8). Ce temps semble suffisant pour équilibrer les réactions métamorphique et on peut donc négliger la cinétique de réaction dans l'interprétation des résultats du modèle.

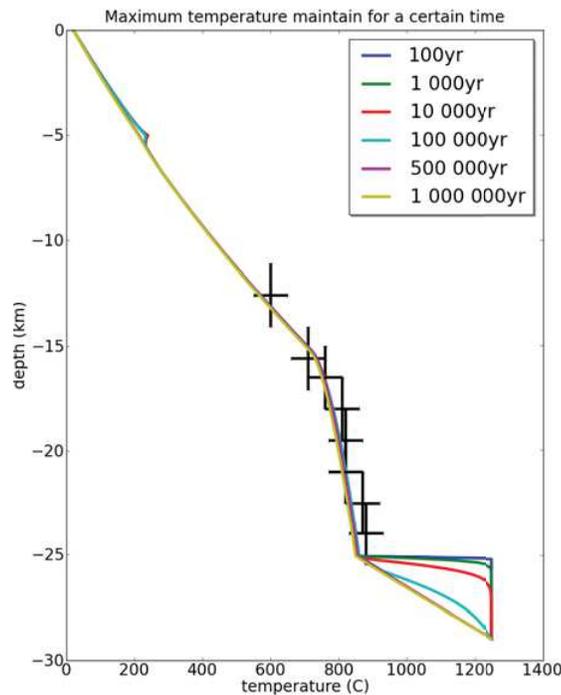


FIGURE 4.8 – Enregistrement de la température maximum maintenue pour différentes périodes de temps. On observe que dans le cas où la température à la base est maintenue pendant 3.5Ma, la température maximum est maintenue pendant au moins 500 000 ans, ce qui permet d'équilibrer les réactions métamorphiques et de s'affranchir de la cinétique de réaction.

Modèles conductifs

Aucun des modèles conductifs ne permet d'expliquer les données obtenues dans le complexe métamorphique de El Oro. L'impact des différents paramètres a été testé pour différentes durées de l'anomalie thermique à la base :

- Pas de fusion partielle (Fig. 4.9(a)).
- Fusion partielle en prenant en compte l'enthalpie de fusion, C_p et κ dé-

pendent de la température, et l'extraction des fluides issus de la déshydratation de la muscovite (Fig. 4.9(b)).

- Fusion partielle avec C_p et κ constant (respectivement $1000. \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et $3 \text{ j.s}^{-1}.\text{m}^{-1}.\text{K}^{-1}$)(Fig. 4.9(c)).
- Fusion partielle sans extraction des fluides de muscovite (Fig. 4.9(d)).
- Fusion partielle avec une anomalie thermique de 3.5Ma pour différentes valeurs de l'enthalpie de fusion (Fig. 4.9(e)).

Ces modèles sont détaillés et discutés dans l'article Riel *et al.* (submit) présent dans la section 4.6 de ce manuscrit.

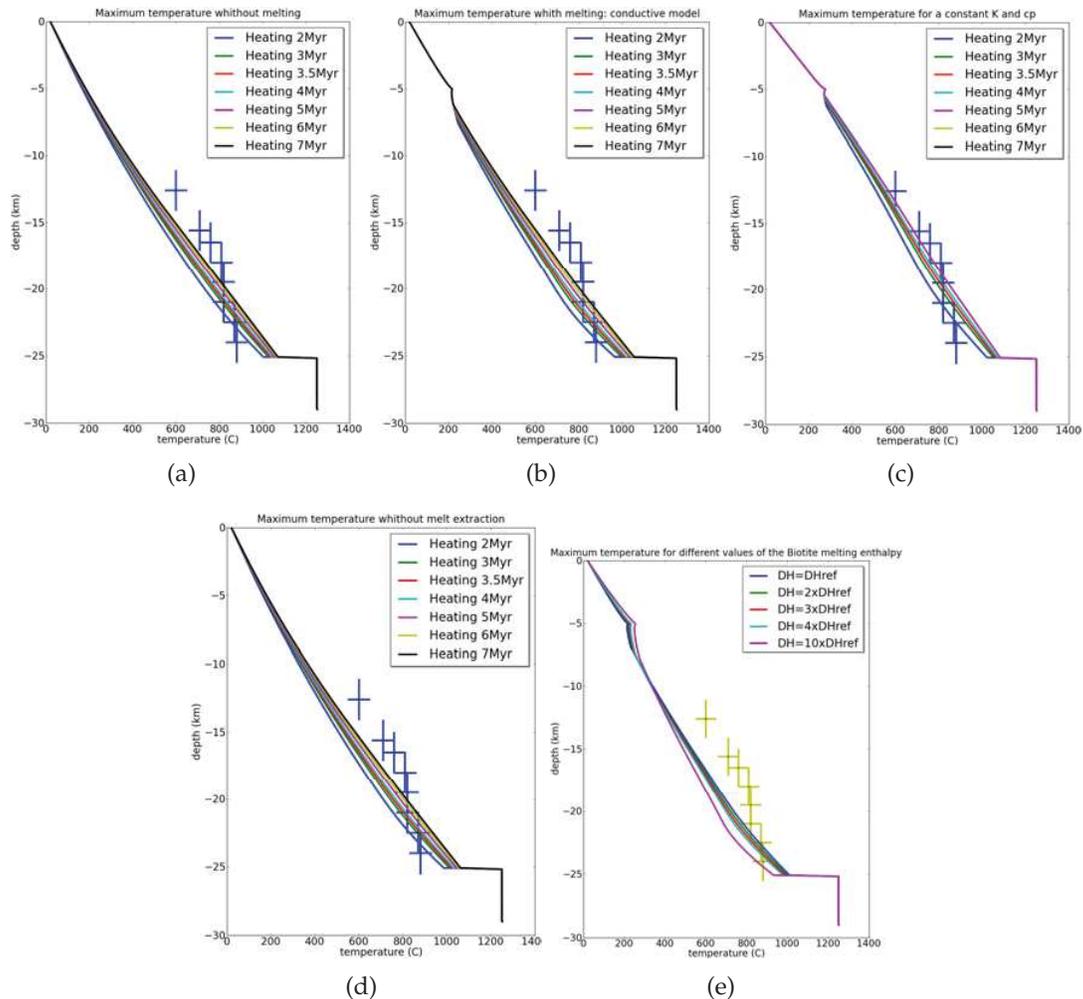


FIGURE 4.9 – Température maximum obtenue pour les différents modèles conductifs pour différentes durées d'anomalies thermiques. 4.9(a) Pas de Fusion. 4.9(b) Modèle de fusion partielle complet (cf. texte). 4.9(c) modèle de fusion partielle avec C_p et κ constant. 4.9(d) Modèle de fusion partielle sans extraction des liquides issus de la déshydratation de la muscovite. 4.9(e) Modèle de fusion partielle pour différentes valeurs de l'enthalpie de fusion ($DH_{\text{ref}}=320 \text{ J.g}^{-1}$).

On observe que, malgré leur complexité, aucun de ces modèles ne reproduisent de manière satisfaisante le gradient observé. Le système thermique étudié n'est donc pas uniquement diffusif.

Modèles pseudo-convectifs.

Le gradient géothermique observé sur le terrain ne pouvant être reproduit grâce à un modèle purement conductif, nous nous sommes intéressé au mécanisme de convection afin d'expliquer le faible gradient géothermique déterminé dans la diatexite à grenat. Comme le modèle développé pour cette étude est un modèle 1D, nous n'avons pu prendre en compte une convection réelle et avons utilisé un modèle pseudo convectif.

Qu'est ce qu'un modèle pseudo-convectif? Le principe est que, si l'on considère un domaine en convection de manière très vigoureuse, le gradient géothermique observé devrait être un isotherme. Par analogie, ce type de gradient est obtenu en système conductif lorsque la conductivité est infinie.

Dans le cas du massif métamorphique de El Oro, le gradient géothermique mesuré dans la diatexite à grenat est faible mais non isothermique. L'analogie en système conductif implique que la conductivité thermique soit forte mais non infinie. Cette approche a déjà été utilisée pour calculer le profil thermique du manteau dans le cas de modèles géodynamique considérant la croûte continentale ainsi que l'ensemble du manteau supérieur (Pysklywec et Beaumont 2004).

Afin d'entraîner un comportement pseudo-convectif dans la zone de fusion associée à la déshydratation de la biotite, le code a été modifié de manière à ce que la conductivité thermique varie entre sa valeur calculée suivant Whittington *et al.* (2009) et une valeur maximum, ceci de manière linéaire et anticorréllé avec le taux de biotites résiduelles.

Il a été déterminé que la meilleure corrélation entre les données et le modèle se trouve pour une conductivité thermique maximum de $\kappa_{max} = 25 \text{ J.s}^{-1}.\text{m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ lorsque toutes les biotites ont fondu (Fig. 4.10(a)). Dans ce cas, nous reproduisons les données pour une durée de perturbation thermique de 3.5Ma (Fig. 4.10(b)).

Cette étude montre que les estimations pression-température réalisées sur le massif métamorphique de El Oro ne peuvent être reproduites que si l'on prend

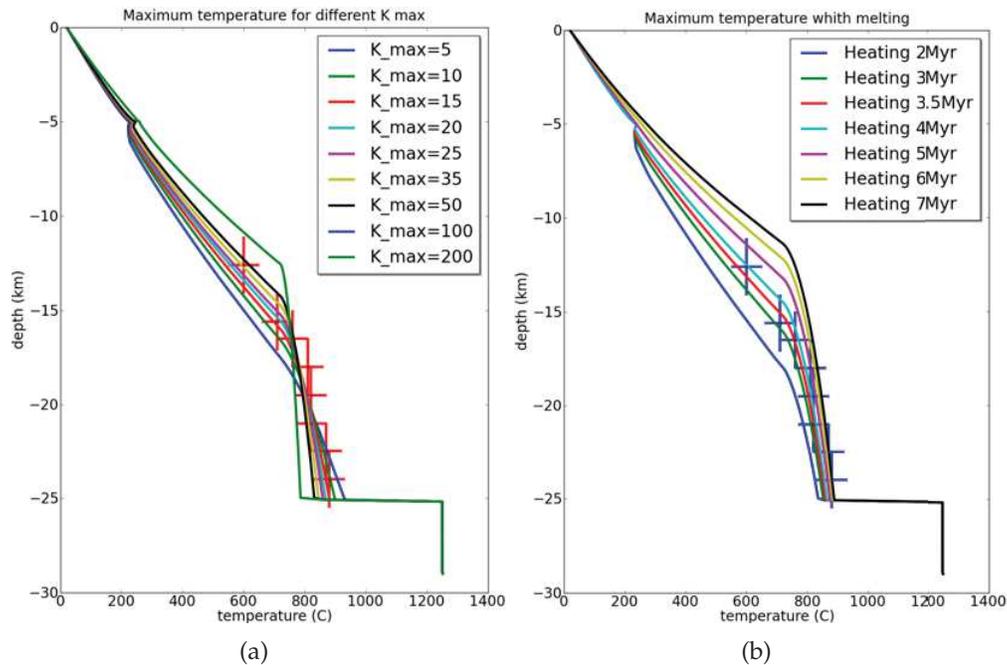


FIGURE 4.10 – *4.10(a)* Gradient géothermique pour différente valeur de conductivité thermique. *4.10(b)* Gradient géothermique pour une conductivité thermique maximum de $25 \text{ j.s}^{-1}.\text{m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ lorsque 100% de la biotite à fondue. La meilleur corrélation est obtenue pour une perturbation thermique de 3.5Ma.

en compte un comportement convectif au sein de la croûte continentale lors de la migmatisation dans cette région au Trias.

L'existence d'un tel mécanisme de convection est confirmé par les observations pétrologiques et texturales réalisées sur la zone et présenté dans les « supplementary data » de l'article ci dessous (Section A.4).

4.3 Discussion

4.3.1 Source de chaleur

Dans la figure 4.11, les différents modèles sont comparés pour une durée d'anomalie thermique de 3.5 Ma. Cette durée de 3.5 Ma est intéressante en elle-même. En effet, la mise en place de 4km de Gabbro n'apporte pas suffisamment de chaleur pour expliquer à elle seule la migmatisation de quasiment 10km de croûte continentale. En plus de la mise en place du Gabbro, la persistance d'une anomalie thermique de haute température (1250°C) en base de croûte (29km) est nécessaire pour expliquer les observations. Selon Riel (2012), Riel *et al.* (2013; 2014) un redres-

sement du panneau plongeant a eu lieu vers 230 Ma dans cette région, ce qui a entraîné la mise en place de gabbros de type MORB, la migmatisation de grande portion de croûte et la mise en place de granitoïde de type S. Cette variation dans l'angle du slab a entraîné l'advection de matériel mantellique plus profond et plus chaud, ce qui peut expliquer la durée de l'anomalie thermique nécessaire dans nos modèles.

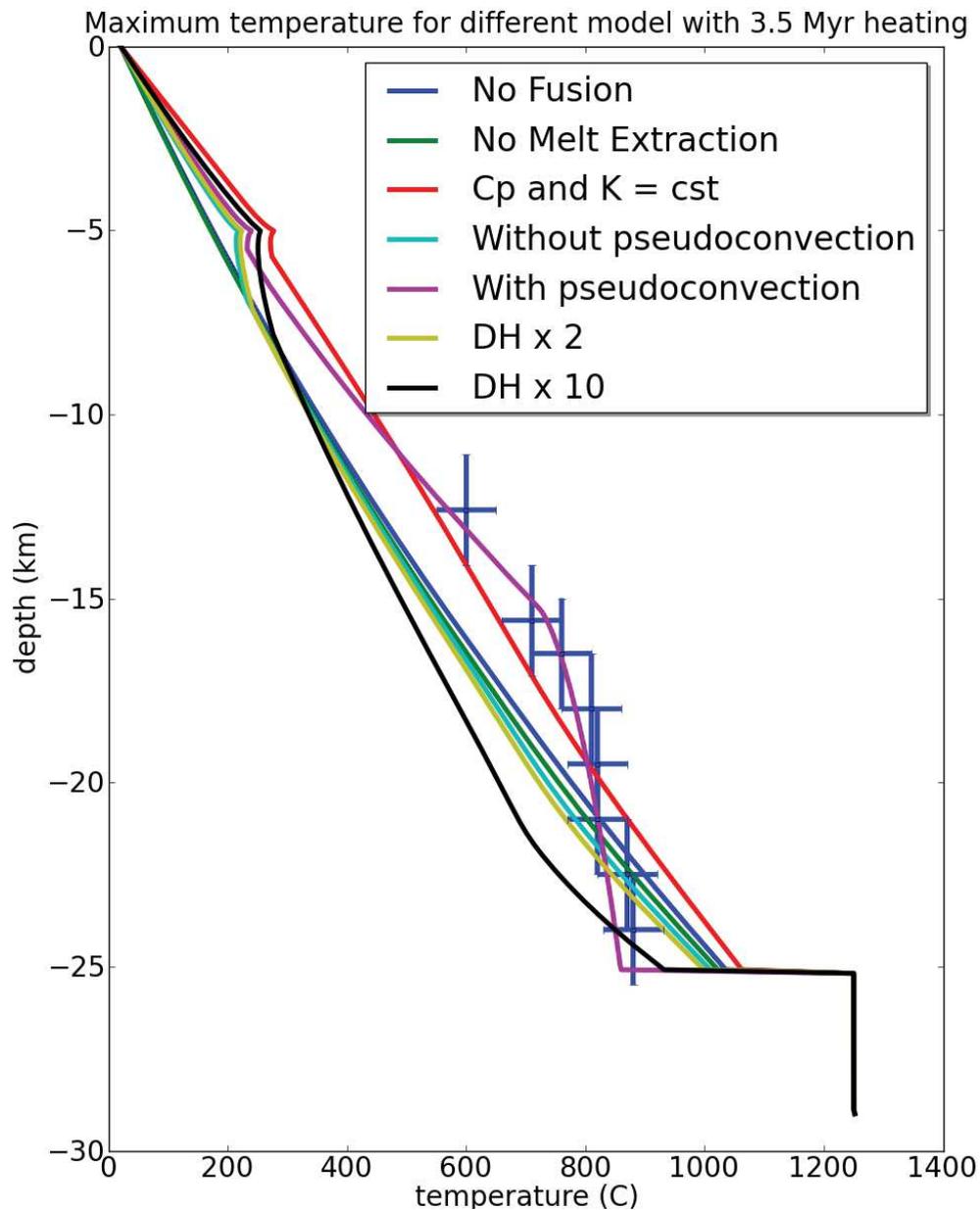


FIGURE 4.11 – Bleu : Anomalie thermique sans fusion. Vert : Fusion sans extraction de fluides. Rouge : C_p et κ sont mit constant. Turquoise : Modèle conductif complet. Violet : Modèle Pseudo-conductif. Jaune : Enthalpie de fusion multiplié par deux. Noir : enthalpie de fusion multiplié par 10.

4.3.2 Modélisation numérique

Il apparaît clairement dans la figure 4.11 que seul le modèle pseudo-convectif permet de reproduire la forme du géotherme déterminé pour le Massif métamorphique de El Oro. En effet, l'extraction de liquides issus de la déshydratation de la muscovite et l'augmentation de valeurs de l'enthalpie de fusion de la biotite et de la muscovite « piègent » de la chaleur à la base du modèle, ce qui entraîne une diminution de la chaleur à la base, sans entraîner de diminution du gradient métamorphique dans la zone comprise entre 17 et 25 km de profondeur. L'augmentation du taux l'extraction des liquides, ou de la valeur de l'enthalpie de fusion, aurait même tendance à augmenter la valeur du gradient métamorphique dans la zone de fusion partielle.

L'utilisation de conductivité thermique et capacité calorifique dépendant de la température selon les modèles de [Whittington et al. \(2009\)](#), à tendance à diminuer la température globale sans changer radicalement la forme du gradient.

L'existence d'un mécanisme de convection dans la zone de fusion partielle au Trias apparaît donc comme le seul mécanisme à même d'expliquer le gradient géothermique observé à travers le massif métamorphique de El Oro. Cependant, on peut se demander si ce mécanisme est possible dans ce contexte et pour quelle viscosité ?

4.3.3 Implication rhéologique : une approche par le nombre de Rayleigh

Le nombre de Rayleigh (Eq. 4.3) et un nombre sans dimension qui évalue l'efficacité relative d'un transport de chaleur par convection par rapport à la conduction à travers un fluide visqueux ([Turcotte et Schubert \(2002\)](#) par exemple). Lorsque le nombre de Rayleigh est plus grand qu'un nombre de Rayleigh critique (fonction des conditions limite et de la géométrie du problème), la convection sera le mécanisme le plus efficace pour le transport de chaleur, là où la conduction est plus efficace lorsque le nombre de Rayleigh est plus petit que le nombre de Rayleigh critique. Dans un système maintenu entre deux frontières isothermales de température T_s et T_b , le nombre de Rayleigh s'écrit :

$$Ra = \frac{g\beta}{\nu\alpha}(T_s - T_b)L^3 \quad (4.3)$$

Où : g est l'accélération de la gravité ($m.s^{-2}$), β le coefficient d'expansion thermique, ν la viscosité cinématique, $\alpha = \frac{\kappa}{\rho C_p}$ la diffusivité thermique, T_s et T_b la température à la surface et à la base de la zone considérée et L la dimension de la zone considérée.

La viscosité de la zone de fusion partielle ne peut être précisément déterminée. Cependant, il est possible, à partir de l'équation 4.3, de déterminer une viscosité critique en deçà de laquelle le nombre de Rayleigh sera supérieur au nombre de Rayleigh critique.

L'équation 4.3 devient :

$$\nu_c = \frac{g\beta}{\alpha}(T_s - T_b) \frac{L^3}{Ra_c} \quad (4.4)$$

Où ν_c est la viscosité cinématique critique et Ra_c le nombre de Rayleigh critique.

En utilisant un nombre de Rayleigh critique de 657, correspondant à un fluide compris entre deux surfaces, on obtient une viscosité cinématique critique de $2.6 \times 10^{14} Pa.s.m^3.kg^{-1}$, ou une viscosité de $7 \times 10^{17} Pa.s$.

D'après Baker et Rutherford (1996), cette viscosité est 6 ordres de grandeur plus visqueuse que le plus visqueux des magmas granitiques, d'après Spera (2000) cela est neuf ordres de grandeur plus visqueux qu'une rhyolite et 11 ordres de grandeur plus visqueux qu'un magma issu de la fusion d'une péllite (Burg et Vigneresse 2002).

Etant donné que la croûte continentale a une viscosité comprise entre 1×10^{18} et 1×10^{20} (Bürgmann et Dresen 2008), et que la viscosité des granites chute énormément lorsque 7% de liquides sont présents dans la roche (Rosenberg et Handy 2005), il semble raisonnable de proposer une diminution de la viscosité de la croûte continentale de $1 \times 10^{19} Pa.s$ à 1×10^{17} en réponse à la production de 15 à 20% de liquides suite la déshydratation de la biotite. Cette légère diminution de la viscosité est suffisante pour permettre la mise en place d'une convection à l'échelle crustale.

4.3.4 Perspectives

Si cette étude montre que la mise en place d'un mécanisme de convection crustale au Trias est nécessaire pour expliquer le gradient géothermique actuellement observé à travers le massif métamorphique de El Oro, de nombreuses autres études seront nécessaires afin de comprendre l'ensemble des mécanismes mis en jeu. Celles-ci seront organisées selon deux axes principaux.

1. D'un point de vue pétrologique et métamorphique les mécanismes permettant de piéger les liquides de fusion partielle issus de la déshydratation de la biotite ne sont pas bien compris. En effet, [Rushmer \(2001\)](#) montre que, à l'inverse de la muscovite, la réaction de fusion partielle de la biotite a une variation de volume négative ($\Delta V < 0$), ce qui permet de « piéger » les fluides en bordure de grain. Cependant ces fluides devraient être extraits lors de la déformation en raison de la contrainte déviatorique. Ces questions appellent donc un travail complet sur le comportement des liquides de fusion partielle issus de la déshydratation de la biotite, les textures de la migmatite et les réactions de fusion partielle d'un point de vue des micro-domaines. Celles-ci sont déjà en cours et sont principalement portées par Nicolas Riel (School of Geoscience, Monash University, Australie) et Pierre Lanari (Institut of Geological Sciences, University of Bern, Suisse).
2. Sur le terrain afin de chercher des évidences structurales de la convection. En effet, les campagnes de terrain réalisées par Nicolas Riel ont posé de nombreuses questions sur des structures témoignant d'un déplacement vertical au sein de la diatexite (Fig. 4.12). L'hypothèse de la convection crustale n'ayant pas été émise lors de ces missions de terrain, ces structures ont été mal comprises lors des premières missions de terrain mais sont de mieux en mieux expliquées par les découvertes récentes. Il pourrait être intéressant de revoir ces structures en ayant en tête les mécanismes de convection crustale. De même, les linéations d'étirement peuvent apporter des informations précieuses sur la dynamique au Trias. Cependant, celles-ci ont été reprises lors du sous-plaquage des schistes bleus de l'unité d'Arenillas-Panupali. Une cam-

pagne de terrain cherchant des linéations Nord-Sud dans les zones les moins déformées de la diatexite pourrait apporter des informations précieuses.

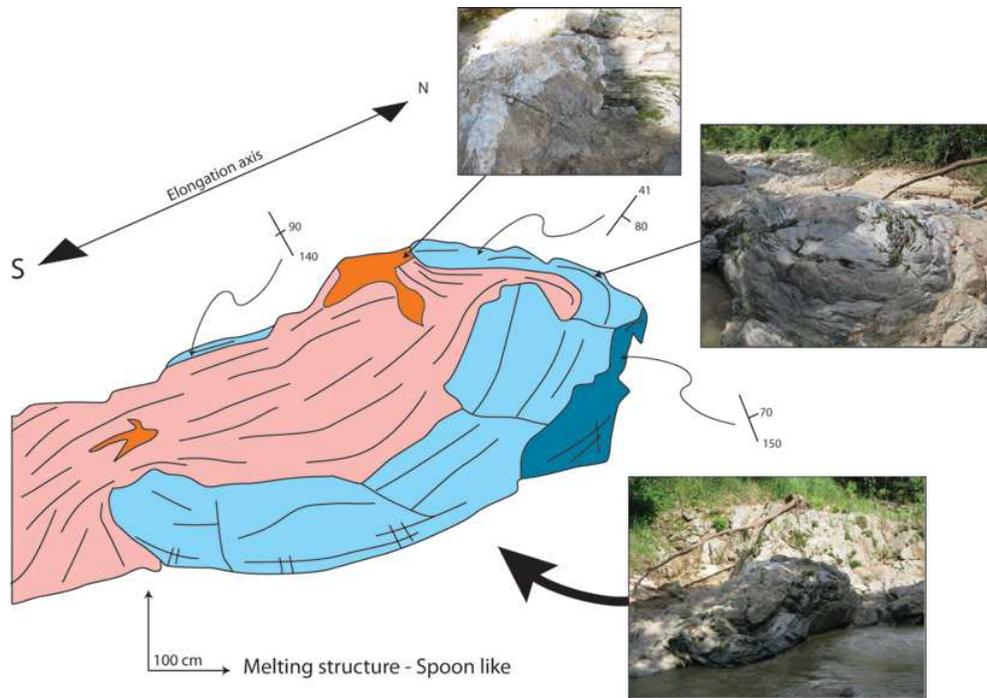


FIGURE 4.12 – Structure « diapirique » observée dans la diatexite à grenat. Cette structure présente une preuve de mouvement Nord Sud (soit vertical avant le basculement du complexe métamorphique de El Oro) et serait à réinterpréter dans une perspective de convection crustale. Communication personnelle Nicolas Riel (2013).

4.4 Implications géodynamiques :

L'existence d'une possible convection crustale pose de nombreuses questions sur le comportement de la croûte continentale partiellement fondue, et dans ce contexte, plus particulièrement sur la formation de plateau. En effet, les techniques d'imagerie sismique ont mis en évidence l'existence de larges zones de faible viscosité sous les plateaux de haute altitude tel que l'Altiplano ou le plateau du Tibet.

La compréhension des mécanismes contrôlant la formation et l'évolution de ces zones est cruciale pour contraindre la dynamique et la rhéologie de ces plateaux. Dans le cas de lithologie riche en biotite, cette étude propose que les mécanismes de convection doivent être pris en compte dans l'étude de ces zones. Pour le plateau du Tibet, le modèle du channel flow [Beaumont et al. \(2001\)](#) suggère que la formation du Haut Himalaya serait associé à l'extrusion d'un chenal de faible viscosité

de 25 km d'épaisseur, situé au milieu de la croûte, et constitué de roche partiellement fondue à des températures comprises entre 750 et 900°C. *Caldwell et al. (2009)* ont imagé ce niveau et suggèrent qu'il soit constitué de métasédiments probablement riche en biotites. Dans ce contexte, la convection d'un liquide de fusion partielle, issu de la déshydratation de la biotite, permettrait d'expliquer le faible gradient géothermique dans la zone de faible viscosité ($8^{\circ}\text{C.km}^{-1}$) et la persistance de cette zone au cours du temps. Cependant, *Caldwell et al. (2009)* proposent que seuls 3 à 7% de fluides soient présents dans la zone de faible viscosité.

Autre région, même contexte : *Yuan et al. (2002)* ont montré l'existence d'une importante zone partiellement fondue au sein de la croûte inférieure dans la région de l'altiplano. Sur la base de ces données et de données de flux de chaleur en surface, *Babeyko et al. (2002)* ont montré à partir d'une étude de modélisation numérique en 2D que seuls des mécanismes de convection permettent d'expliquer les observations géophysiques. Ils proposent que la convection ait lieu entre 800 et 900°C dans une zone de la croûte inférieure riche en quartz.

L'étude que nous présentons ici suggère l'existence d'un tel mécanisme de convection crustale dans les Andes au Trias et apporte des informations pétrologiques sur les mécanismes permettant et contrôlant cette convection. Nous proposons, entre autre que la convection soit contrôlée par la réaction de déshydratation de la biotite.

4.5 Conclusions

Dans un premier temps, cette étude a complété les estimations de pression et de température réalisées par *Riel et al. (2013)*. Ces nouvelles données ont précisé le géotherme à travers une large portion de croûte continentale. Deux domaines présentant des gradients géothermiques très différents ont été isolés :

- Dans la partie supérieure, entre 0 et 16 km de profondeur, le gradient géothermique est très important, aux environs de $45^{\circ}\text{C.km}^{-1}$.
- Dans la partie inférieure, constituée par une diatexite à grenat, le gradient géothermique est très faible, aux environs de $10 - 15^{\circ}\text{C.km}^{-1}$.

Une étude géochimique et l'étude de terrain ont montré que seuls les liquides associés à la déshydratation de la muscovite sont extraits, ceux associés à la déshydratation de la biotite restent distribués en bordure de grains (Fig. 4.13).



FIGURE 4.13 – Photo de la diatexite à grenats dans laquelle les liquides associés à la fusion de la biotite sont piégés en bordure de grains.

Un code de modélisation numérique, spécialement développé pour cette étude, a montré que seule la mise en place d'un mécanisme de convection à l'échelle crustale permet d'expliquer le géotherme observé.

La coexistence de plus de 20% de liquides avec les solides résiduels entraîne une forte diminution de la viscosité, ce qui permet la mise en place d'un mécanisme de convection.

Si les processus de fusion partielle associés à la déshydratation de la biotite et les textures associées restent à préciser, l'existence de convection à l'échelle crustale dans le massif de El Oro au Trias est prouvée. Cette convection est possiblement active de manière contemporaine, ce qui soulève de nombreuses questions. Ceci peut nous amener à préciser la dynamique de formation de plateaux continentaux ainsi que la rhéologie de la croûte continentale lorsque celle-ci est épaissie, riche en biotite, et relativement homogène.

4.6 « Evidences of convection in a partially molten metasedimentary crust. »

Ce travail a débouché sur l'écriture d'un article qui a été soumis à la revue *Geology*. Les « supplementary materials » associés à cet article sont disponibles

en annexe [A.4](#). J'ai également contribué à la marge à un autre article : « Forearc tectono-thermal evolution of the El Oro metamorphic province (Ecuador) during the Mesozoic » qui à été accepté dans la revue tectonics. Celui-ci est disponible en annexe [A.5](#).

Evidences of convection in a partially molten metasedimentary crust

Nicolas Riel^{1,2*}, Jonathan Mercier¹ and Roberto Weinberg²

¹ISTerre, University Grenoble I, CNRS-IRD, 1381 rue de la Piscine, BP53, 38041 Grenoble, France

²School of Geosciences, Monash University, Clayton 3800, VIC, Australia

ABSTRACT

The El Oro Complex, southwestern Ecuador, is a tilted section of the metasedimentary Ecuadorian forearc, which has been partially molten during Triassic times due to gabbroic magma emplacement. This complex underwent a single and short (less than 10 Ma) anatectic event and is an ideal location to study migmatite formation, magma migration and granitoid emplacement. In the garnet-bearing diatexite zone of the migmatitic unit the metamorphic conditions indicate that the maximum temperature across this 7-8 km thick unit varies between 880°C at the base and 760°C at the top, thus giving an anomalously low geothermal gradient of ~16°C/km. In order to investigate the heat transfer processes in the El Oro Complex during the anatectic event, we carried out 1D thermal modelling of basic magma emplacement. Our results show that neither diffusive nor advective models account for the low metamorphic gradient in the garnet-bearing diatexites. We demonstrate that in the El Oro Complex convection of the migmatite/diatexite layer is the only heat transfer process that explains all the petrological, geochemical and metamorphic data.

INTRODUCTION

The origin and formation of high temperature crustal sequences have been the subject of much debate and modelling efforts in the past decades (e.g. Depine et al., 2008). Because, well preserved deep sections of the crust are rarely exposed and commonly exhibit multiple events of partial melting, most of the data on these zones are based on chemical investigation of outcropping volcanic and shallow plutonic bodies (e.g. Mahéo et al., 2009; Guan et al., 2012); numerical modelling (e.g. Whittington et al., 2009; Babeyko et al., 2002); metamorphic studies on xenoliths (e.g. Hacker et al., 2005; Ding et al., 2007); or Rayleigh wave dispersion studies (e.g. Caldwell et al., 2009). However, such sections

exist on Earth and may be investigated. The El Oro Complex located in SW Ecuador (Fig. 1a) is a well-preserved crustal section that underwent a short event (Riel et al., 2013). Petrological, geochemical and thermal-modelling studies were carried out on strategic samples to constrain the thermo-chemical evolution of a partially molten crust. This study shows that under low tectonic stress conditions and drop of the rock viscosity during biotite-breakdown melting, mass convection might become an active heat transfer process in partially molten crust. This result has implications for rapid heat transfer within the crust and can potentially account for large partially molten middle crust such as in large orogenic system.

Field photographs and detailed methodology for geochemical and thermal modeling are provided in the GSA Data Repository¹.

GEOLOGICAL SETTING

The El Oro Metamorphic Province located in SW Ecuador is made of juxtaposed terranes of continental and oceanic affinities (Fig. 1a). In its southern part, the El Oro Complex (EOC) is a complete forearc section, metamorphosed during Triassic times and tilted during Cretaceous times (Riel et al., 2013). The EOC is composed of unmetamorphosed pelites and sandstones to the south, which progressively grade to a migmatitic series to the north, and is juxtaposed northward by a gabbroic pluton and a blueschist unit (Fig. 1b). Both metamorphic and magmatic events, which include gabbro and the granitoid belt emplacement in the EOC, occurred in the Late Triassic between 230 and 225 Ma (Aspden et al., 1995; Riel et al., 2013). The intrusion at crustal root level by the MORB-type gabbro triggered partial melting of the overlying metasedimentary sequence and emplacement of the granitoid belt in the unmolten metasedimentary upper crust. At 226 Ma, tectonic underplating of the blueschist unit at 226 ± 1.8 Ma (Gabriele, 2002) rapidly cooled down both the gabbro pluton and the crust and marked the end of the anatectic event, allowing a rare archiving of the structures.

The granitoid belt is 1 to 2 km thick and composed of amphibole + biotite granodiorite and muscovite + biotite monzogranite with numerous mafic enclaves (Aspden et al., 1995). The metasedimentary unit

is composed of metapelites and quartzites (Fig. 1c) and does not show evidence dyke intrusions (Riel et al., 2013). The migmatitic unit has a quartzopelitic protolith and is lithologically divided into two parts. The upper metatexite part, 1-2 km thick, characterized by the presence of stromatic leucosomes, was controlled by muscovite-breakdown melting and the lower garnet-bearing mesocratic diatexite part, 7-8 km thick, was controlled by biotite-breakdown melting (Riel et al., 2013). Pressure and maximum temperature estimates ($P-T_{\max}$) show that partial melting occurred between 650 and 760 ± 50 °C at 5 to 5.5 ± 2 kbar in the metatexites and between 760 and 880 ± 50 °C at 5.5 to 8 ± 2 kbar in the garnet-bearing mesocratic diatexites (Riel et al., 2013 and this study). The inferred metamorphic gradient exhibits a sharp change from 45 °C/km in the upper crust to $10-15$ °C/km for the $7-8$ km thick garnet-bearing part of the migmatitic unit (Fig. 1c). The change in slope of the geothermal gradient (Fig. 1c) corresponds to the change in melting reactions from muscovite to biotite-breakdown melting ($700-760$ °C).

PETROLOGY OF THE MIGMATITES

Metatexite have well-defined leucosome and melanosome plus indicators of melt extraction via dilatant structures. Close to the contact with the metatexite there is a ~ 100 m thick transition zone characterized by heterogeneous metatexite/diatexite migmatite with biotite-rich selvages, leucosome patches and diffuses contact between leucosome and melanosome. This is followed by the garnet-bearing diatexite proper, characterized by a more homogeneous schlieren-rich migmatite with numerous quartzitic, aluminous and layered quartzofeldspathic xenoliths. This rock is characteristic of the $7-8$ km garnet-bearing diatexite unit. In this unit, partially molten aluminous xenoliths show evidences of melt segregation marked by centimetric leucosomes crosscutting the melanocratic domains. However, at the contact zone between the xenolith and the surrounding rock the leucosomes diffuse into the garnet-bearing mesocratic diatexitic matrix. Although in most of the unit the diatexites are mesocratic with little distinction between leucosome and melanosome, leucosomes can be found in low-pressure zones, such as fractured quartzite layers.

GEOCHEMISTRY

A typical Gt-bearing diatexite sample is heterogeneous, but on average they tend to have 62-70% silica and the composition of a granodiorite (Aspden et al., 1995). The former metasedimentary rocks show a clear trend in the FeO + MgO versus K₂O diagram along the line linking quartz + plagioclase to biotite. In contrast the Gt-bearing diatexites branch out from this trend and define their own trend pointing towards garnet (Fig. 2A). In the same diagram, S-type granitoids from the belt intruded further up the sequence into the metasedimentary rocks overlaps those of the sediments but defines a narrower field. Mafic xenoliths from these granites show enrichment in the ferromagnesian component plotting together with the diatexites. In the diagram CaO against K₂O (Fig. 2B) garnet-bearing diatexites show enrichment in CaO (2-3%) and depletion in K₂O (2-3%) compared to the metasediments (CaO, 0.5-2% and K₂O, 2-7%). S-type granitoids are also slightly enriched in CaO (2-2.5%, except for one sample) with a trend toward its mafic xenoliths (CaO, 4-6%) along a line pointing towards Ca-amphibole.

The Rare Earth Elements (REE) spectrum of the S-type granitoids is similar to that of the leucosome in metatexite layer and is interpreted to be generated by muscovite-breakdown. These two spectra plot along the lower values of the field defined by samples of metasediments. The Gt-bearing diatexites are interpreted to derive from biotite-breakdown defining a narrow range that coincides with the mid-values of the field defined by metasediments (Fig. 3). In contrast, the REE spectrum of leucosome generated by biotite-breakdown shows a strong depletion in heavy REE resulting from extraction of peritectic garnet.

PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL IMPLICATIONS

The diatexites do not show enrichment of heavy REE compared to the unmolten metasediments (Fig. 3) which indicates that melt produced during biotite-breakdown melting were trapped within the rock. At first glance this contradicts results in Fig. 2 where diatexites trend towards garnet. This can be explained by early removal of K₂O from the diatexites by extraction of muscovite-breakdown melt prior to biotite-breakdown melting. The fact that no crosscutting have been observed in the diatexite or metasedimentary unit supports this conclusion. The high CaO content in the S-type granitoids of the

belt and the ferromagnesian-rich mafic xenoliths suggest mixing with a CaO-rich source which is likely to be the mafic magma. This is supported by numerous amphibole-rich enclaves and by the presence of biotite + amphibolite in the granodiorites.

These results suggest that magma was extracted from the source region as a result of the Ms-breakdown melting that formed metatexites that are still preserved atop the diatexites. In contrast, biotite-breakdown gave rise to melts that remained trapped in the source giving rise to diatexites. This contrasting behavior is interpreted to be a result of differences in the change in volume for the two melting reactions as determined experimentally by Rushmer (2001): muscovite and biotite-dehydration melting reactions have a positive and negative $\Delta V_{\text{reaction}}$, respectively.

THERMAL MODELLING

Numerical basis

In order to investigate the thermal evolution following the emplacement of the gabbro, we developed a 1D implicit and conservative numerical model which solves the conductive heat equation and takes into account heat production by radioactive elements, melting enthalpy of muscovite and biotite, temperature-dependent thermal conductivity and capacity (Whittington et al. 2009), simplified variable melting temperature and melt extraction. We used a constant temperature boundary condition at the surface (20°C) and set the heat flux at the base of the model in order to have an initial thermal gradient equal to 25°C/km. We simulate the gabbroic intrusion by imposing a fixed temperature of 1250°C between 25 and 29 km depth. Then this temperature is maintained at the base of the model for various amount of time. Instead of modeling actual convection, 1D pseudo-convection model was created by increasing the thermal conductivity linearly with the melting fraction. Perfect (extremely vigorous) convection would lead to a geothermal gradient equal to zero, which, in turn, would correspond to an equivalent infinite thermal conductivity. As the geothermal gradient is low but not equal to zero, we use thermal conductivity varying between 5 and 200 ($\text{J}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$).

Partial melting experiments have shown that a pelite composition yield up to 60 wt.% of melt as it is heated over a temperature range of 650-900°C (Vielzeuf & Holloway, 1998). For an average pelitic

composition in the EOC, thermodynamic forward modelling predicts, at subsolidus conditions, 25% of muscovite and 25 % of biotite. At suprasolidus conditions muscovite is consumed between 650 and 720 °C, producing up to 15% of melt. Biotite is consumed over a larger range of temperature from 720 to 900 °C, producing up to 40% of melt. In our model we consider that the melt fraction increases linearly as a function of temperature during muscovite and biotite-breakdown reactions. Inspired by our documentation of the natural system, the muscovite-breakdown melts are extracted above the melt connectivity threshold i.e. ~7% (e.g. Roserberg & Handy, 2005). In the model this is reflected as heat extraction from the source, and emplacement of heat extracted at 5km depth. In contrast, as supported by the petrological and geochemical evidences, the melt produced during biotite-breakdown melting are left in the source. The detailed thermal and thermodynamic methodology is given in the GSA Data Repository¹. In order to compare the P-T_{max} estimates with the modeled thermal gradients (Fig. 4), we report the maximum temperature reached at any depth of the model over the modeled period.

Results

Conductive models indicate that the predicted maximal thermal gradient is slightly concave and of $40 \pm 0.4^\circ\text{C}/\text{km}$ (Fig. 4a). Modeled basal temperature $\sim 950\text{-}1100^\circ\text{C}$ is higher than T_{max} estimate of $880 \pm 50^\circ\text{C}$. The thickness of the biotite-breakdown melting zone never reaches the observed 7-8 km and the thermal gradient is too high with respect to 15°C.km^{-1} estimated in the garnet-bearing migmatites. Pseudo-convective models predict the formation of a thermal gradient in line with the metamorphic data (Fig. 4b). The best fit is achieved for a thermal perturbation of 3.5 Ma and a maximum thermal conductivity around $25 \text{ J.s}^{-1}.\text{m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Fig. 4c).

DISCUSSION AND CONCLUSION

Conductive models show that the thermal effect of melt extraction and/or latent heat is low and cannot account for the low metamorphic gradient in the garnet-bearing migmatitic part (Fig. 4a). The twofold shape of the thermal gradient has to be related to a more efficient heat transfer process. This symptomatic thermal gradient has already been observed in large melt extraction episodes (Depine et al., 2008). However, in the EOC, textural and geochemical data (Figs. 2 & 3) indicate that melts

produced under biotite-breakdown melting were not extracted. This implies that the overall viscosity of the rock drastically decreases toward a magma-like behavior. Moreover, our numerical experiments show that mass convection is an efficient mechanism to generate such a low metamorphic gradient (Fig. 4c). Using the Rayleigh number, for an infinite fluid between two free surfaces, we estimate at 7.10^{17} Pa.s the maximum shear viscosity allowing convection to occur in the garnet-bearing migmatites. Burg & Vigneresse (2002) showed that for a partially molten metapelite, containing from 0 to 60% of melt, the shear viscosity drops down from 10^{18} Pa.s from 600°C to 10^6 Pa.s at 900°C. These values are much lower and support the mass convection mechanism.

How the melts produced during biotite-breakdown melting remained trapped within the rock is an open question. Rushmer (2001) described this behavior in absence of dilatational stress. However, we expect that, during mass convection, increasing stress in the shear zones would trigger melt segregation. Based on the minimization of energy for melt distribution in solid aggregates, Laporte & Watson (1995) showed that biotite-rich melanosome could act as a barrier for melt transfer normal to the biotite plane. In the garnet-bearing migmatites, the presence of numerous biotite-rich schlieren may explain why the melts remained trapped even during deformation. Further studies are required to fully understand the small-scale melt behavior during biotite-breakdown melting.

CONCLUSION

Thermal models of the Triassic anatectic event in the EOC shows that crustal-scale mass convection is an efficient heat transfer process that can lead to the observed metamorphic gradient. Based on textural and metamorphic data, we propose that in biotite-rich metasediments, convection might become the main heat transfer process at temperature ranging from 800 to 900°C. This study provides new insights into the complex dynamic of partially molten felsic crust and could account for observed low geothermal gradient and long lived partially-molten middle to lower crust, such as beneath large orogenic plateau.

ACKNOWLEDGMENTS

This research was funded by the SEDIT program (INSU, 2008–2009). We thank Pierre Lanari, Etienne Jaillard, Jean Braun, Stéphane Guillot and Peter Van de Beek for their helpful review and constructive discussions.

REFERENCES

Aspden, J.A., Bonilla, W., and Duque, P., 1995, The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits, *Overseas Geology and Mineral Resources*, British Geological Survey Publication, 67 p.

Burg, J. P., and Vigneresse J. L., 2002, Non-linear feedback loops in the rheology of cooling-crystallising felsic magma and heating-melting felsic rock, *in* *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, edited by S. de Meer et al., Geological Society of London Special Publication, v. 200, p. 275–292.

Babeyko, A. Y., Sobolev, S. V., Trumbull, R. B., Oncken, O., and Lavier, L., 2002, Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 199, p. 373–388.

Caldwell, W. B., Klemperer, S.L., Rai, S.S., and Lawrence J. F., 2009, Partial melt in the upper-middle crust of the northwest Himalaya revealed by Rayleigh wave dispersion: *Tectonophysics*, v. 477, p. 58–65.

Depine, G.V., Andronicos, C.L., and Phipps-Morgan, J., 2008, Near-isothermal conditions in the middle and lower crust induced by melt migration: *Nature*, v. 452, p. 80–83.

Ding L., Kapp P., YueyY., and Lai Q., 2007, Postcollisional calc-alkaline lavas and xenoliths from the southern Qiangtang terrane, central Tibet: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 254, p. 28–38.

Gabriele, P., 2002, HP terranes exhumation in an active margin setting: geology, petrology and geochemistry of the Raspas Complex in SW Ecuador [Ph.D. thesis]: University of Lausanne, 258 p.

Guan Q., Zhu, D.C., Zhao, Z.D., Dong, G.C., Zhang, L.L., Li, X.W., Liu, M., Mo, X.X., Liu, Y.S., and Yuan, H.L., 2012, Crustal thickening prior to 38 Ma in southern Tibet: evidence from lower crust-derived magmatism in the Gangdese batholiths: *Gondwana Research*, v. 21, p. 88–99.

Hacker, B., Luffi, R., Lutkov, V., Minaev, V., Ratsbachier, L., Plank, T., Ducea, M.N., Patino-Douce, A.E., McWilliams M., and Metcalf J., 2005, Near-ultrahigh pressure processing of continental crust. Miocene crustal xenoliths from the Pamir: *Journal of Petrology*, v. 46, p. 1661–1687.

Laporte, D., and Watson, E.B., 1995, Experimental and theoretical constraints on melt distribution in crustal sources: The effect of crystalline anisotropy on melt interconnectivity: *Chemical Geology*, v. 124, p. 161–184.

Mahéo, G., Blichert-Toft, J., Pin C., Guillot, S., and Pêcher, A., 2009, Neogene partial melting of contrasted mantle and crustal sources beneath the south Asian margin (South Karakorum, Pakistan): implications for the late-stage geodynamic evolution of the India-Asia convergence zone: *Journal of Petrology*, v. 50, p. 427–449, doi: 10.1093/petrology/egp006.

Riel, N., Guillot, S., Jaillard, E., Martelat, J.-E., Paquette, J.-L., Schwartz, S., Goncalves, P., Duclaux, G., Thebaud, N., Lanari, P., Janots, E., and Yuquilema, J., 2013, A metamorphic and geochronological study of the Triassic El Oro metamorphic Complex in Ecuador: implications for high-temperature metamorphism in a forearc zone: *Lithos*, v. 156–159, p. 41–68, doi: [10.1016/j.lithos.2012.10.005](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.005).

Rosenberg, C.L., and Handy, M.R., 2005, Experimental deformation of partially melted granite revisited: Implications for the continental crust: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 23, p. 19–28, doi: [10.1111/j.1525-1314.2005.00555.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00555.x).

Rushmer, T., 2001, Volume change during partial melting reactions: implications for melt extraction, melt geochemistry and crustal rheology: *Tectonophysics*, v. 342, p. 399–405.

Taylor, S. R. & Gorton, M.P., 1977, Geochemical application of spark source mass spectrography—III. Element sensitivity, precision and accuracy: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 41, p. 1375–1380.

Vielzeuf, D., and Holloway, J.R., 1988, Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system: consequences for crustal differentiation: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 257–276.

White, R.W., Powell, R., and Holland, T.J.B., 2001, Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCKFMASH): *Journal of Metamorphic Geology*, v. 19, p. 139–153.

Whittington, A.G., Hofmeister, A.M., and Nabelek, P.I., 2009, Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism: *Nature*, v. 458, p. 319–321.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1. Geological features of the El Oro Metamorphic Province. The color legend is the same for every figure and is described in figure 1A. Simplified geological map of SW Ecuador. B. Geological cross-section of the El Oro Complex. C. Pressure-Temperature profile with $P-T_{\max}$ estimates modified after Riel et al. (2013). On the left side a simplified geological log of the El Oro Complex. Biotite and muscovite breakdown reactions are indicated.

Figure 2. Whole-rock major elements of the El Oro Complex. A. FeO + MgO versus K_2O diagram. B. CaO versus K_2O diagram. Compositions of S-type granitoid from Aspden et al. (1995 in ref list????). Dashed field marks distribution of metasedimentary rocks, continuous line field marks distribution of Gt-diatexites.

Figure 3. Whole-rock rare earth element spectra of the El Oro Complex normalized to the chondrite (Taylor & Gorton, 1977).

Figure 4. Thermal modelling results. A. Diffusive models with latent heat of muscovite and biotite-breakdown melting and extraction of muscovite-breakdown related melts. B, Pseudo-convective model using a linearly increasing conductivity with respect to melt content during biotite-breakdown melting to a maximum value of K_{\max} ($J.s^{-1}.m^{-1}.K^{-1}$). Higher K values increase heat transfer across layer and simulated increase in convection vigor. C. Various heating time with a maximum diffusivity set to $25 J.s^{-1}.m^{-1}.K^{-1}$.

Figure 5. Interpretative model of the El Oro Complex after gabbro emplacement in the Triassic. Region A is S-type plutonic belt made of the mixing between muscovite-breakdown melts and gabbroic magmas, B is muscovite-breakdown melting zone at 650-760°C (metatexite), C is biotite-breakdown melting zone undergoing diatexite convection at 760-900°C (garnet-bearing diatexites), D is mixing zone between crustal and gabbroic magmas and E is gabbro.

¹GSA Data Repository item 2009xxx, the photographs of the petrological study, the geochemical methods and the detailed thermal and thermodynamic modelling methods are available online at www.geosociety.org/pubs/ft2009.htm, or on request from editing@geosociety.org or Documents Secretary, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301, USA.

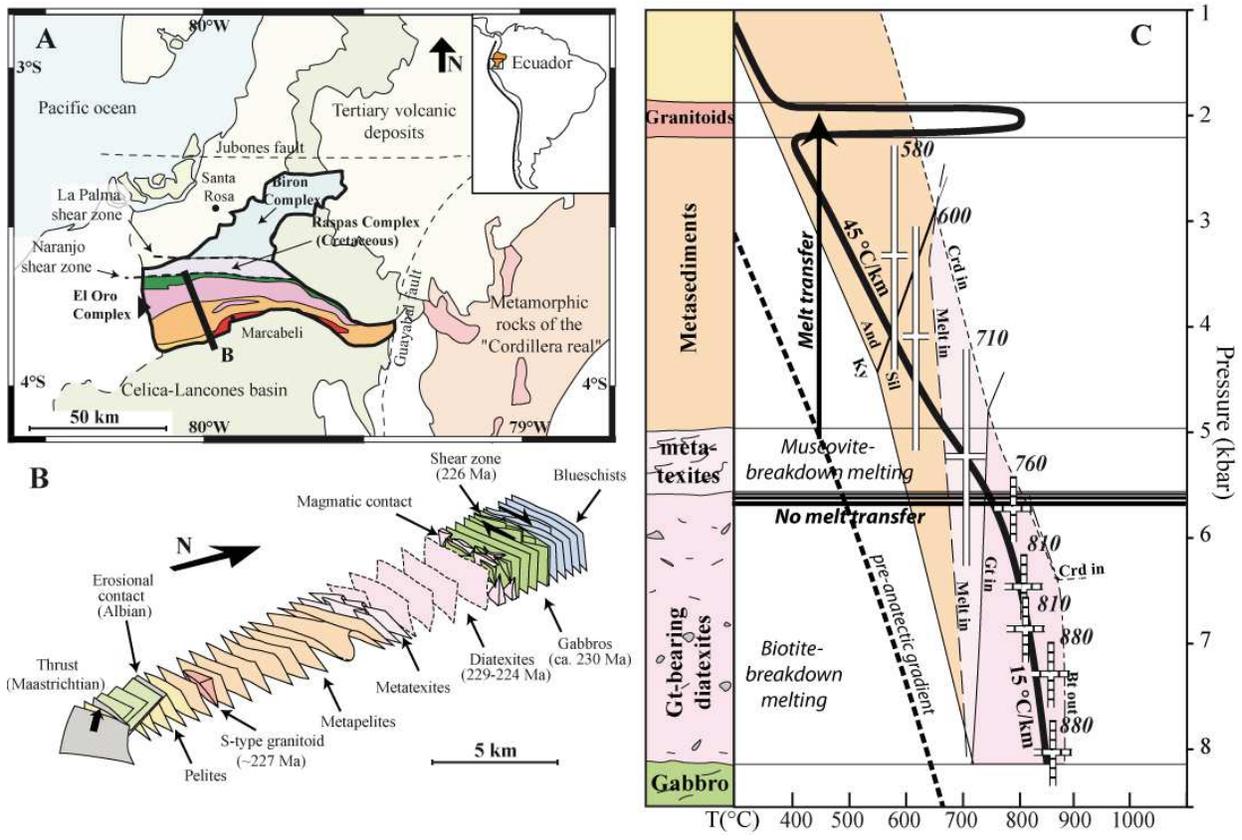


Figure 1:

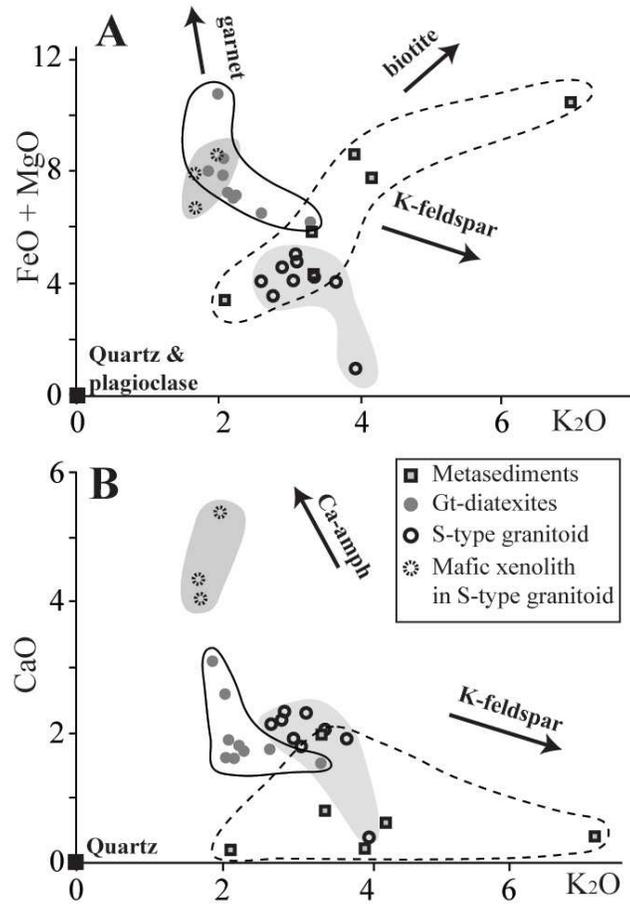


Figure 2:

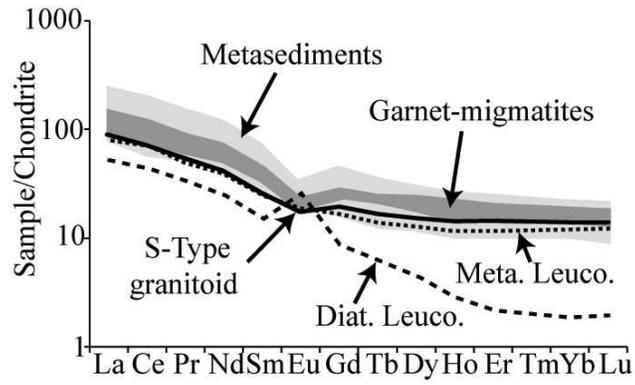


Figure 3:

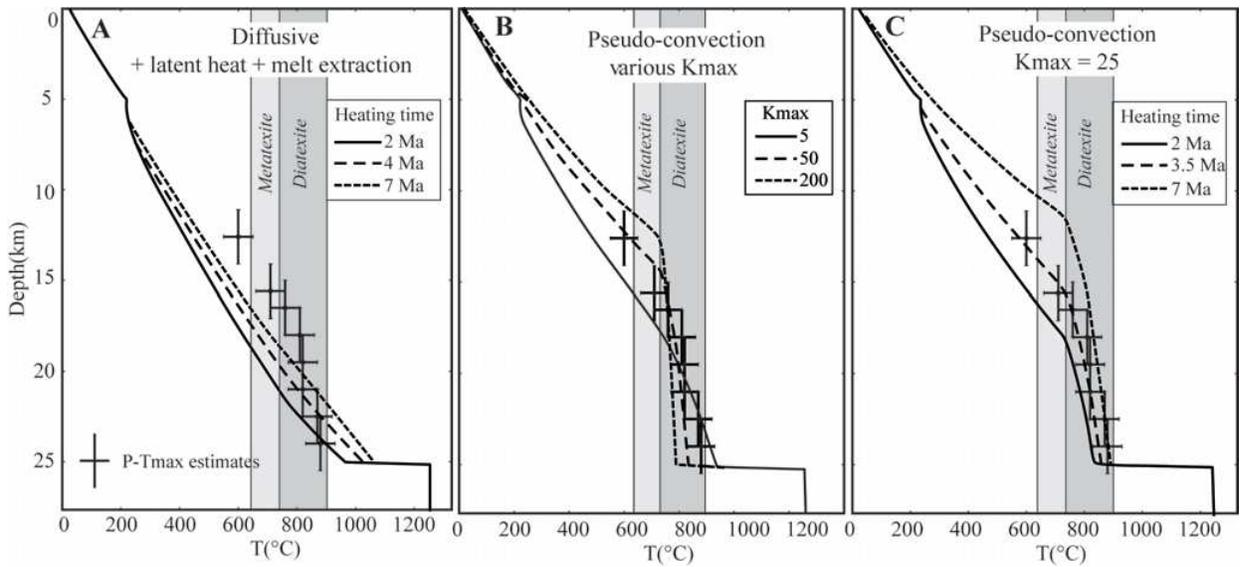


Figure 4:

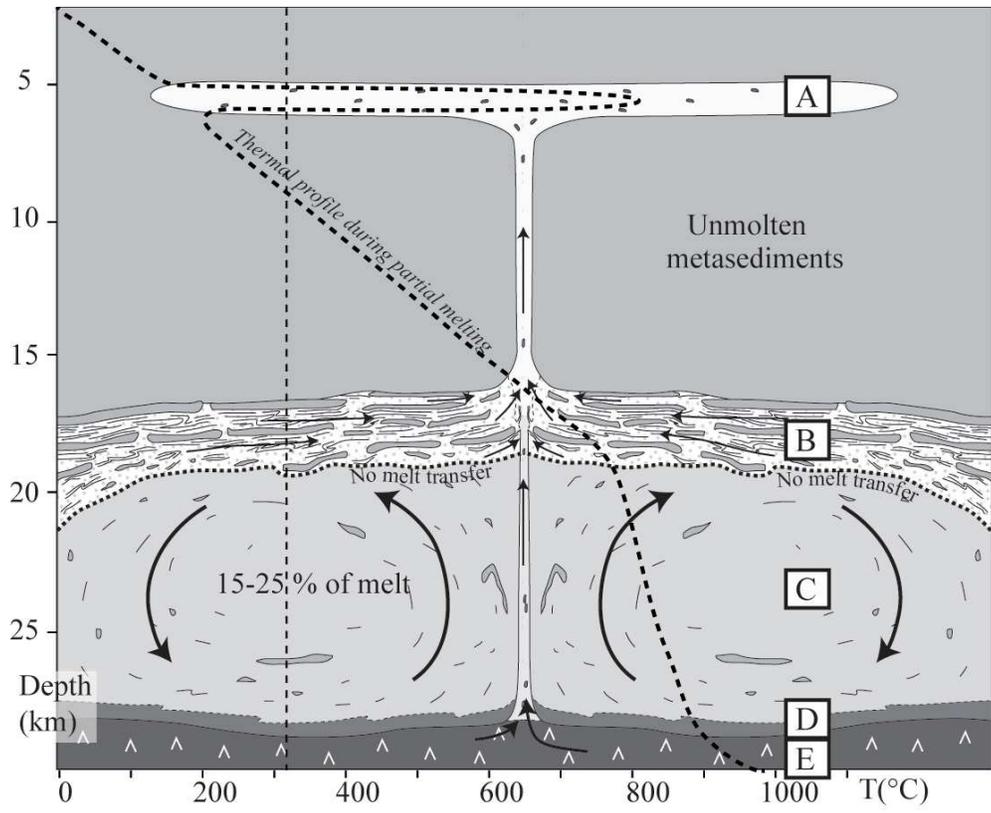


Figure 5:

CONCLUSION GÉNÉRALE

5

SOMMAIRE

5.1	APPORTS DE CETTE ÉTUDE :	243
5.1.1	Dynamique du Moyen Pays Himalayen	243
5.1.2	Une nouvelle interprétation de la coupe de la Karnali	244
5.1.3	La dynamique thermique de la croûte continentale migmatisée	246
5.2	PERSPECTIVES	247
5.2.1	Numériques	247
5.2.2	Thermochronologiques	247
5.2.3	Etude de la convection crustale	248

CE chapitre présente les résultats principaux ainsi que les conclusions obtenues lors de cette thèse de doctorat.

THIS chapter presents the main results of this PhD thesis and draw the conclusions of this study.

Cette thèse de doctorat a permis de mieux contraindre la dynamique du prisme de collision continentale Himalayen à travers une étude de modélisation numérique. Celle-ci nous a amené à proposer une nouvelle hypothèse expliquant la variation latérale d'ordre tectonique et topographique en Himalaya, par des variations rhéologique et la migration asynchrone d'une rampe le long de différents segments. Cette thèse a également apporté des nouvelles données sur la coupe de la Karnali (extrême ouest Népalais). Une nouvelle coupe géologique de cette zone est proposée afin d'intégrer les données structurales, thermochronologiques et thermométriques obtenues. Par ailleurs une seconde étude numérique, pétrologique et géochimique a montré que la conduction thermique ne permettait pas d'expliquer le gradient géothermique observé dans une large zone de croûte continentale migmatitique en Equateur. Nous proposons que ce géotherme soit expliqué par l'existence de convection crustale lors de la migmatisation. Cette hypothèse est appuyé par la modélisation numérique, les données géochimiques et les observations pétrologiques.

Ces résultats et les hypothèses qui en découlent sont détaillées ci-dessous.

5.1 Apports de cette étude :

5.1.1 Dynamique du Moyen Pays Himalayen

[Berger et al. \(2004\)](#), sur la base d'une étude géodésique des déformations actuelles, et [Robert et al. \(2011\)](#), par l'inversion de données thermochronologiques, proposent que les variations latérales observées le long de l'Himalaya soient liées à l'existence, le long de la chaîne, de différents segments caractérisés par des géométries de Main Himalayan Thrust différentes (angle de pendage vers le Nord, existence et position d'une rampe).

L'étude numérique réalisée dans cette thèse suggère que l'existence et la localisation d'une rampe sur le MHT est un phénomène transitoire s'inscrivant dans un cycle de formation de la rampe au front du système orogénique et d'advection de cette rampe sous le Moyen Pays Himalayen. Chaque cycle entraîne la formation d'une nappe de croûte continentale supérieure Indienne au dessus du niveau de décollement activé. La formation de chaque nappe élargit la chaîne et ces nappes

tendent à former un duplex ou « antiformal stack » sous les parties les plus internes de la chaîne. De plus, l'advection de la rampe entraîne un accroissement transitoire de la topographie à la verticale de la rampe, qui migre vers les zones internes à la même vitesse que la rampe.

Ces travaux de modélisation numérique ont également montré l'importance d'un éventuel contraste de rhéologie entre la croûte continentale Indienne et le plateau Tibétain. Dans le cas où le plateau Tibétain présente une rhéologie plus faible que la croûte Indienne, le sous plaquage du duplex de croûte continentale supérieure Indienne sous le plateau Tibétain va isoler une klippe de matériel cristallin qui présentera une forme synclinale, telle qu'observée dans certaines coupes Himalayenne : nappe de Dadeldhura, nappe de Kathmandu... Le contraste de rhéologie va également impacter le nombre de nappes formées. En effet, pour une quantité de raccourcissement donnée, le nombre de nappes sera plus important dans le cas où le plateau Tibétain et la croûte Indienne présentent la même rhéologie. Ce nombre sera plus petit lorsque le plateau Tibétain est plus faible que la croûte Indienne. Le nombre de nappes contrôlant la largeur de la chaîne, le contraste de rhéologie va donc également exercer un contrôle sur la largeur de cette dernière.

A L'issue de cette étude de modélisation numérique, nous proposons que les variations tectoniques et topographique observées le long de la chaîne Himalayenne puissent s'expliquer par la coexistence de deux mécanismes : 1) des variations rhéologiques au sein des unités Haut Himalayennes qui contrôlent la formation des klippes observées sur le terrain et les variations de la largeur de la chaîne ; 2) l'existence d'un cycle de formation et d'advection d'une rampe sur le MHT et son évolution asynchrone sur différents segments le long de la chaîne Himalayenne. Ceci explique les changements tectoniques et de géométrie du MHT, observés sur ces différents segments, et les variations topographiques (la transition topographique se situant à la verticale de la rampe et étant advectée vers les zones internes à la même vitesse).

5.1.2 Une nouvelle interprétation de la coupe de la Karnali

Afin de mieux contraindre les variations de structures le long de la chaîne Himalayenne, nous avons réalisé une campagne de terrain dans l'Ouest Népalais, le

long de la rivière Karnali, ce secteur étant jusqu'alors peu documenté. Les échantillons et observations rapportés de cette campagne de terrain ont permis d'établir 14 estimations du pic de température métamorphique par RSCM, 11 spectres de dégazage $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite ainsi qu'une nouvelle carte géologique le long de la rivière Karnali.

Ces nouvelles données nous ont amenés à proposer une nouvelle interprétation structurale de cette région. Jusqu'alors, le Moyen Pays dans cette région était décrit comme constitué par un important duplex émergeant légèrement au Nord de la klippe de Dadeldhura. Dans cette zone, les estimations du pic de température par RSCM sont les plus faibles de l'ensemble des estimations réalisées le long de la coupe ; par ailleurs, le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans les micas n'a été que partiellement « resetté » dans cette zone. Nous proposons donc que cette zone n'aie pas été sous plaquée sous la klippe de Dadeldhura comme le proposaient les études précédentes, mais soit au contraire restée dans son ordre stratigraphique et légèrement déformée par la tectonique Himalayenne. L'important duplex de Moyen Pays proposé par les études précédentes semble incompatible avec nos estimations du pic de température ainsi que les spectres de dégazage $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et non nécessaire pour expliquer les observations structurales.

Les études précédentes proposaient que la zone située au Sud de la klippe de Dadeldhura soit constituée par une épaisse nappe relativement homogène, formée précocement dans l'histoire de la collision : le « Ramgarh thrust sheet ». Nos observations montrent au contraire que cette zone est constituée par une succession de chevauchements vers le Sud, répétant la stratigraphie de la base du Moyen Pays Himalayen de façon similaire à ce qui est observé au Nord. De plus, dans cette zone, un spectre de dégazage $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite présente un âge Protérozoïque partiellement remis à zéro, malgré des températures maximum déterminées par RSCM aux environs de 500°C. Ces observations peuvent s'expliquer par la déformation par accréation frontale, lors de l'orogénèse Himalayenne, d'une unité métamorphisée au Protérozoïque. Le métamorphisme observé dans cette zone serait donc hérité, le métamorphisme associé à l'orogénèse Himalayenne étant trop faible pour sur-imprimer le métamorphisme hérité. L'hypothèse du « Ramgarh thrust sheet » n'est donc pas nécessaire pour expliquer nos observations sur cette zone.

Enfin, les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ réalisées sur la zone nous permettent de proposer une nouvelle cinématique pour la région de la Karnali. Aux environs de 22 Ma, le MCT isole une nappe de ce qui deviendra la klippe de Dadeldhura. Entre 17 et 20 Ma, le raccourcissement est accommodé par une série de failles inverses au Nord de la klippe actuelle, ce raccourcissement entraîne la formation de deux duplexes, un premier constitué par les formations Paléozoïques à la base du Moyen Pays, et un second constitué des formations Mésoprotérozoïque de niveau structural plus haut. Cette déformation au Nord de la klippe actuelle a permis d'éroder en grande partie ces dernières les formations entraînant l'isolement de la klippe. Vers 5 à 6 Ma, la zone au Nord de la klippe présente de l'exhumation pouvant s'expliquer par le sous plaquage d'une rampe ou par une activité des failles inverses en hors-séquence. Possiblement à cette époque, une unité métamorphisée au Protérozoïque est écaillée au front du Moyen Pays. Enfin, plus récemment, la zone du MCT, au Nord de la coupe, est réactivée en décrochement dextre par le système de GMH. Cette déformation a commencée dans le domaine ductile et c'est poursuivie dans le domaine cassant.

5.1.3 La dynamique thermique de la croûte continentale migmatisée

Une étude précédente estimant les conditions pression-température à travers une section de croûte continentale à l'affleurement dans le massif de El Oro en Equateur a montré que cette zone, très migmatisée, présente un gradient géothermique particulier. Dans les 7-8 km les plus profonds, la diatexite à grenat présente un gradient géothermique d'environ 16°C.km^{-1} là où les 12 km supérieurs présentent un gradient géothermique très important, aux environs de 45°C.km^{-1} .

L'étude géochimique et l'étude des textures des migmatites ont montré que seuls les liquides de fusion partielle issus de la déstabilisation de la muscovite étaient extraits, ceux issus de la déstabilisation de la biotite restant piégés dans la diatexite, qui présente le gradient géothermique faible.

Durant cette thèse, j'ai développé un code de modélisation numérique qui nous a permis de montrer que le gradient géothermique observé ne peut être expli-

qué par des mécanismes de conduction thermique, et que seul un mécanisme de convection au sein de la diatexite permet d'expliquer le gradient observé.

Cette étude a donc mis en évidence l'existence de convection au sein de la croûte continentale lorsque celle-ci est partiellement fondue et riche en biotite. Ce résultat a des conséquences sur la dynamique des plateaux continentaux et peut expliquer l'existence d'épaisses zones partiellement fondues à leur base.

5.2 Perspectives

Si cette thèse a apporté de nouvelles contraintes sur la dynamique du Moyen Pays Himalayen, sur la structure et la cinématique de la région de la Karnalie et sur la dynamique thermique de la croûte continentale lors d'épisodes de migmatisation, elle a également soulevé un certain nombre de questions qui appellent de nouvelles études.

5.2.1 Numériques

D'un point de vue du modélisateur, la nouvelle interprétation réalisée pour l'Ouest Népal n'a pas de bons analogues numériques. La modélisation de cette zone serait à continuer afin d'essayer de reproduire les observations. Parmi les pistes qui peuvent être testées, signalons le fait que la structure de cette zone est contrôlée par l'existence de deux niveaux de décollement; cette configuration serait à tester numériquement. Un travail sur les rhéologies serait intéressant, afin de contraindre l'impact d'un contraste de rhéologie entre ces deux niveaux de décollement, et une étude sur l'impact de l'angle de sous plaquage continental sur la dynamique du prisme pourrait également apporter des informations intéressantes.

5.2.2 Thermochronologiques

Nous avons montré numériquement que le passage de la rampe sous le Moyen Pays Himalayen entraîne une augmentation temporaire et transitoire de la topographie à la verticale de la rampe, ce qui pourrait expliquer la présence et la localisation de la transition topographique observée en Himalaya. Il serait intéressant de chercher à contraindre la migration de cette transition topographique par une

étude thermochronologique fine permettant de déterminer des taux d'exhumation en différents endroits pour différents systèmes thermochronologiques (réalisation de profils âge-altitude en trace de fission sur apatite et en $(U - Th)/He$ sur apatite par exemple). Deux stratégies seraient utilisables pour contraindre la migration de la rampe vers le nord par la thermochronologie.

- en échantillonnant en différents endroits d'un unique segment de chaîne (une même géométrie de MHT) on devrait voir une augmentation de taux d'exhumation vers le Nord jusqu'à ce que la latitude de la rampe soit dépassée, on observerait alors une diminution importante et rapide du taux d'exhumation. Une diminution des âges traces de fission sur apatite vers le Nord entre le MBT et la transition topographique a été montré par [Robert *et al.* \(2011\)](#) pour le Népal central, ce qui semble renforcer cette hypothèse.
- avec un seul profil vertical mais différents systèmes thermochronologiques, on devrait mettre en évidence, au sud de la transition topographique, un taux d'exhumation plus important pour les systèmes de plus haute température que pour ceux de plus faible température. A l'inverse, sur la transition topographique, les systèmes de plus basse température devraient montrer un taux d'exhumation plus important que les systèmes de plus haute température.

5.2.3 Etude de la convection crustale

L'existence de convection au sein d'une croûte continentale partiellement migmatisée a été contrainte par une étude numérique, géochimique et thermobarométrique. Cependant, les mécanismes permettant de piéger les liquides issus de la destabilisation de la biotite au sein de la migmatite ne sont pas encore bien compris. Ceci appelle d'autres études sur la pétrologie et les textures présentées par ces roches. De plus, l'hypothèse de la convection crustale n'ayant pas été émise lorsque Nicolas Riel a réalisé son travail de terrain, il serait intéressant de retourner sur le terrain afin de chercher des indices de convection sur les différents affleurements (linéations, structures plissées...)

BIBLIOGRAPHIE

- P. AGARD, J. OMRANI, L. JOLIVET et F. MOUTHEREAU : Convergence history across Zagros (Iran) : constraints from collisional and earlier deformation. *Int J Earth Sci*, 94:401–419, 2005. (Cité page 9.)
- E. AUZANNEAU, M. W. SCHMIDT, D. VIELZEUF et J. A. D CONNOLLY : Titanium in phengite : a geobarometer for high temperature eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(1):1–24, 2010. (Cité page 135.)
- J.P. AVOUAC : Mountain building, erosion, and the seismic cycle in the Nepal Himalaya. *Advances in geophysics*, 46, 2003. (Cité page 12.)
- J.P. AVOUAC, L. BOLLINGER, J. LAVÉ, R. CATTIN et M. FLOUZAT : Le cycle sismique en himalaya. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 333:513–529, 2001. (Cité pages 26 et 335.)
- A.YU. BABEYKO, S.V. SOBOLEV, R.B. TRUMBULL, O. ONCKEN et L.L. LAVIER : Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the altiplano-puna plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 199:373–388, 2002. (Cité page 221.)
- P. BABY, P. ROCHAT, G. MASCLE et G. HÉRAIL : Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, 25(10):883–886, October 1997. (Cité page 10.)
- L. BAKER et M.J. RUTHERFORD : Sulfur diffusion in rhyolite melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(335-344), 1996. (Cité page 218.)
- W. BEAUCHAMP, R. Allmendinger and M. BARAZANGI, A. DEMNATI, M. EL ALJI et M. DAHMANI : Inversion tectonics and the evolution of the high atlas mountains, morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, 18(2):163–184, April 1999. (Cité page 9.)

- C. BEAUMONT, S. ELLIS, J. HAMILTON et P. FULLSACK : Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology*, 24:675–678, doi :10.1130/0091-7613 1996. (Cité page 46.)
- C. BEAUMONT, R.A. JAMIESON, M.H. NGUYEN et B. LEE : Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414:738–742, 2001. (Cité pages 8, 11 et 220.)
- C. BEAUMONT, R.A. JAMIESON, M.H. NGUYEN et S. MEDVEDEV : Crustal channel flows : 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen. *Journal of Geophysical Research*, 109(B06406), doi :10.1029/2003JB002809 2004. (Cité pages 8 et 11.)
- C. BEAUMONT, J.A. MUÑOZ, J. HAMILTON et P. FULLSACK : Factor controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research*, 105(B4):8121–8145, 2000. (Cité pages 10, 11 et 44.)
- A. BERGER, F. JOUANNE, R. HASSANI et J.L. MUGNIER : Modelling the spatial distribution of present-day deformation in Nepal : how cylindrical is the Main Himalayan Thrust in Nepal? *Geophysical Journal International*, 156:94–114, 2004. (Cité pages 26, 35, 58, 89 et 243.)
- M. BERNET, P. van der BEEK, R. PIK, P. HUYGHE, J.-L. MUGNIER, E. LABRIN et A. SZULC : Miocene to Recent exhumation of the central Himalaya determined from combined detrital zircon fission-track and U/Pb analysis of Siwalik sediments, western Nepal. *Basin Research*, 18:393–412, 2006. (Cité pages 98 et 337.)
- O. BEYSSAC, L. BOLLINGER, J.P. AVOUAC et B. GOFFÉ : Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *Earth and Planetary Science Letters*, 225:233–241, doi :10.1016/j.epsl.2004.05.023 2004. (Cité page 114.)
- O. BEYSSAC, B. GOFFÉ, C. CHOPIN et J.N. ROUZAUD : Raman spectra of carbonaceous material in metasediments : a new geothermometer. *Journal of metamorphic geology*, 20:859–871, 2002a. (Cité pages 114, 116, 119, 121, 122, 204 et 338.)

- O. BEYSSAC, J.N. ROUZAUD, B. GOFFÉ, F. BRUNET et C. CHOPIN : Graphitization in a high-pressure, low-temperature metamorphic gradient : a Raman microspectroscopy and HRTEM study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143:19–31, 2002b. (Cité pages 114, 115, 119, 204 et 338.)
- L. S. BLACKFORD, J. DEMMEL, J. DONGARRA, I. DUFF, S. HAMMARLING, G. HENRY, M. HEROUX, L. KAUFMAN, A. LUMSDAINE, A. PETITET, R. POZO, K. REMINGTON et R. C. WHALEY : An updated set of basic linear algebra subprograms (blas). *ACM Trans. Math. Soft*, 28-2:135–151, 2002. (Cité page 210.)
- L. BOLLINGER : *Déformation de l'Himalaya du Népal*. Thèse de doctorat, Université de Paris XI, 2002. (Cité pages 26 et 335.)
- L. BOLLINGER, J.P. AVOUAC, O. BEYSSAC, E.J. CATLOS, T.M. HARRISON, M. GROVE, B. GOFFÉ et S. SAPKOTA : Thermal structure and exhumation history of the Lesser Himalaya in central Nepal. *Tectonics*, 23(TC5015), doi :10.1029/2003TC001564 2004. (Cité pages 12 et 114.)
- L. BOLLINGER, P. HENRY et J.P. AVOUAC : Mountain building in the Nepal Himalaya : Thermal and kinematic model. *Earth and Planetary Science Letters*, 244:58–71, 2006. (Cité pages 12 et 114.)
- C. BONNET, J. MALAVIEILLE et J. MOSAR : Interactions between tectonics, erosion, and sedimentation during the recent evolution of the Alpine orogen : Analogue modeling insights. *Tectonics*, 26(TC6016), doi :10.1029/2006TC002048 2007. (Cité pages 10 et 57.)
- B. BOOKHAGEN et D.W. BURBANK : Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya. *Geophysical Research Letters*, 33(L08405), doi :10.1029/2006GL026037 2006. (Cité pages 17, 18, 19, 20 et 334.)
- B. BOOKHAGEN et D.W. BURBANK : Toward a complete Himalayan hydrological budget : Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge. *Journal of Geophysical Research*, 115(F03019), doi :10.1029/2009JF001426 2010. (Cité pages 20, 21 et 334.)

- J.L. BOUCHEZ et A. PÊCHER : The himalayan main central thrust pile and its quartz-rich tectonics in central nepal. *Tectonophysics*, 78:23–50, 1981. (Cité page 100.)
- J. BRAUN : Pecube : A new finite element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. *Computers and Geosciences*, 29:787–794, 2003. (Cité pages 12 et 27.)
- J. BRAUN, P.V.D BEEK et G. BATT : *Quantitative Thermochronology : Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data*. Cambridge University Press, 2006. (Cité pages 125, 127, 130 et 339.)
- I.C. BREWER et D.W. BURBANK : Thermal and kinematic modeling of bedrock and detrital cooling ages in the central Himalaya. *Journal of Geophysical Research*, 111 (B09409), B09409, doi :10.1029/2004JB003304 2006. (Cité page 11.)
- D.R. BURBIDGE et J. BRAUN : Numerical models of the evolution of accretionary wedges and fold-and-thrust belts using the distinct-element method. *Geophysical Journal International*, 148:542–561, 2002. (Cité page 11.)
- J.P. BURG et J.L VIGNERESSE : Non-linear feedback loops in the rheology of cooling-crystallizing felsic magma and heating-melting felsic rock. *Geological Society, London, Special publication*, 200:275–292, 2002. (Cité page 218.)
- R. BÜRGMANN et G. DRESEN : Rheology of the lower crust and upper mantle : Evidence from rock mechanics, geodesy and field observations. *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.*, 36(531-567), 2008. (Cité page 218.)
- W.B. CALDWELL, S.L. KLEMPERER, S.S. RAI et J.F. LAWRENCE : Partial melt in the upper-middle crust of the northwest Himalaya revealed by Rayleigh wave dispersion. *Tectonophysics*, 477(1-2):58–65, 2009. (Cité page 221.)
- C. CAPITANI et K. PETRAKAKIS : The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95:1006–1016, 2010. (Cité page 147.)
- S-L CHUNG, C-H LO, T-L LEE, Y. ZHANG, Y. XIE, X. LI, K-L WANG et P-L WANG : Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. *Nature*, 394, 1998. (Cité pages 44 et 79.)

- Ryan COCHRANE, Richard SPIKINGS, Axel GERDES, Alexey ULIANOV, Andres MORA, Diego VILLAGÓMEZ, Benita PUTLITZ et Massimo CHIARADIA : Permo-triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western pangaea. *Lithos*, 190-191:383–402, 2014. (Cité page 203.)
- R. COGGON et T.J.B HOLLAND : Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(7):683–696, doi : 10.1046/j.1525-1314.2002.00395.x 2002. (Cité page 135.)
- J.A.D. CONNOLLY : Multivariable phase diagrams : an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290:666–718, 1990. (Cité page 135.)
- J.A.D CONNOLLY et D.M. KERRICK : An algorithm and computer program for calculating composition phase diagrams. *CALPHAD*, 11(1):1–55, 1987. (Cité page 135.)
- B. COSKUN : Oil possibilities of duplex structures in the Amik-Reyhanli basin, SE Turkey. *Journal of Petroleum Geology*, 17(4):461–472, 1994. (Cité page 9.)
- C.D.A DAHLSTROM : Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6 (1969), 1969. (Cité page 148.)
- P.G. DECELLES, G. E. GEHRELS, J. QUADE, T. P. OJHA, P. A. KAPP et B. N. UPRETI : Expand Neogene foreland basin deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, western Nepal . *The geological society of america. Bulletin*, 110(1):2–21, 1998. (Cité page 106.)
- P.G. DECELLES, G.E GEHRELS, J. Quadeand B. LAREAU et M. SPURLIN : Tectonic implications of U-Pb zircon ages of the Himalayan orogenic belt in Nepal. *Science*, 288:497–499, 2000. (Cité page 103.)
- P.G. DECELLES, D.M. ROBINSON, J. QUADE, T.P OJHA, C.N. GARZIONE, P. COPELAND et B.N. UPRETI : Stratigraphy, structure, and tectonic evolution of the Himalayan fold-thrust belt in western Nepal. *Tectonics*, 20(4):487–509, 2001. (Cité pages 99, 101, 102, 106, 107, 148 et 337.)

- Gabriela V. DEPINE, Christopher L. ANDRONICOS et Jason PHIPPS-MORGAN : Near-isothermal conditions in the middle and lower crust induced by melt migration. *Nature*, 2008. (Cité pages 205, 206, 207, 209 et 342.)
- J. DERCOURT, L.E. RICOU et B.E. VRIELYNCK : Atlas Tethys, Palaeoenvironmental Maps. *Rapport technique*, 307, 1993. (Cité page 13.)
- C. DUNCAN, J. MASEK et E. FIELDING : How steep are the Himalaya? Characteristics and implications of along-strike topographic variations. *Geology*, 31(1):31–78, 2003. (Cité page 17.)
- C. FILLON, R. S. HUISMANS et P.V.D BEEK : Syntectonic sedimentation effects on the growth of fold-and-thrust belts. *Geology*, 41(1):83–86; doi :10.1130/G33531.1, January 2013a. (Cité page 78.)
- C. FILLON, R. S. HUISMANS, P.V.D BEEK et J.A. MUÑOZ : Syntectonic sedimentation controls on the evolution of the southern Pyrenean fold-and-thrust belt : Inferences from coupled tectonic-surface processes models. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118:5665–5680, doi :10.1002/jgrb.50368, 2013b. (Cité page 78.)
- P.G. FITZGERALD, J.A. MUÑOZ, P.J. CONEY et S.L. BALDWIN : Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen : implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 173:157–170, 1999. (Cité page 10.)
- P. FULLSACK : An arbitrary Lagrangian-Eulerian formulation for creeping flows and its application in tectonic models. *Geophysical Journal International*, 120:1–23, 1995. (Cité pages 35, 36 et 37.)
- H. FURNES, M. DE WIT, H. STAUDIGEL, M. ROSING et K. MUEHLENBACHS : A Vestige of Earth's Oldest Ophiolite. *Science*, 315(5819):1704–1707, doi : 10.1126/science.1139170 2007. (Cité page 3.)
- Piercarlo GABRIELE : *HP Terranes exhumation in an active margin setting : geology, petrology and geochemistry of the Raspas complex in SW Ecuador*. Thèse de doctorat, Université de Lausanne, 2002. (Cité pages 201 et 203.)

- A. GANSSE : *Geology of the Himalayas*. Wiley-Interscience, New York, 1964. (Cité pages 21, 98 et 99.)
- E. GARZANTI : Stratigraphy and sedimentary history of the Nepal Tethys Himalaya passive margin. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17(5-6):805–827, doi : 10.1016/S1367-9120(99)00017-6 1999. (Cité page 99.)
- G.E. GEHRELS, P.G. DECELLES, A. MARTIN, T.P. OJHA, G. PINHASS et B.N. UPRETI : Initiation of the Himalayan Orogen as an Early Paleozoic Thin-skinned Thrust Belt. *GSA Today*, 13(9):4–9, 2003. (Cité page 156.)
- G.E. GEHRELS, P.G. DECELLES, T.P. OJHA et B.N. UPRETI : Geologic and U-Th-Pb geochronologic evidence for early Paleozoic tectonism in the Kathmandu thrust sheet, central Nepal Himalaya. *GSA Bulletin*, 118(1/2):185–198, doi : 10.1130/B25753.1 2006. (Cité pages 103 et 156.)
- G.C. GLEASON et J. TULLIS : A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell. *Tectonophysics*, 247(1-23), 1995. (Cité pages 41, 43 et 79.)
- S. GUILLOT, E. GARZANTI, D. BARATOUX, D. MARQUER, G. MAHÉO et J. de SIGOYER. : The total shortening history of the NW Himalaya. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(7), doi :10.1029/2002GC000484 2003. (Cité page 14.)
- S. GUILLOT et P. LE FORT : Geochemical constraints on the bimodal origin of High Himalayan leucogranites. *Lithos*, 35:221–234, 1995. (Cité page 100.)
- S. GUILLOT, G. MAHÉO, J. DE SIGOYER, K.H. HATTORI et A. PÊCHER : Tethyan and Indian subduction viewed from the Himalayan high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks. *Tectonophysics*, 451:225–241, doi :10.1016/j.tecto.2007.11.059 2008. (Cité pages 23 et 334.)
- W.E. HAMES et S.A. BOWRING : An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth and Planetary Science Letters*, 124(1-4):161–169, 1994. (Cité page 125.)

- T. M. HARRISON, J. CÉLÉRIER, A.B. AIKMAN, J. HERMANN et M.T. HEIZLER : Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73:1039–1051, 2009. (Cité pages 125 et 156.)
- F. HERMAN, P. COPELAND, J.P. AVOUAC, L. BOLLINGER, G. MAHÉO, P. Le FORT, S. RAI, D. FOSTER, A. PÊCHER, K. STÜWE et P. HENRY : Exhumation, crustal deformation, and thermal structure of the Nepal Himalaya derived from the inversion of thermochronological and thermobarometric data and modeling of the topography. *Journal of Geophysical Research*, 115(B06407), doi :10.1029/2008JB006126 2010. (Cité pages 12, 13 et 334.)
- K.V. HODGES, C. WOBUS, K. RUHK, T. SCHILDGEN et K. WHIPPLE : Quaternary deformation, river steepening, and heavy precipitation at the front of the Higher Himalayan ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 220:379–389, 2004. (Cité page 11.)
- T.J.B HOLLAND et R. POWELL : Thermodynamics of order-disorder in minerals; II, Symmetric formalism applied to solid solutions. *The American mineralogist.*, 81:1425–1437, 1996. (Cité page 136.)
- T.J.B HOLLAND et R. POWELL : An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16:309–344, 1998. (Cité pages 135, 136 et 137.)
- T.J.B HOLLAND et R. POWELL : Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset. *Journal of Petrology*, 42(4):673–683, 2001. (Cité page 136.)
- T.J.B HOLLAND et R. POWELL : An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology*, 29(3):333–383, doi : 10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x 2011. (Cité page 135.)
- R. S. HUISMANS et C. BEAUMONT : Symmetric and asymmetric lithospheric extension : Relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening. *Journal of Geophysical Research*, 108(B10):doi :10.1029/2002JB002026, 2003. (Cité page 78.)

- P. HUYGHE, J.L MUGNIER, A.P GAJUREL et B. DELCAILLAU : Tectonic and climate control of the changes in the sedimentary record of the Karnali River section (Siwaliks of Western Nepal). *The Island Arc*, 14(4):311–327, doi : 10.1111/j.1440-1738.2005.00500.x 2005. (Cité pages 105 et 106.)
- R.A. JAMIESON et C. BEAUMONT : On the origin of orogens. *Geological Society of America Bulletin*, 125(11/12):1671–1702, doi : 10.1130/B30855.1 2013. (Cité page 43.)
- R.A. JAMIESON, C. BEAUMONT, S. MEDVEDEV et M.H. NGUYEN : Crustal channel flows : 2. numerical models with implications for metamorphism in the himalayan-tibetan orogen. *Journal of Geophysical Research*, 109: doi :10.1029/2003JB002811, 2004. (Cité pages 8 et 11.)
- Timm JOHN, Erik E. SCHERER, Volker SCHENK et Dieter GARBE-SCHÖNBERG : Subducted seamounts in an eclogite-facies ophiolite sequence : the andean raspa complex, sw ecuador. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(2):265–284, February 2010. (Cité page 201.)
- F. JOUANNE, J.L MUGNIER, J.F GAMOND, P. Le FORT, M.R OANDEY, L. BOLLINGER, M. FLOUZAT et J.P. AVOUAC : Current shortening across the Himalayas of Nepal. *Geophysical Journal International*, 157:1–14, 2004. (Cité pages 25, 26, 80, 82, 158, 335 et 337.)
- S. KARATO et P. WU : Rheology of the upper mantle. *Science*, 260:771–778, 1993. (Cité pages 41, 43 et 79.)
- D. A. KELLETT, D. GRUJIC, I. COUTAND, J. COTTLE et M. MUKUL : The South Tibetan detachment system facilitates ultra rapid cooling of granulite-facies rocks in Sikkim Himalaya. *Tectonics*, 32:252–270, doi :10.1002/tect.20014 2013. (Cité pages 25, 83, 335 et 337.)
- A.A.P KOPPERS : ArAR CALC software for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age calculations. *Computers and Geosciences*, 28:605–619, 2002. (Cité page 277.)
- V.V. KOVALEVSKI, P.R. BUSECK et J.M. COWLEY : Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons : an X-ray and TEM study. *Carbon*, 39:243–256, 2001. (Cité page 115.)

- J. LAVÉ et J.P. AVOUAC : Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of Central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 106:26,561–26,592, 2001. (Cité page 11.)
- P. LE FORT : Himalaya : the collided range : Present knowledge of the continental arc. *American Journal of Science*, 275A:1–44, 1975. (Cité pages 21 et 98.)
- X. LE PICHON, M. FOURNIER et L. JOLIVET : Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision. *Tectonics*, 11(6):1085–1098, 1992. (Cité pages 13, 15 et 334.)
- C.-H LIN, Y.-H YEH, H.-Y YEN, K.-C CHEN, B.S. HUANG, S.W. ROECKER et J.-M CHIU : Three-dimensional elastic wave velocity structure of the Hualien region of Taiwan : evidence of active crustal exhumation. *Tectonics*, 17(1):89–103, 1998. (Cité page 10.)
- J. MALAVIEILLE : Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges : Analog models and case studies. *GSA Today*, 20(1), 2010. (Cité pages 10, 57 et 333.)
- George MASCLE, Arnaud PÊCHER et Stéphane GUILLOT : *Himalaya-Tibet La collision continentale Inde-Eurasie*. Vuibert, 2010. (Cité page 99.)
- I. MCDUGALL et T.M HARRISON : *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. Oxford University Press, 2nd edn, New York, édition, 1999. (Cité page 127.)
- N. MCQUARRIE : Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Journal of structural geology*, 26:519–535, 2004. (Cité page 9.)
- N. MCQUARRIE, J. B. BARNES et T. A. EHLERS : Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia. *Tectonics*, 27(TC3007), doi :10.1029/2006TC002054 2008a. (Cité page 10.)
- N. MCQUARRIE, D. ROBINSON, S. LONG, T. TOBGAY, D. GRUJIC, G. GEHRELS et M. DUCÉA : Preliminary stratigraphic and structural architecture of Bhutan : Implications for the along strike architecture of the Himalayan system. *Earth and Planetary Science Letters*, 272:105–117, 2008b. (Cité page 148.)

- N. MCQUARRIE, T. TOBGAY, S.P. LONG et P.W. REINERS M.A. COSCA : Variable exhumation rates and variable displacement rates : Documenting recent slowing of Himalayan shortening in western Bhutan. *Earth and Planetary Science Letters*, 386:161–174, 2014. (Cité page 148.)
- J.L. MOREL, E.M. ZOUINE, J. ANDRIEUX et A. FAURRE-MURET : Déformations néogènes et quaternaires de la bordure nord haut atlasique (maroc) : rôle du socle et conséquences structurales. *Journal of African earth science*, 30(1):119–131, 2000. (Cité page 9.)
- F. MOUTHEREAU, B. DEFFONTAINES, O. LACOMBE et J. ANGELIER : Variations along the strike of the Taiwan thrust belt : Basement control on structural style, wedge geometry, and kinematics. *Geological Society of America Special Paper*, 258:35–58, 2002. (Cité page 10.)
- J.L. MUGNIER, B. DELCAILLAU, P. HUYGHE et P. LETURMY : The break-back thrust splay of the Main Dun Thrust (Himalayas of western Nepal) : evidence of an intermediate displacement scale between earthquake slip and finite geometry of thrust systems. *Journal of structural geology*, 20(7):857 – 864, 1998. (Cité page 114.)
- J.A. MUÑOZ : *Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section*, volume Thrust tectonics, pages 235–246. Springer Netherlands, 1992. (Cité page 10.)
- M. A. MURPHY, M. H. TAYLOR, J. GOSSE, C. R. P. SILVER, D. M. WHIPP et C. BEAUMONT : Limit of strain partitioning in the Himalaya marked by large earthquakes in western Nepal. *Nature Geoscience*, 7:38–42, doi :10.1038/ngeo2017 2014. (Cité page 158.)
- M.A. MURPHY et P. COPELAND : Transtensional deformation in the central Himalaya and its role in accommodating growth of the Himalayan orogen. *Tectonics*, 24 (TC4012), doi :10.1029/2004TC001659 2005. (Cité pages 106, 109, 110, 111, 112, 150, 151, 152, 338 et 340.)
- M.A. MURPHY, An Yin P. KAPP, T.M. HARRISON, Ding LIN et Guo JINGHUI : Southward propagation of the Karakoram fault system, southwest Tibet : Timing and

- magnitude of slip. *Geology*, 28(5):451–454, doi : 10.1130/0091-7613 2000. (Cité page 158.)
- J. NÁBĚLEK, G. HETÉNYI, J. VERGNE, S. SAPKOTA, B. KAFLE, M. JIANG, H. SU, J. CHEN, B.S. HUANG et Hi-CLIMB TEAM : Underplating in the Himalaya-Tibet Collision Zone Revealed by the Hi-CLIMB Experiment. *Science*, 325:1371–1374, 2009. (Cité pages 11 et 44.)
- Y. NAJMAN, E. APPEL, M. BOUDAGHER-FADEL, P. BOWN, A. CARTER, A. GARZANTI, L. GODIN, J. HAN, U. LIEBKE, G. OLIVER, R. PARRISH et G. VEZZOLI : Timing of india-asia collision : Geological, biostratigraphic, and palaeomagnetic constraints. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115(B12), doi : 10.1029/2010JB007673 2010. (Cité page 13.)
- Y.N.R NAJMAN, M.S. PRINGLE, M.R.W JOHNSON, A.H.F ROBERTSON et J. R. WIJBRANS : Laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of single detrital muscovite grains from early foreland-basin sedimentary deposits in India : Implications for early Himalayan evolution. *Geology*, 25(6):535–538, 1997. (Cité page 14.)
- R. C. NEWTON, A. NAVROTSKY et B. J. WOOD, éditeurs. *Thermodynamics of Minerals and Melts*. Advances in Physical Geochemistry, 1981. (Cité page 135.)
- Y. NISHIMURA, D.S. COOMBS, C.A. LANDIS et T. ITAYA : Continuous metamorphic gradient documented by graphitization and K–Ar age, southeast Otago, New Zealand. *Am Mineral*, 84(11-12):1625–1636, 2000. (Cité page 115.)
- SR. NOBLE, J.A. ASPDEN et R. JEMIELITA : Northern andean crustal evolution : New u–pb geochronological constraints from ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 109(789–798), 1997. (Cité page 203.)
- R.R. PARRISH et K.V. HODGES : Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya. *Geological Society of America Bulletin*, 108:905–911, 1996. (Cité page 100.)
- A. PATZLET, H. LI, J. WANG et E. APPEL : Paleomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from southern Tibet : Evidence for the extent of the northern margin of

- India prior to the collision with Eurasia. *Tectonophysics*, 259:259–284, 1996. (Cité page 14.)
- O.N. PEARSON et P.G. DECELLES : Structural geology and regional tectonic significance of the Ramgarh thrust, Himalayan fold-thrust belt of Nepal. *Tectonics*, 24 (TC4008), doi :10.1029/2003TC001617 2005. (Cité pages 85 et 157.)
- R.J. PHILLIPS, R.R. PARRISH et M.P. SEARLE : Age constraints on ductile deformation and long-term slip rates along the Karakoram fault zone, Ladakh. . *Earth and Planetary Science Letters*, 226:305 – 319, 2004. (Cité page 158.)
- R.J. PHILLIPS et M.P. SEARLE : Macrostructural and microstructural architecture of the Karakoram fault : relationship between magmatism and strike-slip faulting. *Tectonics*, 26, 2007. (Cité page 158.)
- R. POWELL et T.J.B HOLLAND : An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations : 3. Application to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6:174–204, 1988. (Cité page 137.)
- R. POWELL et T.J.B HOLLAND : Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions : activity modelling of pyroxenes, amphiboles and micas. *The American mineralogist.*, 84:1–14, 1999. (Cité page 135.)
- R. POWELL et T.J.B HOLLAND : On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26:155–179, 2008. (Cité page 137.)
- R.N. PYSKLYWEC et C. BEAUMONT : Intraplate tectonics : feedback between radioactive thermal weakening and crustal deformation driven by mantle lithosphere instabilities. *Earth and Planetary Science Letters*, 201:275–292, doi :10.1016/S0012-821X(04)00098-6 2004. (Cité page 214.)
- L. RATCHBACHER, W. FRISCH et L. GUANGHUA : Distributed deformation in southern and western tibet during and after the india-asia collision. *Journal of Geophysical Research*, 19(917):917–945, 1994. (Cité page 99.)

- N. RIEL, S. GUILLOT, E. JAILLARD, J.-E. MARTELAT, J.-L. PAQUETTE, S. SCHWARTZ, P. GONCALVES, G. DUCLAUX, N. THEBAUD, P. LANARI, E. JANOTS et J. YUQUILEMA : Metamorphic and geochronological study of the triassic el oro metamorphic complex, ecuador : Implications for high-temperature metamorphism in a forearc zone. *Lithos*, 41-68, 2013. (Cité pages 203, 204, 205, 206, 208, 215, 221 et 342.)
- N. RIEL, E. JAILLARD, S. GUILLOT, J.E. MARTELAT, J. YUQUILEMA, G. DUCLAUX et J. MERCIER : Mesozoic tectono-thermal evolution of the El Oro metamorphic province, Ecuador. *Tectonics*, Accepted, 2014. (Cité page 215.)
- N. RIEL, J. MERCIER et R. WEINBERG : Evidences of convection in a partially molten metasedimentary crust. *Geology*, submit. (Cité pages 203, 204, 205, 206, 208, 210, 213, 341 et 342.)
- Nicolas RIEL : *Anomalie thermique et sous-placage en zone d'avant-arc : exemple du massif triasique de El Oro, Equateur*. Thèse de doctorat, Universite de Grenoble, 2012. (Cité pages 121, 122, 123, 124, 200, 201, 202, 203, 204, 205, 215, 338, 339 et 341.)
- X. ROBERT : *Séquence d'activité des failles et dynamique du prisme himalayen : apports de la thermochronologie et de la modélisation numérique*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble - France, November 2008. (Cité pages 5, 6, 7, 8, 9 et 333.)
- X. ROBERT, P. Van Der BEEK, J. BRAUN, C. PERRY et J.L MUGNIER : Control of detachment geometry on lateral variations in exhumation rates in the Himalaya : Insights from low-temperature thermochronology and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 116(B05202), doi :10.1029/2010JB007893 2011. (Cité pages 17, 27, 28, 29, 35, 58, 80, 89, 243, 248 et 335.)
- D. ROBINSON, P.G. DECELLES, P.J. PATCHETT et C.N. GARZIONE : The kinematic evolution of the Nepalese Himalaya interpreted from Nd isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(4):507-521, 2001. (Cité page 106.)
- D.M. ROBINSON, P.G. DECELLES et P. COPELAND : Tectonic evolution of the Himalayan thrust belt in western Nepal : Implications for channel flow models.

- Geological Society of America Bulletin*, 118(7/8):865–885, 2006. (Cité pages 12, 85, 86, 104, 106, 107, 112, 113, 114, 118, 148, 150, 151, 154, 155, 157, 160, 193, 337, 338 et 341.)
- D.M. ROBINSON et N. MCQUARRIE : Pulsed deformation and variable slip rates within the central Himalayan thrust belt. *Lithosphere*, 4(doi : 10.1130/L204.1):449–464, 2012. (Cité page 148.)
- C.L. ROSENBERG et M.R. HANDY : Experimental deformation of partially-melted granite revisited : implications for the continental crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 23:19–28, 2005. (Cité page 218.)
- D.B. ROWLEY et B.S. CURRIE : Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature*, 439(9), doi :10.1038/nature04506 2006. (Cité pages 13, 44 et 79.)
- J.-Y. ROYER et P. PATRIAT. : *Himalaya - Tibet, le choc des continents*. J.P. Avouac and P. De Wever, 2002. (Cité page 13.)
- T. RUSHMER : Volume change during partial melting reactions : implications for melt extraction, melt geochemistry and crustal rheology. *Tectonophysics*, 342(399–405), 2001. (Cité page 219.)
- D. SCHELLING : The tectonostratigraphy and structure of the eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, 1:925–943, 1992. (Cité pages 25, 84, 85, 101, 103, 335 et 337.)
- V. SCHULTE-PELKUM, G. MONSALVE, A. SHEEHAN, M. R. PANDEY, S. SAPKOTA, R. BILHAM et F. WU : Imaging the Indian subcontinent beneath the Himalaya. *Nature*, 435, doi :10.1038/nature03678 2005. (Cité pages 11, 12, 44, 76, 79 et 333.)
- M.P. SEARLE : Structural evolution and sequence of thrusting in the high himalayan, tibetan tethys and indus suture zones of zanskar and ladakh, western himalaya. *Journal of structural geology*, 8:923–936, 1986. (Cité page 99.)
- M.P. SEARLE, R.D. LAW, L. GODIN, K.P. LARSON M.J. STREULE, J.M. COTTLE et M.J. JESSUP : Defining the Himalayan main central thrust in Nepal. *Journal of the Geological Society*, 165:523–534, 2008. (Cité pages 112 et 151.)

- C. SOUQUE, D. FRIZON DE LAMOTTE, P. LETURMY et P. ROBION : Duplex at the lateral tip of a thrust fault : the "La Caglière" example (NE Pyrenees, France). *Geodinamica Acta*, 2(16):89–98, 2003. (Cité pages 9 et 333.)
- S.J. SPERA : *Physical properties of magma*. In : Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press, New York, 2000. (Cité page 218.)
- R.H. STEIGER et E. JAGER : Subcommittee on geochronology : Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3):359–362, 1977. (Cité page 277.)
- J. STÖCKLIN : Geology of Nepal and its regional frame. *Journal of the Geological society of london*, 137(1-34), 1980. (Cité page 103.)
- G.S. STOCKMAL et C. BEAUMONT : Geodynamic models of convergent margin tectonics : the Southern Canadian Cordillera and the Swiss Alps. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, 12:392–411, 1987. (Cité page 10.)
- G.S. STOCKMAL, C. BEAUMONT et R. BOUTILIER : Geodynamic Models of Convergent Margin Tectonics : Transition from Rifted Margin to Overthrust Belt and Consequences for Foreland-Basin Development. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 70(2):181–190, 1986. (Cité page 10.)
- D. STOLAR, G. ROE et S. WILLETT : Controls on the patterns of topography and erosion rate in a critical orogen. *Journal of geophysical research.*, 113(F04002), doi :10.1029/2006JF000713 2007. (Cité pages 5 et 21.)
- V. SUCHY, M. FREY et M. WOLF : Vitrinite reflectance and shear- induced graphitization in orogenic belts : a case study from the Kandersteg area, Helvetic Alps, Switzerland. *Int J Coal Geol*, 34:1–20, 1997. (Cité page 115.)
- A. G. SZULC, Y. NAJMAN, H. D. SINCLAIR, M. PRINGLE, M. BICKLE, H. CHAPMAN, E. GARZANTI, S. ANDÒ, P. HUYGHE, J-L. Mugnier and T. OJHA et P. DECELLES : Tectonic evolution of the Himalaya constrained by detrital $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$, Sm–Nd and petrographic data from the Siwalik foreland basin succession, SW Nepal. *Basin Research*, 18(4):375–391, doi : 10.1111/j.1365-2117.2006.00307.x 2006. (Cité page 106.)

- L. TAJCMAHOVA, J.A.D CONNOLLY et B. CESARE : A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *Journal of Metamorphic Geology*, 27(2):163–165, doi : 10.1111/j.1525-1314.2009.00812.x 2009. (Cité page 135.)
- P. TAPPONNIER, G. PELTZER, A. Y. Le Dain and R. ARMIJO et P. COBBOLD : Propagating extrusion tectonics in Asia : New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10(12):611–616, 1982. (Cité page 14.)
- P. TAPPONNIER, G. PELTZER et R. ARMIJO : On the mechanics of the collision between India and Asia. *Geological Society, London, Special Publications*, 19:113–157, 1986. (Cité pages 15 et 334.)
- G.K. TAYLOR, J. GROCOTT, A. POPE et D.E. RANDALL : Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the Andean forearc : a crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Tectonophysics*, 299:93–109, 1998. (Cité page 10.)
- R.C. THIEDE et T. A. EHLERS : Large spatial and temporal variations in Himalayan denudation. *Earth and Planetary Science Letters*, 371-372:278–293, 2013. (Cité pages 27, 28 et 335.)
- A.B. TOMPSON et J.A.D CONNOLLY : Melting of the continental crust ; some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 100:15565–15579, 1995. (Cité page 209.)
- D.L. TURCOTTE et G. SCHUBERT : *Geodynamics - Applications of continuum physics to geological problems*. John Wiley & Sons, New York, 2002. (Cité page 217.)
- B.N. UPRETI : Stratigraphy of the western Nepal Lesser Himalaya : A synthesis. *Journal of Nepal Geological society*, 13:11–28, 1996. (Cité page 101.)
- O. VIDAL, T. PARRA et F. TROTET : A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600 °C, 1-25 kbar P-T range. *American Journal of Science*, 301:557–592, 2001. (Cité page 147.)

- D.R. WALDBAUM et J.B. THOMPSON : Mixing properties of sanidine crystalline solutions. II. Calculations based on volume data. *The American mineralogist.*, 53:2000–2017, 1968. (Cité page 135.)
- Chengshan WANG, Xixi ZHAO, Zhifei LIU, Peter C. LIPPERT, Stephan A. GRAHAM, Robert S. COE, Haisheng YI, Lidong ZHU, Shun LIU et Yalin LI : Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105(13):4987–4992, doi : 10.1073/pnas.0703595105 2008. (Cité pages 44 et 79.)
- Qi WANG, Pei-Zhen ZHANG, Jeffrey T. FREYMUELLER, Roger BILHAM, Kristine M. LARSON, Xi'an LAI, Xinzhao YOU, Zhijun NIU, Jianchun WU, Yanxin LI, Jingnan LIU, Zhiqiang YANG et Qizhi CHEN : Present-Day Crustal Deformation in China Constrained by Global Positioning System Measurements. *Science*, 294 (574), doi :10.1126/science.1063647 2001. (Cité pages 14, 16 et 334.)
- Gordon WEBB : *Midterm Report : Constraints on the thermal history and neotectonics of the Greater Caucasus Mountains, southern Russia, from low-temperature thermochronology and numerical modelling.* Thèse de doctorat, Research School of Earth sciences. The Australian National University., January 2006. (Cité page 9.)
- K.X. WHIPPLE : The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature Geoscience*, 2:97–104, doi :10.1038/ngeo413 2009. (Cité pages 5 et 21.)
- K.X. WHIPPLE et B.J. MEADE : Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. *Earth and Planetary Science Letters*, 243:218–228, doi :10.1016/j.epsl.2005.12.022 2006. (Cité pages 5 et 21.)
- R.W WHITE, R. POWELL et T.J.B HOLLAND : Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCKFMASH). *Journal of Metamorphic Geology*, 19(2):139–153, 2001. (Cité page 136.)
- R.W WHITE, R. POWELL, T.J.B HOLLAND et B.A. WORLEY : The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions ; mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂-Fe₂O₃. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(5):497–511, 2000. (Cité page 136.)

- Alan G. WHITTINGTON, Anne M. HOFMEISTER et Peter I. NABELEK : Temperature-dependent thermal diffusivity of the earth's crust and implications for magmatism. *Nature*, 458:319–321, 2009. (Cité pages 205, 207, 210, 211, 214, 217 et 342.)
- S. WILLETT : Orogeny and orography : The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, 104(B12):28,957–28,981, 1999. (Cité pages 4, 5, 21, 46 et 333.)
- S.D. WILLETT : Erosion on a line. *Tectonophysics*, 484:168–180, 2010. (Cité pages 41 et 76.)
- C.W. WOBUS, K.V. HODGES et K.X. WHIPPLE : Has focused denudation sustained active thrusting at the Himalayan topographic front? *Geology*, 31(10):861–864, 2003. (Cité pages 5, 18 et 21.)
- C. YAKYMCHUK et L. GODIN : Coupled role of deformation and metamorphism in the construction of inverted metamorphic sequences : an example from far-northwest Nepal. *Journal of metamorphic geology*, 30:513–535, 2012. (Cité pages 106, 110, 111, 112, 121, 137, 138, 139, 150, 151, 152, 338 et 340.)
- A. YIN : Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation. *Earth-Science Reviews*, 76:1–131, 2006. (Cité pages 9, 13, 17, 24 et 79.)
- X. YUAN, S.V. SOBOLEV et R. KIND : Moho topography in the central andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 199:389–402, 2002. (Cité page 221.)
- W. ZHAO, K.D. NELSON et Project INDEPTH TEAM : Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern tibet. *Nature*, 366:557–559, 1993. (Cité pages 11, 44, 76 et 79.)

ANNEXES

A

SOMMAIRE

A.1	DONNÉE RSCM :	271
A.2	DONNÉE $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$:	277
A.2.1	Procédure Analytique :	277
A.3	ESTIMATION DES PICS DE PRESSION TEMPÉRATURE	277
A.3.1	Données Chimie roche totale	277
A.3.2	Données Microsonde	279
A.4	« SUPPLEMENTARY MATERIALS : EVIDENCES OF CONVECTION IN A PARTIALLY MOLTEN METASEDIMENTARY CRUST. »	279
A.5	« FOREARC TECTONO-THERMAL EVOLUTION OF THE EL ORO METAMORPHIC PRO- VINCE (ECUADOR) DURING THE MESOZOIC »	299
A.6	RÉSUMÉ DES DIFFÉRENTES PRÉSENTATIONS EFFECTUÉES LORS DE CONGRÈS ET WORKSHOPS	324
A.6.1	EGU 2012 - presentation	324
A.6.2	EGU 2014 - Poster	326
A.6.3	EGU 2014 - Presentation	328
A.6.4	AGU 2014	330

A.1 Donnée RSCM :

L'ensemble des données obtenues par RSCM sont synthétisé dans le tableau ci dessous.

KAR11-010 TYPE I					Bande 2					Bande 3					R2	T (°C)	T(°C) Moyenne	Equart type	Erreur normalisée
i	p	w	an	int															
KAR11-010-2-1	236.186352	1353.98877	39.6068723	14689.0162	13995.703	2511.62671	1580.09748	16.7982766	65540.7355	64134.7374	68.6026965	1620.80375	6.28347461	516.077439	514.577222	0.18191672	560.047061		
KAR11-010-2-10	81.228712	1356.8026	31.9097452	4070.21567	3916.30845	1225.67557	1580.45701	16.691042	32125.9753	31417.7783	43.4620103	1609.84532	15.7902124	1077.74047	1052.23721	0.10919738	592.407166		
KAR11-010-2-13	56.700318	1368.40221	23.3283813	1978.59032	1973.56988	3729.1605	1581.78496	16.9052038	98216.2048	92031.1271	81.8162917	1608.26687	2.12657438	273.175513	272.311614	0.02059573	631.834899		
KAR11-010-2-3	59.6980975	1362.12925	27.7071425	2597.29819	2513.02585	1416.66122	1580.51864	13.1689192	29294.359	28784.649	54.5376211	1622.56604	4.08220722	349.393254	347.298844	0.08055824	605.151585		
KAR11-010-2-5	273.216559	1352.82424	38.2572114	11126.3454	11126.3454	3885.59407	1580.21311	16.9371652	97468.9166	915649.1682	234.838006	1608.09779	16.3313954	6022.60365	5876.5146	0.09072032	597.802152		
KAR11-010-2-8	131.443911	1355.27042	33.1692729	6315.7181	6122.20743	5199.80684	1579.67097	14.2038361	1.14e+05	1.12e+05	20.5445305	1620.47825	12.3537323	398.555769	390.742673	0.05225499	617.750536		
KAR11-010-2-9	172.879148	1356.71206	38.7397275	7129.04548	7129.04548	912.244779	1579.66529	14.0701138	41087.4399	40698.6326	228.651002	1620.92667	7.69519925	2358.32498	2350.06313	0.1409604	578.272622		
KAR11-010-2-spectre-large	294.069668	1357.66615	32.0405063	14231.7323	1329.05487	8471.6388	1578.58231	14.3050442	1.85e+05	1.85e+05	262.09535	1612.23572	21.3246964	6624.03787	6594.85561	0.06911434	610.244119		
kar11_010_13	34.801497	1454.2274	26.6809912	979.271946	979.271946	1439.62809	1580.76655	14.3894434	30775.9838	30281.8264	84.5774807	1608.76602	14.4915181	1304.66938	1304.66938	0.02962112	627.818602		
kar11_010_14	60.7940447	1352.02236	28.5929769	2717.19857	2625.33144	1417.9828	1579.38	16.5431445	36668.2337	35880.8628	61.0713697	1609.90923	19.0619846	924.217201	898.166086	0.06740814	611.003377		
kar11_010_20	170.548789	1357.41112	29.931922	7816.23536	7559.63095	2986.82138	1577.78542	17.0100667	77205.0965	75591.3081	21.0729868	1620.66977	11.3499483	375.574892	368.799105	0.09152832	600.269898		
kar11_010_4	667.635541	1355.69555	42.7488096	31306.6736	31186.249	5741.12744	1579.88879	15.4798498	1.39e+05	1.36e+05	553.589766	1622.01896	7.20078136	6259.49125	6187.26594	0.17741898	562.048552		
kar11_010_5	191.066998	1358.39637	27.5339777	8223.47927	7959.74912	4955.33499	1579.72769	14.825988	1.15e+05	1.13e+05	235.73201	1622.08775	14.825988	5463.15057	5335.14957	0.06398269	612.527704		
kar11_010_7	142.569644	1357.91598	29.1661139	5997.31022	5839.14605	6641.34851	1578.66016	16.8397344	1.71e+05	1.68e+05	100.794928	1621.06557	14.5601606	2304.57574	2251.13275	0.03338481	626.14376		
kar11_010_9	606.305247	1356.7012	41.0883597	26518.0962	26518.0962	4669.42594	1580.29344	13.6429725	99929.1559	98134.4709	3408.45997	1622.49635	5.49679099	24649.0423	24534.1841	0.17550461	562.900449		

KAR11-010 TYPE II

KAR11-010-2-7	269.055336	1358.38114	40.8277801	11693.0979	11693.0979	1498.52761	1580.8289	14.1828613	33042.6906	32441.1379	201.380789	1623.27961	6.49870981	1675.91429	1667.84285	0.25194288	528.88542
KAR11-010-2-9	221.009204	1357.95253	38.6811671	9100.01564	9100.01564	2423.08762	1580.63209	14.1586183	51346.3516	50516.6034	258.174733	1622.57901	6.56914229	2341.42651	2325.34962	0.14493288	576.504869
kar11_010_11	720.83495	1357.40175	38.0710672	31296.8788	31055.8462	4425.7855	1579.53963	13.6961785	95149.6932	93478.0149	108.167838	1621.71379	7.19590961	12069.9243	11930.992	0.22586632	540.488596
KAR11-010-2-4	444.695729	1357.25322	40.731463	19280.8057	19280.8057	2544.63956	1580.88206	14.6663242	57203.1994	56171.2423	129.01025	1621.95193	8.15536726	1119.95339	1119.95339	0.24845132	530.439164
kar11_010_1	242.001222	1357.69469	32.7721972	11887.5719	11487.7606	2396.80713	1579.7702	13.5003365	49835.538	48998.8288	165.133263	1621.43949	8.2263999	2133.14925	2105.12514	0.13616142	558.158168
kar11_010_12	53.5040447	1357.59491	38.1874988	23619.5458	23491.1063	3057.38072	1579.53219	13.951744	66293.1418	65112.2761	250.930967	1621.48329	5.61732471	1542.54225	1541.59814	0.25826348	526.072752
kar11_010_2	161.725339	1357.05101	36.3412547	26613.0838	26306.8647	2630.9312	1579.79247	14.1296496	56580.0303	55972.8623	448.953372	1621.34261	8.43664763	5948.50754	5868.37491	0.29272872	505.706967
kar11_010_3	336.303424	1355.43633	39.9284508	14686.1135	14639.3323	2515.58372	1578.31086	14.4938664	5125.92733	54190.1692	397.800388	1620.80944	6.57918996	504.72692	3483.72035	0.20031579	551.859474
kar11_010_8	191.479599	1355.45387	37.5819063	7660.08386	7660.08386	1765.64179	1578.9041	14.7237098	39687.6226	38982.4421	244.776952	1620.13217	7.35871286	2316.82738	2304.11241	0.1542365	572.364758

KAR11-013

kar11-013-10	15.4093713	1355.83672	26.8727577	552.38525	542.446023	1241.05885	1580.34933	14.5534364	26650.8755	26228.3363	50.4779917	1602.93617	8.46445808	645.665838	638.615087	0.01983506	632.173396
kar11-013-13	44.6738737	1356.60214	38.0820212	2058.1634	2028.61001	1457.15893	1579.86057	15.1492684	32680.0574	32135.664	32.5506938	1601.08362	3.36587307	172.039467	171.206655	0.05895583	614.764655
KAR11-013-2-10	32.2580645	1365.80938	14.3563917	702.616731	692.016578	6392.11416	1580.95	14.3363917	1.39e+05	1.37e+05	71.9602978	1608.85023	14.3363917	1567.37579	1537.0487	0.00496549	638.790357
KAR11-013-2-12	233.158403	1357.86703	34.3389817	8522.5723	8522.5723	4322.81083	1579.92333	13.3219811	1.00e+05	98289.5213	147.48737	1621.38706	4.68375835	735.32871	735.32871	0.07793997	606.316713
KAR11-013-2-13	70.9684997	1347.96824	45.4010811	5059.42088	4781.73317	2696.71392	1580.30894	15.0053153	61895.8261	60762.9456	82.5544208	1607.51754	14.6468596	1898.73175	1857.53385	0.07348044	608.301205
KAR11-013-2-16	172.122069	1358.62406	38.4951934	7053.02257	7053.02257	2917.05091	1579.73801	13.9944745	64101.767	62919.9306	75.1373163	1588.25808	42.9896441	5072.17862	4776.7203	0.09252686	599.825661
KAR11-013-2-2	52.1098111	1361.04387	35.1214649	1186.19699	1186.19699	1787.39462	1579.58	15.1214649	41367.1795	40605.612	45.9057072	1612.55673	15.1214649	1062.43446	1039.84948	0.02763812	628.701035
KAR11-013-2-20	163.573507	1344.08483	36.4259346	11182.93	11182.93	5105.50999	1578.0085	18.8480808	59399.0673	58132.9522	104.355251	1621.98291	6.0636218	673.563618	673.563618	0.15694115	571.161161
KAR11-013-2-22	77.1021113	1449.62889	14.9486164	1684.63574	1684.63574	2688.79305	1580.49384	15.2817611	1.32e+05	1.29e+05	111.963637	1607.5066	12.2659926	2156.60323	2117.40706	0.02159319	635.396032
KAR11-013-2-23	94.9811305	1356.18974	44.070296	4644.79419	4491.73368	1790.39247	1579.8762	15.396612	41847.9497	41081.2562	36.5432733	1622.57423	6.36225606	246.877755	246.877755	0.09937595	596.777703
KAR11-013-2-27	55.8312655	1359.45547	41.3010956	3601.98711	3429.66772	2526.74625	1579.46	13.6680023	53947.3086	52991.8967	116.62531	1596.67171	7.41301715	1350.48861	1336.5975	0.0611545	613.786246
KAR11-013-2-28	470.945032	1350.49799	44.1387179	22264.9162	22264.9162	3328.46954	1577.18146	19.3507661	91972.701	90275.1177	335.562118	1618.79808	9.65010567	5084.79158	5007.64433	0.18659459	557.965406
KAR11-013-2-30	25.039675	1356.05511	40.0202634	5329.2775	5329.2775	2994.56174	1578.41771	15.7749221	63082.069	61938.149	122.381066	1621.10912	5.7203454	890.016585	886.43823	0.07690004	606.779483
KAR11-013-2-31	53.3851359	1347.96824	39.0817203	6120.0103	6120.0103	4138.44551	1577.73318	13.5276692	8642.1705	8619.156	3275.130687	1595.66343	6.1682415	2432.65939	2432.65939	0.03555988	625.157886
KAR11-013-2-34	299.259048	1358.66456	30.6418323	14211.7165	13717.6386	4674.66889	1579.49991	15.1045172	1.11e+05	1.08e+05	71.6280184	1620.9752	5.06284535	569.435896	564.84573	0.11338428	590.534995
KAR11-013-2-5	86.4418791	1455.16756	6.38594344	866.80091	860.882319	2976.14599	1579.66536	14.0561363	63270.0786	62650.969	49.0444983	1605.82232	12.4547544	959.17317	941.629139	0.01322289	635.115813
KAR11-013-2-6	53.3331125	1360.01937	36.2971795	2857.60617	2756.75758	3478.17272	1579.34908	15.8875564	80930.0627	79857.9874	31.7131844	1621.84343	11.0092145	547.			

KAR11-016-2-15	284.156723	1358.71107	33.8072424	12719.9479	12443.4044	4140.22764	1579.59425	17.9489768	1.10e+05	1.07e+05	58.2239949	1622.04434	4.04102846	257.687217	257.570227	0.10376208	594.825875
KAR11-016-2-16	629.511603	1359.15206	31.756579	31391.164	30216.2282	9726.48951	1579.87747	14.0956752	2.13e+05	2.09e+05	239.030974	1622.07839	7.16657783	2689.89612	2659.02254	0.12724889	584.374243
KAR11-016-2-18	80.6160912	1356.95678	36.010557	3750.34045	3673.09309	659.932752	1579.0452	16.7516564	16710.9074	16383.2378	4.75291525	1621.83606	13.8381673	103.343876	101.057007	0.18236883	559.845872
KAR11-016-2-3	111.565093	1356.80744	38.1408474	4529.50644	4529.50644	1580.42439	1580.18778	16.9969842	40282.7405	39497.0712	46.6339613	1622.98536	8.96189289	445.157365	445.157365	0.10083231	596.46297
KAR11-016-2-7	408.80425	1359.96285	30.8971173	19102.8707	18461.9833	10733.0155	1580.25532	15.0205281	2.48e+05	2.43e+05	106.497923	1622.77995	26.9245664	4502.12647	4307.80528	0.07004203	609.661306
KAR11-016-2-8	465.340483	1357.9586	31.8497502	20828.0625	20281.2136	10164.8284	1580.51171	15.7708433	2.48e+05	2.43e+05	11.091981	1622.69761	6.83467453	1278.33887	1264.29061	0.07723927	106.628527
KAR11-016-2	494.868192	1359.20782	33.3469985	25418.4151	24476.292	8118.35693	1579.20347	16.8322723	2.11e+05	2.07e+05	3.33917059	1622.40755	15.5212301	81.3831374	79.3544521	0.10742303	593.196735
KAR11-016-3	348.635236	1356.80787	32.1293937	20778.6268	19855.495	3682.81694	1579.274	17.0118199	91581.0983	89940.632	114.143921	1622.08775	9.53098343	1700.74169	1675.08278	0.18217203	559.933447
KAR11-016-5	64.2455018	1359.38207	25.4765996	2224.0664	2183.32651	4811.08722	1581.35144	15.4405209	95422.3962	93800.93	34.0998451	1621.65107	8.98386703	481.065595	474.149498	0.02266506	630.914048
KAR11-016-6	619.656027	1357.40219	39.7820285	26240.3614	26240.3614	8671.08515	1579.79006	18.0217781	2.33e+05	2.28e+05	81.9529038	1620.80793	9.78907884	1259.72117	1240.08713	0.10083523	596.128321
KAR11-016-8	150.762464	1356.4987	34.524625	6162.9747	6096.33202	2454.43036	1579.4289	15.8555689	58229.1787	57141.2122	76.924127	1622.04234	7.16791775	865.815144	855.861188	0.09444019	598.974117
KAR11-016-spectre-large	697.365508	1354.64836	41.1993303	30851.1529	30833.6231	5338.8812	1578.29234	17.0955448	1.37e+05	1.35e+05	145.874501	1620.61401	5.86716596	911.045289	911.045289	0.18318835	559.481184

KAR11-016 Type II

KAR11-016-2-17	272.254564	1357.13382	42.6471611	13429.848	13289.8985	1350.2562	1580.44559	16.1313326	32872.9517	32252.1841	120.407777	1622.58741	9.70800405	1244.27592	1244.27592	0.28245371	515.380989
KAR11-016-2-4	806.075007	1357.37295	41.3141918	35592.5489	35775.1264	2574.72429	1579.82076	17.0680382	64899.1139	63691.5480	187.713028	1621.84885	6.58314614	1378.26958	1376.59864	0.34939209	485.520519
KAR11-016-2-9	1767.41421	1357.31219	39.2968493	77457.9555	77401.6493	5841.4631	1579.89521	15.2509846	1.35e+05	1.33e+05	363.62038	1622.25436	5.86604262	2270.52162	2270.52162	0.3600042	480.798131
KAR11-016-13	295.845443	1356.91253	39.6107625	12474.5104	12474.5104	2715.68918	1579.81027	15.75136338	71474.4136	70300.3977	104.771898	1621.35996	8.22558909	917.368937	917.368937	0.14699016	575.589377
KAR11-016-2-11	1461.53846	1358.39637	33.9066532	53187.2395	53143.8216	6048.76144	1579.95564	15.6111126	1.41e+05	1.39e+05	26.70619231	1622.08775	6.22621476	2255.82718	2233.34081	0.27007775	520.815401
KAR11-016-2-6	179.275806	1354.98194	40.817375	7789.30959	7789.30959	1055.15433	1580.35307	15.8582693	24953.1022	24507.1307	230.401931	1620.86956	10.2080587	423.268215	416.397964	0.23486054	536.487059
KAR11-016-4	901.014039	1354.56216	41.1329019	39450.555	39450.555	10307.4699	1579.26618	15.5208552	2.43e+05	2.39e+05	156.473239	1619.94724	13.2744475	3261.59514	3193.01801	0.13802966	579.5768
KAR11-016-7	521.286166	1355.26044	42.926284	23469.8667	23469.8667	3238.47499	1579.7617	15.6112699	79408.1451	77772.3956	241.228080	1622.08398	6.24429028	2365.91067	2342.18945	0.22300448	541.763004

KAR11-029

KAR11-029-1	359.56521	1351.91418	42.4386493	16243.1939	16243.1939	4298.60395	1579.47713	22.1681601	1.31e+05	1.30e+05	141.175761	1599.9653	32.6874525	4912.17038	4912.17038	0.10654393	593.587295	
KAR11-029-10	235.595281	1356.11169	42.9690203	10776.1856	10776.1517	2241.529	1581.03151	20.6821626	68528.9217	66972.3284	99.6909415	1623.29527	7.35025583	779.992386	779.992386	0.13455918	581.121163	
KAR11-029-11	522.135306	1355.69904	40.5209154	22521.3551	22521.3551	3548.97701	1580.73997	19.2397676	98444.1117	97810.1266	105.290834	1622.50558	6.60763734	740.574874	740.574874	0.18294273	559.590486	
KAR11-029-12	242.530504	1355.61789	42.3294179	12658.4493	12425.3977	1145.43124	1581.80497	22.6577351	37334.2547	36483.6056	53.9697453	1621.82715	6.30226665	533.175617	527.828335	0.25053397	529.512383	
KAR11-029-13	566.056962	1355.21295	44.7935484	26990.3063	26990.3063	4425.16612	1581.20397	21.721572	1.38e+05	1.35e+05	137.971249	1622.65139	5.36412523	1162.21552	1152.19288	0.16257994	568.651925	
KAR11-029-14	677.648098	1357.62233	42.3903396	33035.3511	32717.3847	3422.73239	1581.87527	22.3594489	1.09e+05	1.07e+05	231.933259	1609.91706	29.22614631	7215.63709	7215.63709	0.22063136	542.939064	
KAR11-029-15	153.956414	1356.05878	34.5001284	7228.12166	7046.12288	2422.48109	1581.0593	21.6489114	74028.7878	72525.9078	52.8948748	1609.26864	3.26546464	270.17137	268.867772	0.08865969	601.546436	
KAR11-029-2-1	483.673685	1355.46181	44.7371481	23033.1303	23033.1303	2333.72128	1580.88927	21.6953414	17889.3977	17889.3977	145.178184	1621.01591	10.55737412	1631.50394	1631.50394	0.23441003	566.887537	
KAR11-029-2-2	364.574692	1355.05605	44.3625343	17216.1119	17216.1119	2313.91697	1580.28597	22.0007698	73195.0825	71587.7431	83.9689951	1613.23929	32.1846227	2876.72979	2876.72979	0.18454813	558.876082	
KAR11-029-2-3	1292.7918	1355.85885	45.5020118	62727.4423	62712.6036	8192.02665	1580.49922	22.1221328	2.61e+05	2.55e+05	364.66118	1621.39666	11.4588019	4447.9684	4447.9684	0.19102357	555.994513	
KAR11-029-2-4	496.736995	1355.34516	36.3726565	27476.4718	26402.7431	5910.37857	1579.77746	20.0991469	1.82e+05	1.77e+05	79.6501862	1621.38088	9.52729842	1191.63135	1173.52313	0.13049974	582.927618	
KAR11-029-2-5	1052.37199	1355.42002	43.6454378	51405.5119	51073.5349	3731.67322	1580.07592	22.2000155	2.39e+05	2.33e+05	367.66743	1620.85159	13.4411984	5260.47986	5260.47986	0.17409899	563.529948	
KAR11-029-2-6	461.213683	1354.64919	43.4403781	23010.5028	22489.2714	3747.81327	1579.57304	19.1078661	1.11e+05	1.08e+05	33.7416325	1620.87057	6.18159928	327.520744	324.300527	0.17103345	564.890113	
KAR11-029-2	488.833747	1356.27837	40.3834282	31008.7487	29522.9736	4166.2531	1580.25719	20.3743631	1.36e+05	1.32e+05	131.513648	1622.08775	10.9144401	2254.71763	2215.26653	0.18351253	559.336923	
KAR11-029-3	428.984539	1354.86233	45.2545126	20665.0158	20665.0158	6586.04823	1580.23518	20.9507212	2.16e+05	2.08e+05	55.7856138	1622.86066	3.23897356	192.336553	192.336553	0.08836212	601.678855	
KAR11-029-4	714.456794	1355.49227	44.8619319	34118.2033	34118.2033	3533.09603	1581.16321	21.8635164	1.12e+05	1.09e+05	111.308469	1621.80296	11.4663282	1358.57865	1358.57865	0.23203856	537.74284	
KAR11-029-5	447.12688	1356.68966	36.3017267	24783.9607	23814.9378	4254.49034	1580.86772	22.0119537	1.45e+05	1.41e+05	33.5342224	1622.89662	7.89191454	415.603792	410.323604	0.14592572	576.063055	
KAR11-029-6	101.781532	1356.53362	39.9315677	426.30921	432.630921	5396.57054	1580.64478	19.2346619	1.48e+05	1.46e+05	50.4665175	1602.11644	8.81912515	473.762905	473.762905	0.02832233	628.436657	
KAR11-029-7	511.730505	1356.30988	43.1929306	25718.0749	25426.5397	2233.74545	1581.47849	23.2855359	72648.3366	71112.877	125.806082	161441643	30.9569967	4145.65035	4145.65035	0.25087853	529.539056	
KAR11-029-8	357.07425	1354.96211	41.1534329	18798.9204	18376.7921	1723.49513	1581.67092	23.2722789	65317.5903	65113.4288	111.218278	1621.82715	16.8170791	19.6493666	866.726384	866.726384	0.24740879	530.90309
KAR11-029-9	178.888186	1353.70044	38.9484659	7645.32848	7618.56236	3453.65652	1580.6517	17.5616859	1.40e+05	1.37e+05	21.9727351	1597.04163	7.48494561	175.067278	175.067278	0.05177994	617.957927	
KAR11-029-spectre-large	393.300248	1353.99244	43.2773464	18639.0039	18602.842	3074.70078	1578.21	18.7497614	90115.5489	88999.1143	115.384615	1618.75946	13.3131321	2376.34483	2376.34483	0.16768371	566.30875	

KAR11-032

KAR11-032-1	284.560431	1357.29311	40.8331497	12744.7815	12699.0216	1563.72847	1582.09809	22.9299625	50542.5267	49457.5143	89.1417518	1610.56354	34.9669431	3317.9592	3317.9592	0.19134795	555.850161
KAR11-032-10	233.047521	1355.78225	41.2353083	10898.21	10814.3342	1415.63275	1580.78669	22.1826254	47327.1951	46101.2316	55.9801489	1622.61725	20.5192459	1158.91112	1120.74651	0.18352	559.333598
KAR11-032-11	832.591846	1355.51102	36.0725851	39399.8741	38519.1802	3577.62677	158										

KAR11-036-5	810.582062	1355.2717	36.8456898	37498.9017	36823.443	1982.3952	1582.15547	27.3459579	71070.177	69728.397	185.908904	1618.18781	24.1820749	4785.48503	4785.48503	0.33081069	493.789242
KAR11-036-6	1056.74335	1355.38295	38.9895296	49695.4381	48979.8171	3830.6667	1581.56034	26.8132575	1.39E+05	1.36E+05	228.456395	1617.38519	24.4666678	5949.90944	5949.90944	0.25503759	527.508273
KAR11-036-7	1100.36199	1354.28448	35.8196024	49982.7249	49052.0222	2537.06863	1581.56033	25.9622228	88760.1408	86959.5905	540.674699	1617.91553	21.1821334	6191.15144	6191.15144	0.34486538	487.534906
KAR11-036-8	2429.1808	1354.65827	38.7546461	1.17E+05	1.17E+05	6730.01468	1581.89081	28.2416454	3.56E+05	2.93E+05	540.674699	1617.48695	22.9257782	13194.4817	13194.4817	0.63360411	506.344441
KAR11-036-9	853.052178	1354.53145	37.4002712	42345.9765	41305.7213	1895.02282	1581.75204	24.8423915	65893.5651	64404.6313	177.079905	1615.68557	24.7252524	4660.60555	4660.60555	0.37507526	474.091511
KAR11-036-spectre-large	734.856091	1353.71082	34.4219397	38183.4777	37435.4548	1270.32425	1581.19748	25.9551475	51773.5365	50788.2049	152.834329	1620.74678	14.5047151	3481.01755	3441.04143	0.40865028	497.979491 497.979491 20.6356408 5.158910208

KAR11-047

KAR11-047-1	20459.0571	1350.98336	43.2195763	1.35E+06	13014.8883	1585.62784	41.6035612	8.24E+05	8.03E+05	2965.26055	1618.91074	23.7056102	74824.9108	74824.9108	0.60694207	370.910781	
KAR11-047-10	3426.43462	1352.89546	44.4115653	2.29E+05	2351.26932	1585.84223	42.26417	1.56E+05	1.51E+05	614.471488	1618.71185	25.685046	16782.8336	16782.8336	0.5698459	387.418573	
KAR11-047-11	7988.31985	1351.22403	45.6819444	5.45E+05	4748.23142	1584.67097	42.5250038	2.89E+05	2.82E+05	1292.34169	1617.14806	24.8908216	34241.1859	34241.1859	0.62752941	361.749411	
KAR11-047-12	4010.01085	1352.69877	45.8028733	2.11E+05	2028.43087	1581.54524	34.1741217	1.61E+05	1.57E+05	744.353954	1614.65473	36.4880231	28910.9288	28910.9288	0.52695235	406.506203	
KAR11-047-13	4523.95283	1352.23647	46.5842631	3.36E+05	3281.47986	1587.3537	45.4911359	2.01E+05	1.94E+05	701.032465	1617.84668	22.8439599	17046.7553	17046.7553	0.60630376	371.194827	
KAR11-047-14	6742.49021	1352.15664	45.2437656	4.63E+05	4.51E+05	4041.03947	1585.80967	39.5091334	2.36E+05	2.30E+05	1256.33904	1617.40585	27.0306556	36148.9465	36148.9465	0.62986256	360.711161
KAR11-047-15	5791.85796	1352.73331	45.10512788	3.91E+05	3270.4214	1586.87637	41.1604903	1.95E+05	1.90E+05	1056.43788	1619.45286	24.8853402	27984.6422	27984.6422	0.63736533	357.372426	
KAR11-047-16	1053.3589	1353.31097	46.1540473	66852.4298	64485.8254	570.86898	1587.69391	41.4135302	31343.4377	30766.8841	1619.95245	25.3602715	5546.39434	5546.39434	0.64440861	354.238169	
KAR11-047-17	3646.53516	1353.03789	44.3772276	2.35E+05	2155.47119	1586.77635	41.9093648	1.17E+05	1.15E+05	700.653621	1620.25423	24.0080803	17905.7706	17905.7706	0.63571905	358.105023	
KAR11-047-18	2713.21213	1352.94889	44.3036951	1.75E+05	1728.40941	1585.93049	39.6156949	92870.9123	91224.8396	534.000596	1620.18481	23.6064434	13418.5167	13418.5167	0.62217669	364.311282	
KAR11-047-19	2287.0377	1353.48014	42.408684	1.38E+05	1378.48835	1585.72239	38.7547286	1.09E+05	1.05E+05	442.937161	1620.49903	22.552164	15640.0075	15363.5855	0.52610486	406.883336	
KAR11-047-5	10948.2774	1351.72775	49.659884	8.37E+05	8.12E+05	6882.79	1585.03828	42.5233068	4.42E+05	4.30E+05	2206.33041	1615.49006	30.1592923	70831.087	70831.087	0.6201013	365.054922
KAR11-047-6	1310.16992	1352.87749	44.2770229	8.4660346	82574.5559	767.349113	1586.14695	40.0434664	42943.9421	42076.7941	232.893257	1619.34338	28.6376828	7099.48751	7099.48751	0.62795601	361.559549
KAR11-047-7	4220.1878	1352.80717	45.4011866	3.30E+05	3188.16295	1585.17173	39.7647116	1.93E+05	1.88E+05	905.962505	1618.30649	29.8000068	28738.2935	28738.2935	0.59773838	375.006421	
KAR11-047-8	8238.07339	1352.95041	46.9337053	6.00E+05	4860.75677	1586.23174	40.386642	2.90E+05	2.83E+05	1487.37925	1617.65357	26.1190053	46.6425977	46.6425977	0.64425977	354.304405	
KAR11-047-9	7015.29528	1352.87305	46.8064598	5.04E+05	4.90E+05	5131.35691	1585.61029	39.759297	3.02E+05	2.95E+05	1381.00777	1618.30015	26.7625757	39341.9817	39341.9817	0.59591687	375.816991
KAR11-047-spectre-large	8318.54133	1352.60354	46.0234827	5.77E+05	4359.73208	1585.16943	39.2164835	2.68E+05	2.61E+05	1701.26939	1615.43903	30.8330424	55836.9488	55836.9488	0.64025818	356.085112 369.826388 16.4525554 3.99033081	

KAR11-064bis

KAR11-064bis-1	270.342915	1355.54286	41.6581995	12459.7312	12428.0377	5881.47809	1578.55502	15.9393539	1.42E+05	1.40E+05	99.2166364	1620.78702	7.01164899	751.953539	751.795961	0.08050915	605.17343
KAR11-064bis-10	1364.29037	1356.64137	39.6881226	57636.7624	57636.7624	412.45234	1579.46242	16.3110066	1.01E+05	1.00E+05	413.332468	1621.66005	7.63767699	3638.07457	3633.75239	0.35517991	482.944939
KAR11-064bis-11	632.767934	1355.22227	39.671978	27792.9286	27698.9476	3366.13905	1578.96407	18.1959629	85681.2957	84901.0514	1611.7589	1611.76084	27.0447377	3828.48944	3788.12773	0.23693338	535.564645
KAR11-064bis-12	369.071167	1355.31118	42.726158	16785.5662	16785.5662	3107.76563	1579.24669	19.7313664	90525.5456	89186.751	162.90644	1620.82676	8.11649788	1407.46999	1407.46999	0.15478331	572.121427
KAR11-064bis-13	293.660407	1355.99845	40.8228262	12760.8815	12760.8815	1955.80348	1579.3004	18.8486359	54533.5765	53917.8745	65.0855434	1620.33155	7.17087433	496.808316	496.808316	0.18821006	575.246516
KAR11-064bis-14	437.12106	1355.38404	37.8598991	25183.3315	24627.4951	5800.62223	1579.17697	18.6045898	1.69E+05	1.66E+05	89.254892	1622.01461	6.63714982	930.175371	925.275826	0.12925265	583.481236
KAR11-064bis-15	400.783697	1355.90474	36.6482656	15635.0743	15635.0743	6787.04768	1578.97971	17.8956052	1.80E+05	1.78E+05	109.754723	1620.97442	8.5009873	1367.34319	1359.91454	0.07944554	605.646735
KAR11-064bis-16	258.193531	1358.58503	32.0025147	12284.853	11894.2634	4161.49154	1580.13145	17.1924216	1.10E+05	1.08E+05	51.9490957	1621.12993	6.62939156	540.788046	535.080088	0.09995353	596.520678
KAR11-064bis-17	886.714349	1360.24201	39.8739321	37636.1345	37636.1345	7576.34628	1582.39222	17.26324	1.91E+05	1.88E+05	183.07376	1623.91736	7.82371289	1524.65371	1524.65371	0.16342165	568.277366
KAR11-064bis-18	512.769123	1358.52315	31.982916	23480.736	23480.736	13508.6922	1580.1132	15.0043653	3.01E+05	2.96E+05	61.9820446	1608.50113	26.4434421	2107.76871	2068.71574	0.0718618	609.201499
KAR11-064bis-19	605.187373	1353.80684	39.6927313	36136.5469	36441.833	10085.6315	1580.24039	18.2588842	2.76E+05	2.71E+05	102.591864	1618.67707	12.5024018	2014.02857	1974.51434	0.11492695	589.857507
KAR11-064bis-20	858.287725	1358.64945	33.8978382	41545.868	40323.8053	11783.157	1581.18335	18.9629926	3.35E+05	3.28E+05	81.325464	1621.97068	5.80627562	741.444032	734.556403	0.11014944	591.983501
KAR11-064bis-21	412.843268	1359.24779	28.3133601	18156.9992	17173.2997	10787.1824	1580.68022	14.0327918	2.36E+05	2.32E+05	55.3768107	1620.30483	13.415537	1166.55092	1141.76668	0.07116665	609.30842
KAR11-064bis-22	106.152365	1359.82011	25.312335	3209.42294	3182.2411	6128.32368	1580.0912	14.7827402	1.35E+05	1.33E+05	65.8489858	1609.67413	8.28885918	324.694709	324.434228	0.02315366	630.896255
KAR11-064bis-23	331.132951	1357.14365	35.6396768	16301.1763	15870.6516	5270.24009	1579.97015	19.950639	1.72E+05	1.69E+05	63.0039582	1621.22631	6.59377303	451.237682	451.200184	0.08626558	602.602918
KAR11-064bis-24	431.680226	1356.83421	37.6303643	24958.8204	24889.0216	9407.91179	1579.18551	14.2726222	2.35E+05	2.31E+05	179.045433	1622.11079	7.72415294	1472.13054	1472.13054	0.09620008	585.917487
KAR11-064bis-25	421.210997	1354.76046	39.8923626	17889.0217	17889.0217	4082.84904	1579.85474	17.3900486	1.25E+05	1.23E+05	140.012802	1621.99407	7.19489392	1581.98105	1563.76464	0.12378147	585.917247
KAR11-064bis-3	1031.51949	1353.65577	44.9171087	54696.1641	54292.4972	9474.86665	1579.15465	17.9278978	2.19E+05	2.17E+05	101.402209	1620.19903	12.1342677	2601.41722	2601.41722	0.19763918	553.055566
KAR11-064bis-4	610.281508	1355.41835	40.9851891	26624.9845	26624.9845	7912.03446	1579.69959	18.0622409	2.60E+05	2.57E+05	90.1370314	1622.15712	5.57601748	535.007153	535.007153	0.09264409	599.77338
KAR11-064bis-5	115.770743	1357.59195	29.5905422	3646.56495	3646.56495	4082.5207	1579.12121	17.0496871	1.04E+05	1.03E+05	47.8922111	1615.75638	17.3842978	884.339911	884.339911	0.03344831	626.115502
KAR11-064bis-6	1291.71225	1356.59842	41.2286574	56791.2004	56784.5257	4629.45835	1579.2225	16.2099184	1.14E+05	1.13E+05	518.433304	1621.12466	7.30916978	2477.54454	2477.54454	0.32685819	495.548105
KAR11-064bis-7	143.144254	1356.39632	39.9872606	8988.03196	8757.72145	1822.56663	1578.83499	17.4273615	49152.507	48553.522	16.1287976	1593.30052	17.1828115	435.161381	429.558948	0.15344301	572.717859
KAR11-064bis-8	481.59738	1357.07045	40.6988033	20864.0188	20864.0188	3218.36699	1579.22075	17.1171999	83249.591	82							

KAR-11-006

Table with 25 columns and 25 rows of numerical data for KAR-11-006. Columns include identifiers like KAR-11-006-1 and values ranging from 602.671168 to 452.072279.

KAR-11-070

Table with 25 columns and 25 rows of numerical data for KAR-11-070. Columns include identifiers like KAR-11-070-1 and values ranging from 134.765624 to 64.1925183.

KAR-11-082

Table with 25 columns and 25 rows of numerical data for KAR-11-082. Columns include identifiers like KAR-11-082-1 and values ranging from 291.298705 to 236.269446.

KAR-11-083

Table with 25 columns and 25 rows of numerical data for KAR-11-083. Columns include identifiers like KAR-11-083-1 and values ranging from 692.618564 to 744.12933.

KAR-11-083-30	1697.52256	1354.6442	40.6371521	97922.9375	94456.1759	6068.67136	1580.94106	24.5893159	2.02E+05	1.98E+05	515.044681	1614.97607	30.6348253	18174.8798	18006.5907	K	0.30763598	504.101989
KAR-11-083-31	4437.02333	1353.423	35.0724692		2.24E+05	2.17E+05	7657.67239	1582.57495	3.08E+05	2.98E+05	592.967326	1619.52167	15.9885153	12566.1229	12392.5236	K	0.4115124	457.876981
KAR-11-083-32	547.176058	1354.2098	39.8713399	25053.3984	24826.652	1663.08929	1581.31547	25.5162592	55564.9877	54593.6357	162.115622	1615.35993	28.5962781	4934.76628	4934.76628	K	0.29284015	510.686131
KAR-11-083-33	1691.05847	1354.57138	37.490486	80593.4385	78984.1307	3314.12026	1582.30023	28.6203934	1.32E+05	1.28E+05	353.4883	1619.45587	20.3430924	7654.63039	7654.63039	K	0.36668705	477.824263
KAR-11-083-34	2831.94435	1354.4445	38.4537203		1.22E+05		6251.14997	1582.6162	2.27E+05	2.23E+05	795.239971	1619.14619	22.6850319	19203.032	19203.032	K	0.33291514	492.852763
KAR-11-083-35	1478.03759	1354.74404	41.3051036	75957.2753	74490.0936	3997.54985	1582.17707	28.5711087	1.54E+05	1.51E+05	346.338791	1618.5377	22.834483	8418.30254	8418.30254	K	0.31809825	499.446277
KAR-11-083-36	852.05121	1355.06445	32.4499238	43285.3667	41611.6708	2567.69156	1582.3712	22.9313859	91413.3617	88715.602	152.071456	1619.60034	18.4553667	4407.17216	4278.70782	K	0.31116844	502.530042
KAR-11-083-37	878.922562	1354.59032	37.958725	43690.2977	42657.3522	1931.00264	1582.35594	28.5015698	73976.4334	72339.4326	198.129933	1618.89062	21.3857068	4510.30499	4510.30499	K	0.35759828	481.868766

KAR-11-053

KAR11-053bis-11	1874.78664	1354.02759	37.0495711	1.09E+05	1.07E+05	1510.46443	1584.45116	33.0840299	76893.3013	75545.5047	292.868585	1619.9634	22.9868139	7166.11508	7166.11508	K	0.56461558	389.746068
KAR11-053bis-16	3001.72203	1352.32034	39.094926	1.57E+05	1.55E+05	2272.34806	1584.31366	30.7705755	93637.2837	92708.0267	471.871577	1618.34912	24.8421318	12477.9974	12477.9974	K	0.59649726	375.558719
KAR11-053bis-17	1676.71071	1354.42517	42.3824749	1.12E+05	1.09E+05	1287.62005	1585.28462	35.5705956	71873.9852	70435.5654	357.565554	1619.52544	18.2310401	9647.80573	9561.06756	K	0.57767687	383.933795
KAR11-053bis-18	3262.81731	1352.67755	38.8545817	1.88E+05	1.85E+05	2774.25614	1584.32908	30.741453	1.30E+05	1.28E+05	414.903928	1619.58074	24.0822226	10635.9509	10635.9509	K	0.57259411	386.195623
KAR11-053bis-20	8978.59322	1352.56799	38.4999277	5.08E+05	5.00E+05	5564.46596	1585.19812	32.3599776	2.67E+05	2.63E+05	1350.5525	1618.48594	21.769612	38581.5012	38322.8034	K	0.62393236	363.350098
KAR11-053bis-21	4969.52495	1352.63004	39.8464214	2.87E+05	2.83E+05	4021.80256	1584.35031	32.5749192	1.93E+05	1.90E+05	699.829669	1618.14259	22.2704309	23697.7091	23414.8674	K	0.5701634	387.277286
KAR11-053bis-23	2360.12072	1352.75605	41.3234225	1.53E+05	1.50E+05	1933.30122	1584.87592	35.4516311	1.05E+05	1.03E+05	299.527165	1619.45736	27.7435034	9910.03251	9864.26313	K	0.5711408	386.842346
KAR11-053bis-24	3793.13652	1352.9945	34.8046006	2.04E+05	2.01E+05	1975.10488	1583.62566	31.0377018	96197.5177	94520.7026	527.98704	1617.71147	19.224825	15334.4642	15179.6905	K	0.64690765	353.126098
KAR11-053bis-25	3213.47595	1352.72554	38.410376	1.88E+05	1.85E+05	3220.21806	1584.11732	31.136407	1.49E+05	1.46E+05	443.571348	1619.62828	22.1657886	10465.9555	10465.9555	K	0.54142669	400.065124
KAR11-053bis-27	2741.01475	1354.02217	39.5337116	1.69E+05	1.65E+05	2442.35847	1584.36787	31.5248372	1.18E+05	1.16E+05	613.745881	1618.33681	20.8146998	18867.4975	18675.4324	K	0.5525137	395.131403
KAR11-053bis-28	4302.80518	1353.22717	44.1208095	2.98E+05	2.92E+05	5376.75984	1583.50284	29.9244029	2.47E+05	2.43E+05	1037.45284	1618.66554	21.3310194	34000.9882	33599.3819	K	0.5147629	411.930509
KAR11-053bis-3	7216.81065	1351.29982	39.0730691	4.20E+05	4.13E+05	5129.8668	1583.30163	31.8815044	2.47E+05	2.43E+05	932.237286	1617.24329	23.6674412	23486.0503	23486.0503	K	0.60831015	370.301983
KAR11-053bis-30	10315.5164	1352.12158	35.8358375	5.71E+05	5.62E+05	6790.1885	1583.85962	32.8948005	3.51E+05	3.44E+05	1274.12348	1617.6481	18.4038446	34286.9491	33988.6524	K	0.59732871	375.188723
KAR11-053bis-31	3832.34833	1352.76294	38.8324272	2.17E+05	2.14E+05	2625.23155	1585.24627	32.3828995	1.22E+05	1.21E+05	553.410237	1619.19096	24.2387146	14278.7103	14278.7103	K	0.61376334	367.875312
KAR11-053bis-33	2115.27973	1352.34566	38.8328273	1.27E+05	1.25E+05	1596.62098	1584.60238	32.0501428	79033.8324	77675.9279	269.079599	1617.86957	25.1702068	7209.41069	7209.41069	K	0.59546915	376.016227
KAR11-053bis-35	4283.58015	1353.79664	40.2195477	2.62E+05	2.57E+05	5092.39656	1583.59387	32.0440296	2.41E+05	2.38E+05	723.046017	1619.16697	23.4439147	18043.8115	18043.8115	K	0.50257508	417.354089
KAR11-053bis-36	5185.1577	1352.03708	36.5170581	2.90E+05	2.85E+05	3533.77449	1583.41739	29.679072	1.63E+05	1.60E+05	725.799675	1615.04166	25.8481793	27926.2302	27565.9887	K	0.60360759	372.394624
KAR11-053bis-7	1555.26378	1351.55081	43.2752005	1.03E+05	1.01E+05	1193.34459	1584.39197	34.0795147	63233.5605	62055.2237	210.94828	1617.79218	27.7127798	6222.83507	6222.83507	K	0.59685502	375.399516
KAR11-053bis-5	4243.02235	1350.02972	39.9046645	2.57E+05	2.52E+05	3284.36167	1582.2167	32.3472189	1.61E+05	1.58E+05	581.19174	1617.80245	22.4834371	13909.5906	13909.5906	K	0.59461896	376.394562
KAR11-053bis-9	2118.52255	1350.80197	38.1863223	1.20E+05	1.18E+05	1442.75839	1582.97868	32.1492556	69289.7283	68214.5603	305.589342	1617.32526	23.4877215	8836.24315	8792.09766	K	0.60497744	371.785041

493.505431 19.2169295 4.193477818

381.793357 15.7103292 3.512936413

A.2 Donnée $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$:

A.2.1 Procédure Analytique :

Dans un premier temps, les échantillons ont été broyé et tamisé pour conserver les fractions 200-500 μm et 500-1000 μm . Une fois tamisé, chaque fraction a été passé à la table à secousse afin de concentrer les micas puis 5 mg des micas les plus pur pour chaque fraction et chaque échantillon ont été sélectionné à la main sous une loupe binoculaire.

Ces échantillons ont ensuite été envoyé au laboratoire « Western Australian Argon Isotope Facility » à « Curtin University of Technology » pour être analysé. Parmi les 5 mg de chaque échantillon qu'ils ont reçus, les techniciens du laboratoire ont sélectionné les meilleurs micas qui ont été lessivé dans une solution diluée d'acide sulfurique puis rincé dans l'eau distillé avec un nettoyeur à ultra sons.

Les échantillons ont ensuite été irradié pendant 25h au « Hamilton McMaster University nuclear reactor, Canada » avec un échantillon de référence permettant de déterminer la valeur de J (cf section 3.5.1). Suite à cette irradiation, 3 mois d'attente minimum sont nécessaires afin de laisser la radioactivité décroître.

Les échantillons sont ensuite chauffé par paliers grâce à un laser infrarouge à 1064 nm. Les gazs ainsi libéré sont analysé dans un spectromètre de masse MAP 215-50 utilisant un multiplicateur d'électro Balzers SEV 217. les données ont été analysés grâce au logiciel ArArCALC (Koppers 2002) et les âges ont été calculé avec les constantes radioactives de Steiger et Jager (1977).

L'ensemble des données obtenues sont disponibles en ligne à l'adresse suivante :

https://bfs.ujf-grenoble.fr/files/0ba31563dbeb8a9636362913c2e0586f/Nepalese_results.zip.

A.3 Estimation des pics de pression température

A.3.1 Données Chimie roche totale

Les analyses de chimie roche totale ont été réalisées par le laboratoire Acme-LABS de Vancouver. Les résultats de ces analyses sont disponibles en figure A.1

Method	1DX	1DX	1DX	4A	4A	4A	4A	4A	4A	4A	4A	4A	4A	4A	4A	4A	4A	4A	4A	4A
Analyte	Hg	Tl	Se	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Ba	Ni	Sr	Zr	Y	Nb
Unit	ppm	ppm	ppm	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
MDL	0.01	0.1	0.5	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.002	5	20	2	5	3	5
KAR-11-10	N.A.	N.A.	N.A.	66.39	17.22	5.77	1.06	0.41	1.60	4.24	0.90	0.07	0.09	0.010	693	26	99	290	45	18
KAR-11-13	N.A.	N.A.	N.A.	64.46	18.14	6.04	1.53	0.93	1.86	4.07	0.70	0.08	0.10	0.010	595	<20	119	189	37	19
KAR-11-16	N.A.	N.A.	N.A.	71.38	12.46	4.30	2.97	1.80	1.52	2.85	0.52	0.15	0.04	0.010	561	<20	257	181	13	20
KAR-11-24	N.A.	N.A.	N.A.	58.66	10.98	14.21	6.86	1.13	0.90	0.06	2.24	0.18	0.11	0.011	8	<20	36	191	33	16
KAR-11-27	N.A.	N.A.	N.A.	72.70	12.40	4.00	2.65	0.23	1.83	3.02	0.60	0.04	0.02	0.013	644	<20	28	245	20	13
KAR-11-32	N.A.	N.A.	N.A.	64.33	17.10	5.77	2.31	0.48	0.81	5.46	0.63	0.11	0.05	0.009	868	30	36	173	23	<5
KAR-11-64 BIS	N.A.	N.A.	N.A.	69.13	15.83	5.48	1.05	0.55	1.99	3.38	0.64	0.04	0.07	0.007	597	20	119	296	49	6
KAR-11-65	N.A.	N.A.	N.A.	61.84	17.31	7.46	1.63	0.62	0.90	6.21	0.83	0.12	0.03	0.010	967	<20	77	259	40	12
KAR-11-69	N.A.	N.A.	N.A.	67.82	15.04	3.60	4.25	0.39	2.53	2.53	0.44	0.12	0.02	0.012	77	<20	23	143	20	15
KAR-11-80	N.A.	N.A.	N.A.	60.58	21.18	5.73	1.80	0.32	0.70	5.23	0.62	0.03	0.02	0.015	679	<20	69	159	29	9

FIGURE A.1 – Composition en chimie roche totale des échantillons étudié en partie 3.6 de cette thèse.

A.3.2 Données Microsonde

Les analyses à la microsonde électronique ont été réalisées sur une microsonde JEOL JXA 8230 au laboratoire ISTerre de l'université de Grenoble. Les analyses ont été réalisées avec une tension de 15 kV et une courant de 12 nA.

le éléments suivants ont été analysés : Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, Ni, Si, Ti, O. Tout les 30 points de mesures, des standard ont été analysé afin de corriger les mesures de la dérive de l'appareil. Nous avons utilisé des standards internes (augite chromiphère et orthoclase). Les corrections ont été faite de manière linéaire entre deux mesures de standards.

L'ensemble des données ainsi que les formules structurales calculées sont disponible en téléchargement à l'adresse suivante : https://bfs.ujf-grenoble.fr/files/da9c2a8bdc2f396700f7d2bb7588c29e/Data_Microsonde.zip

A.4 « Supplementary materials : Evidences of convection in a partially molten metasedimentary crust. »

GSA REPOSITORY

PETROLOGICAL FEATURES OF THE DIATEXITES

In the El Oro Complex, the migmatitic sequence of the La Bocana unit is composed of metaxite (1-2 km) and garnet-bearing diatexites (7-8 km)(Fig. 1). These two zones correspond to two partial melting reactions related to muscovite-breakdown for the metaxite (garnet-free) and biotite-breakdown for the diatexite (garnet-bearing)(Riel et al., 2013). The transition zone between the metatexite and the diatexite is marked by the increase of leucosome proportion, by the progressive change the rheological behavior of the rock from solid-dominated to magma-dominated and by the appearance of garnet (See Fig 4, Riel et al., 2013).

The diatexite zone is comprised between the magmatic contact with the gabbroic unit of Piedras to the north and the metatexite unit to the south (Fig. 1). At the scale of the diatexite zone and excluding the metasedimentary xenoliths, the paragenesis of the rock is quite homogeneous (Figs. 2 & 3a,b,c,d), composed of the characteristic mineral assemblage of garnet + biotite + quartz + plagioclase + K-feldspar + sillimanite \pm ilmenite \pm rutile. Partial melting is controlled by the reaction of biotite-breakdown at Pressure Temperature (P-T) conditions ranging from 750 ± 50 °C for 5.5 ± 1 kbar at the top of the zone to 900 ± 50 °C for 8.5 ± 1 kbar at its bottom (Riel et al., 2013; this study). Although the average diatexite is mesocrate (Fig. 2a), it can vary locally from more leucocrate (up to 80% of SiO₂ content) to more melanocrate (down to 60% of SiO₂ content) (Fig. 2e,f).

Throughout the diatexite zone the xenoliths exhibit various metamorphic reactions and mechanical behavior (Figs. 2 & 3b,d,e,f). These gradational behaviors from unaffected to partially molten is strongly related to the gradient of chemical potential between the xenolith and the surrounding diatexite. This is evidenced in figure 2e where a quartzitic xenolith is partially molten on its outer rim while in figure 2f another quartzitic xenolith is unmolten and instead is fractured and filled with leucosome produced adjacently. Similar behaviors can be observed for aluminous-rich xenolith in figures 2a, 2d, 2g. Figure 2c shows a folded xenolith located at the top of the diatexite zone and made of quartzo-felspathic layers (0.5-3cm) intercalated with thin aluminous layer (<0.5

cm). Such layered xenolith can only be related to the metatexite as the protolith is metasomatically and the diatexite do not exhibit syn-migmatitic preferred orientation (Riel et al., 2013). Either this metatexite xenolith has been mechanically incorporated during mass-convection or was present before. The second hypothesis implies that when the temperature increased above the subsolidus conditions, the metatexite was first produced and then incorporated as a xenolith in the diatexite when the temperature increased above the biotite-breakdown partial melting conditions. Even if both hypothesis can be valid, the geochemical study indicates that a K₂O-rich liquid has been extracted from the diatexite prior to the biotite-breakdown partial melting reactions as the peritectic garnet signature is not expressed in the Rare Earth Element spectrum of the diatexite. Consequently, we interpret the presence of layered quartzo-feldspathic xenoliths to a two-step partial melting sequence. (1) Between 650 and 750°C, at the muscovite-breakdown partial melting conditions, the metatexite are formed and part of the related melt are extracted. (2) Between 750 and 900°C (T_{max} recorded in the diatexites), at the biotite-breakdown partial melting conditions, partial melting affect most of the metatexite and solely resistant lithologies remain as (meta)stable xenolith. It is worth indicating that the "metatexite-like" xenoliths are only observed at the top of the diatexite zone, near the transition zone with the metatexite. Lower in the diatexite zone, only quartzitic and aluminous-rich xenolith are observed.

Figure 3a-e present a characteristic garnet-bearing diatexite outcrop located near the La Bocana locality. In this outcrop, curved syn-to-tardi-migmatitic preferred orientation are preserved (Fig. 3c). A detailed study is needed to fully understand these structures.

Another feature that has been observed in aluminous-rich xenolith located in a garnet-bearing diatexite is presented in figures 3e and 3f. The xenolith is partially molten and exhibit segregated leucosome with respect to the adjacent residuum. On the rim of the xenolith we loose track of the leucosome which become mixed in the surrounding diatexite (Fig. 3f). As no post-migmatitic deformation crosscuts the xenolith and the surrounding diatexite, this shows that the rheology of the xenolith and of the surrounding diatexite were different during migmatization. In the xenolith segregation of the melt into a leucosome allows melt circulation and extraction. Instead, in the

surrounding diatexite the leucosome is mainly pervasively distributed within the residuum (Fig. 2e) or in shadow pressure zones such as fractured quartzite (Fig. 2f).

GEOCHEMICAL METHODOLOGY

Whole-rock analyses and Rare Earth Elements concentrations analyses of unmolten metasediments, garnet-bearing migmatites, leucosomes and granitoids were performed at the ISTERre laboratory. Concentrations of major elements were determined by ICP-AES using a Perkin Elmer 3000 DV spectrometer using the method of Cotten et al. (1995) and Rare Earth Elements using an Agilent 7500ce quadrupole ICP-MS following the method of Chauvel et al. (2011). The results are presented in tables 1 and 2.

PRESSURE-TEMPERATURE ESTIMATES

In order to complete a previously compiled dataset (Riel et al., 2013), we selected two garnet-bearing samples MA1024 [79.929W-3.663S] and TO1010 [79.973W-3.643S] (Fig. 1) located in the northernmost part of the migmatitic unit, 1 km and 0.1 km from the contact with the gabbro, respectively. These two samples are garnet-bearing mesocrate diatexite, in which the leucosome is homogeneously distributed within the rock, resulting in a granitic-like texture. The selected area for microprobe mapping of sample MA1024 is a melanocratic schlieren composed of the characteristic mineral assemblage of biotite + sillimanite + garnet + quartz + plagioclase + K-feldspar + ilmenite + rutile + melt (Fig. 4a, b). In sample TO1010 (Fig. 5a, b), garnet is usually highly strained and shows elongated and embayed shapes. Plagioclase is strongly recrystallized in micrometric quartz + sericite assemblage. For microprobe mapping, we selected an area where non-destabilized plagioclase can still be observed. The selected zone is composed of the characteristic mineral assemblage of garnet + quartz + plagioclase + K-feldspar + quartz (Fig. 5a, b).

Pressure Temperature (P-T) conditions were estimated using standardized microprobe maps on MA1024 and TO1010 samples. The X-ray compositional maps were acquired at ISTERre using a JEOL JXA-8230 electron microprobe. Analytical conditions for spot analyses were 15 keV accelerating voltage, 10 nA specimen current and ~3 sec counting time. Standards used were Fe₂O₃ (Fe), MnTiO₃

(Mn, Ti), diopside (Mg, Si), orthoclase (Al, K), anorthite (Ca), and albite (Na). The compositional mapping was carried out at 200 ms per pixel (see De Andrade et al., 2006, for a detailed statistical evaluation). Higher specimen current of 100 nA was employed for mapping. The X-ray maps were standardized using XMapTools program (Lanari et al., 2014). This software allows to identify mineral phases and to convert the X-ray images (intensities of recorded counts) into oxide wt% concentrations, using the spot analyses as standards. Structural formulas are then estimated using the functions available in the software (Lanari et al., 2014). Subsequently, pressure and temperature were estimated using thermodynamic forward modeling and the program Perple_X'07 (Connolly, 2005 and other papers) with the internally consistent thermodynamic dataset of Holland and Powell (1998) update TC55. Details of the solid-solutions used here are presented in Table 3.

Structural formulae images from the microprobe mapping study are shown in figures 4 and 5. For MA1024, the X_{Alm} content of garnet (Fig. 4c) exhibits a well-defined zoning from 0.63 in the core, 0.64-0.65 in the mantle and up to 0.74 in the outer rim. The X_{Phlo} content of biotite shows a large variability from crystal to crystal in the matrix as well as those in inclusion in the garnet. Within the matrix, X_{Phlo} content of biotite varies from 0.62 to 0.54 (Fig. 4d). The highest values of the X_{Phlo} content (0.67) are observed in small rounded inclusions of biotite within the garnet (Fig. 4d). The X_{Ab} content of plagioclase varies from 0.53 to 0.58, with the lowest values (0.53) in plagioclase crystals included in garnet (Fig. 4e). Note that the part of the garnet with the highest X_{Alm} content is in contact with the biotite crystal with the lowest X_{Phlo} content (0.54, Fig. 4d, white arrow). Moreover, this area shows that the low X_{Phlo} biotite crystallized from a K-feldspar crystal likely destabilized by late fluid and/or felsic melt interactions (Fig. 4b).

In the sample TO1010 map, the X_{Alm} content of garnet (Fig. 5c) shows little zonation from core to rim and the average X_{Alm} content is 0.65 to 0.68. While a higher X_{Alm} content, up to 0.74, can be observed along garnet fractures, lower values (≈ 0.62), also observed along garnet fractures, are interpreted as the consequence of irregular polished surface and unfocused microprobe analyses (Fig. 5c). The X_{Phlo} content of biotite shows two ranges of values: from 0.57 to 0.67 in matrix crystals and from 0.64 to 0.67 in crystals included in the garnet (Fig. 5d). As shown in figure 5e, plagioclase is highly

saussuritized. The X_{Ab} content was only measured in the core of the bottom plagioclase crystal and shows values around 0.62.

As cordierite and kyanite have not been observed in thin section, the P-T conditions of both (MA1024 and TO1010) samples are constrained by modeled pseudosections between 830 and 900 °C and 6.5 to 10 kbar (Fig. 4f). The coexistence of rutile and ilmenite in sample MA1024 constrains the P-Tmax conditions to be located in the tight field where both mineral are stable, i.e. between 800 and 860 °C and 7 to 10 kbar (Fig. 4f). The isopleths of solid solutions (garnet, biotite plagioclase) are shown in Figs 4 and 5 and provide precise P-T estimates of the rock during partial melting. The P-Tmax compositional equilibrium is obtained using values of mineral phases included in the garnet core and the garnet itself at 860 ± 50 °C and 7.5 ± 2 kbar for sample MA1024 (see P-T_{max} white square in Fig. 4f) with: X_{Alm} content = 0.60 (garnet core), X_{Grs} content = 0.04 (garnet core), X_{Phlo} content = 0.66 (biotite inclusion in garnet core) and X_{Ab} content = 0.57. Using the composition of the garnet rim with biotite at contact, a retrograde compositional equilibrium is estimated at 820 ± 50 °C and 7.5 ± 2 kbar (see P-T_{retro} white square in Fig. 4f) with: X_{Alm} content = 0.74 (garnet rim), X_{Phlo} content = 0.54 (biotite after K-feldspar) and X_{Ab} content = 0.62 (plagioclase within matrix). For sample TO1010, garnet shows little zoning (Fig.5c), with the exception of some fracture zones where a high X_{Alm} content of up to 0.74 is observed together with parallel bands of lower X_{Alm} content of 0.60. These chemical variations are likely due to irregularities in the polished surface leading to bad microprobe analyses of fractured areas and may not be representative of a significant equilibration stage during retrogression. The isopleths of garnet, biotite and plagioclase predict the observed garnet to be stable at P-T_{max} of 870 ± 50 °C between 7 and 9 kbar, with: X_{Alm} content = 0.63 (garnet core), X_{Grs} content = 0.045 (garnet core), X_{Phlo} content = 0.58 (biotite in matrix) and X_{Ab} content = 0.58 (preserved core in plagioclase).

DETAILED NUMERICAL BASIS

We developed a 1D numerical model, which implicitly solves the conductive heat equation and takes into account heat production by radioactive elements, melting enthalpy of muscovite and biotite,

temperature-dependent thermal conductivity and capacity, variable melting temperature and melt extraction (1).

$$\rho Cp(T) \frac{\partial T}{\partial t} = \kappa(T) \frac{\partial^2 T}{\partial^2 xi} + H + \Delta EMs + \Delta EBt + \Delta EMigration(1)$$

where ρ is the metasediments density (Kg.m^{-3}), $Cp(T)$ is the heat capacity ($\text{J.Kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), the temperature (K), t the time (s), $\kappa(T)$ the thermal conductivity ($\text{J.s}^{-1}.\text{m}^{-1}.\text{K}^{-1}$), the radiogenic heat production ($\text{J.s}^{-1}.\text{m}^{-3}$), ΔEMs and ΔEBt the heat captured by the melting enthalpy of muscovite and biotite, respectively (J.m^{-3}), and $\Delta EMigration$ the heat transport due to the melt extraction (J.m^{-3}). ρ and $Cp(T)$ are considered constant across the model while $\kappa(T)$ and $Cp(T)$ are temperature dependent (Whittington et al., 2009). The values of these different parameters are summarized in the Table 4. We use an implicit conservative scheme to solve this equation. The resulting matrix system is inverted using LAPACK (Anderson et al., 1999) and BLAS libraries (Blackford et al., 2002). We used a Picard iteration scheme to determine the melting temperature of mica at every time step. The modeled section is 29 km thick and discretized over 290 nodes; time step length is 100 yr. We used a constant temperature boundary condition at the surface and a constant heat flux or temperature condition at the base of the model. The initial thermal gradient is computed at equilibrium with the boundary conditions. We simulate the gabbroic intrusion by imposing a fixed temperature of 1250°C between 25 and 29 km depth. Then we maintain this temperature for a variable amount of time at the base of the model i.e. the “thermal perturbation”.

As our P-T estimates record the P-T_{max} conditions during partial melting, we save the maximum temperature reached at any given depth during the simulation. This approach is correct if we consider metamorphic reactions to be instantaneous. Model results show that the time scale of change of the temperature gradient exceeds 1Ma (Fig. 6), which implies that the kinetics of metamorphic reactions can be neglected and the T_{max} recorded by the model can directly be compared to the thermo-barometric data.

FIGURES CAPTION

Figure 1. Localisation of the samples for the $P-T_{\max}$ estimates in the El Oro Complex. (1) This study, (2) data after Riel et al. (2013). gt: grenat, ilm: ilmenite, ru: rutile.

Figure 2. Photographs of the garnet-bearing migmatitic unit. A, Aluminous-rich xenolith at the top of the garnet-bearing migmatitic unit. B, Quartzitic xenolith in the representative homogeneous garnet-bearing migmatites. C, Folded quartzo-feldspatic xenolith. D, Partially molten aluminous-rich xenolith. E, Partially molten quartzitic xenolith surrounded by a leucocrate rim with diffuse contact with the garnet-bearing migmatites. F, Fractured quartzitic layer filled by a quartz and feldspar rich leucosome. G, Homogeneous garnet-bearing migmatite at the bottom of the unit. H, Biotite-poor garnet-bearing migmatite near the contact with the gabbroic unit.

Figure 3. Representative photographs of the garnet-bearing migmatitic unit. A, 1 km² outcrop of representative garnet-bearing migmatites. B, large quartzitic xenolith surrounded by a more leucocrate rim of garnet-bearing migmatites. C, Curved late-migmatitic foliation. D, Quartzitic xenolith. Note the sigmoid organization of the biotite-rich schlieren. E, Partially molten aluminous-rich xenolith in a very homogeneous garnet-bearing migmatite. F, Zoom of E. While within the xenolith the leucosome is segregated, in the outward boundary the leucosome is diffused in the garnet-bearing mesocrate migmatite.

Figure 4. Metamorphic study of MA1024 garnet-bearing migmatite. A, Microphotograph under polarized light of the mapped area. B, Separated phases of the studied area. C, X_{Alm} content of garnet. D, X_{Phl} content of biotite. E, X_{Ab} content of plagioclase. F, Pseudosections of MA1024 sample. Preferred $P-T_{\max}$ and retrograde $P-T$ ($P-T_{\text{retro}}$) estimates are indicated by white boxes with heavy dashed lines.

Figure 5. Metamorphic study of TO1010 garnet-bearing migmatite. A, Microphotograph under polarized light of the mapped area. B, Separated phases of the studied area. C, X_{Alm} content of garnet. D, X_{Phl} content of biotite. E, X_{Ab} content of plagioclase. F, Pseudosections of TO1010 sample. Preferred $P-T_{\max}$ estimates are indicated by a white box with heavy dashed lines.

Figure 6. Modeled metamorphic gradient for various period of T_{max} integration time. The model is pseudo-convective with a K_{max} of $25 \text{ J.s}^{-1}.\text{m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ and a heating period of 2 Ma. It appears that the T_{max} metamorphic gradient is weakly affected by the change of T_{max} integration time until 1 Ma. Note that the initial perturbation in the gabbro is rapidly diffused.

REFERENCES

Anderson, E., Bai, Z., Bischof, C., Blackford, L. S., Demmel, J., Dongarra, J. J., Du Croz, J., Greenbaum, A., Hammarling, S., McKenney, A., and Sorensen, D., 1999, LAPACK Users' Guide (Third ed.). Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, PA.

Blackford L. S., Demmel J., Dongarra J. J., Duff I. S., Hammarling S., Henry G., Heroux M., Kaufman L., Lumsdaine A., Petitet A., Pozo R., Remington K. and Whaley R. C., 2002, An updated set of Basic Linear Algebra Subprograms (BLAS): ACM Transactions on Mathematical Software, v. 28, p. 135–151.

Chauvel, C., Bureau, S. and Poggi, C., 2011, Comprehensive Chemical and Isotopic Analyses of Basalt and Sediment Reference Materials: Geostandards and Geoanalytical Research, v. 35, p. 125–143.

Connolly, J. A. D., 2005, Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation: Earth and Planetary Science Letters, v. 236, p. 524–541.

Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse, R., 1995, Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia: Chemical Geology, v. 119, p. 115–138.

De Andrade, V., Vidal, O., Lewin, E., O'Brien, P., and Agard, P., 2006, Quantification of electron microprobe compositional maps of rock thin sections: An optimized method and examples: Journal of Metamorphic Geology, v. 24, p. 655–668, doi:10.1111/j.1525-1314.2006.00660.x.

Holland, T.J.B. and Powell, R., 1998, An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 16, p. 309–344.

Lanari, P., Wagner, T. & Vidal, O. 2014, A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Applications to P-T sections and geothermometry: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 62, p. 227-240.

Newton, R.C., Charlu, T.V., Kleppa, O.J., 1980, Thermochemistry of the high structural state plagioclases: *GeCA*, v. 44, p. 933–941.

Riel, N., Guillot, S., Jaillard, E., Martelat, J.-E., Paquette, J.-L., Schwartz, S., Goncalves, P., Duclaux, G., Thebaud, N., Lanari, P., Janots, E., and Yuquilema, J., 2013, A metamorphic and geochronological study of the Triassic El Oro metamorphic Complex in Ecuador: implications for high-temperature metamorphism in a forearc zone: *Lithos*, v. 156–159, p. 41–68, doi:org/10.1016/j.lithos.2012.10.005.

Tajcmanová, L., Connolly, J.A.D., Cesare, B., 2009, A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 27, p. 153–164.

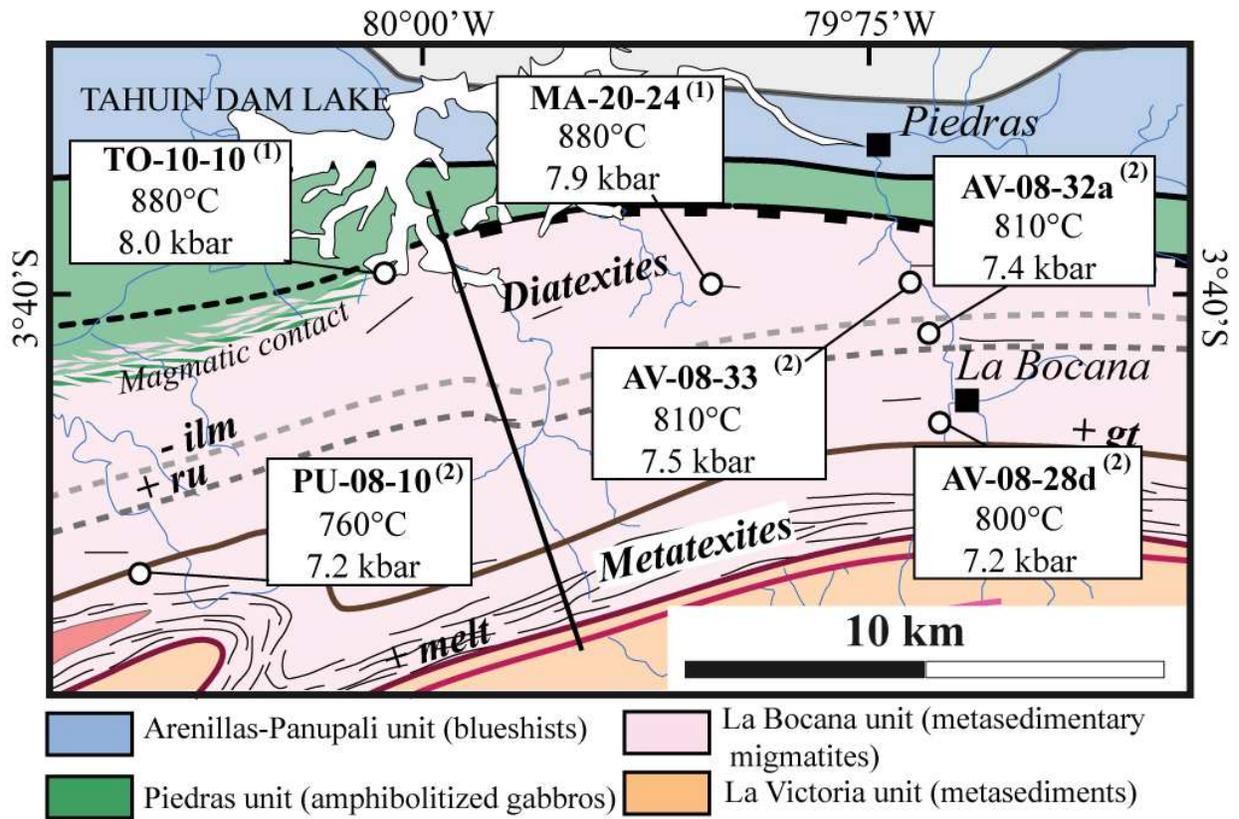


Figure 1:

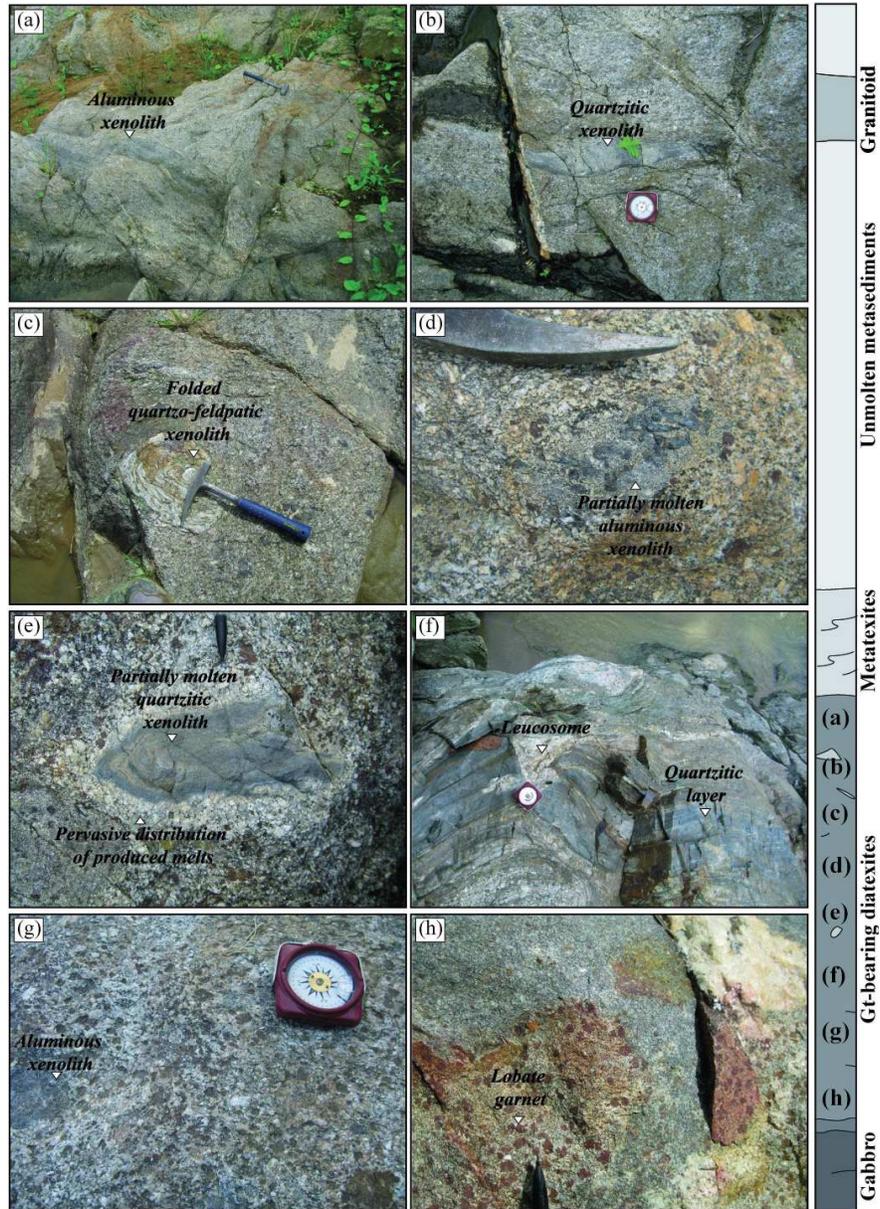


Figure 2:

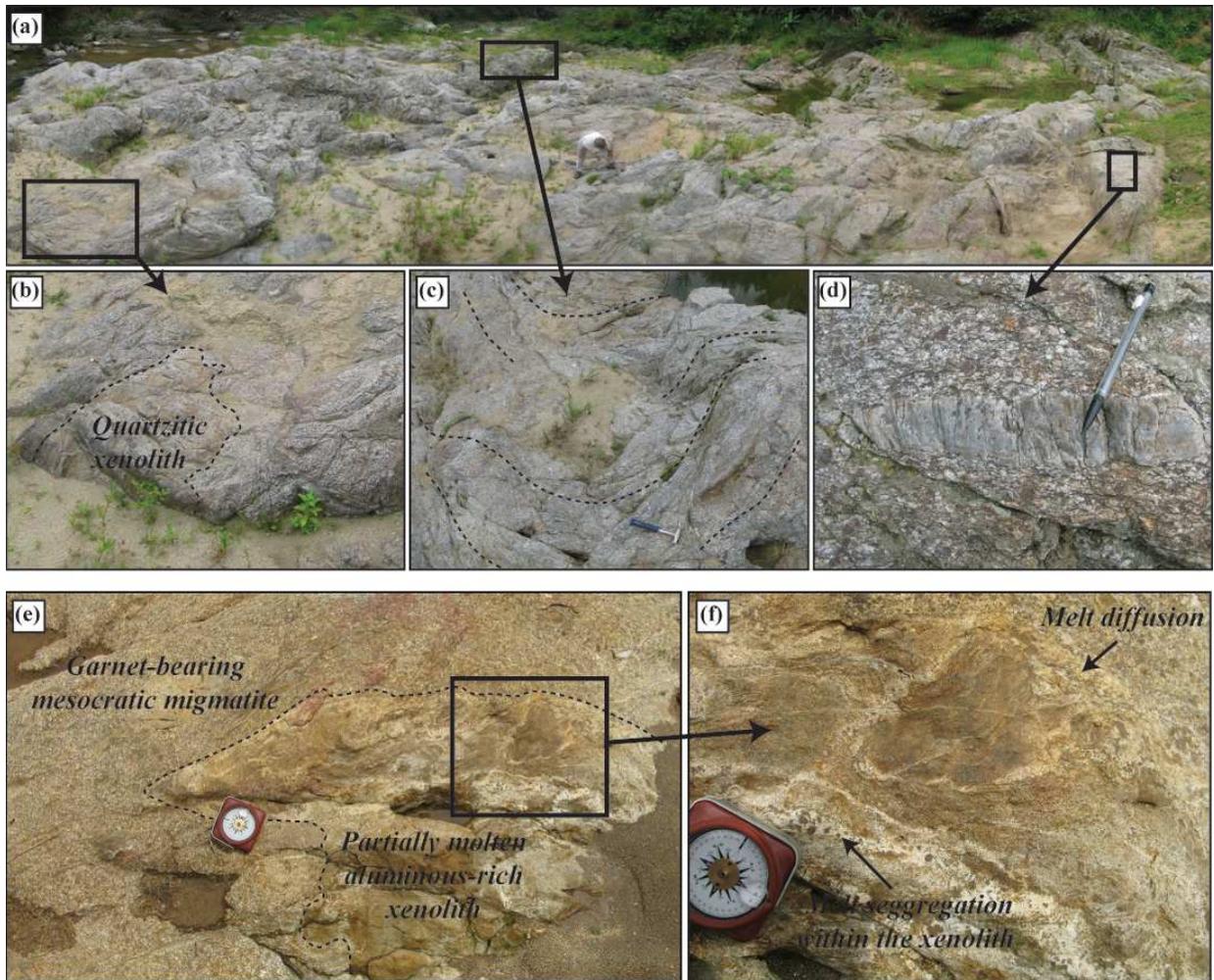
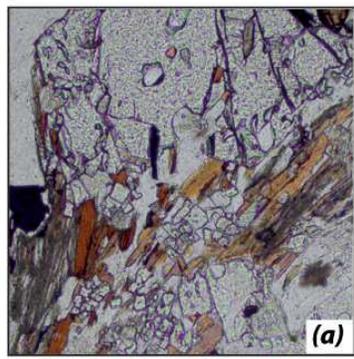


Figure 3:



Polarized light

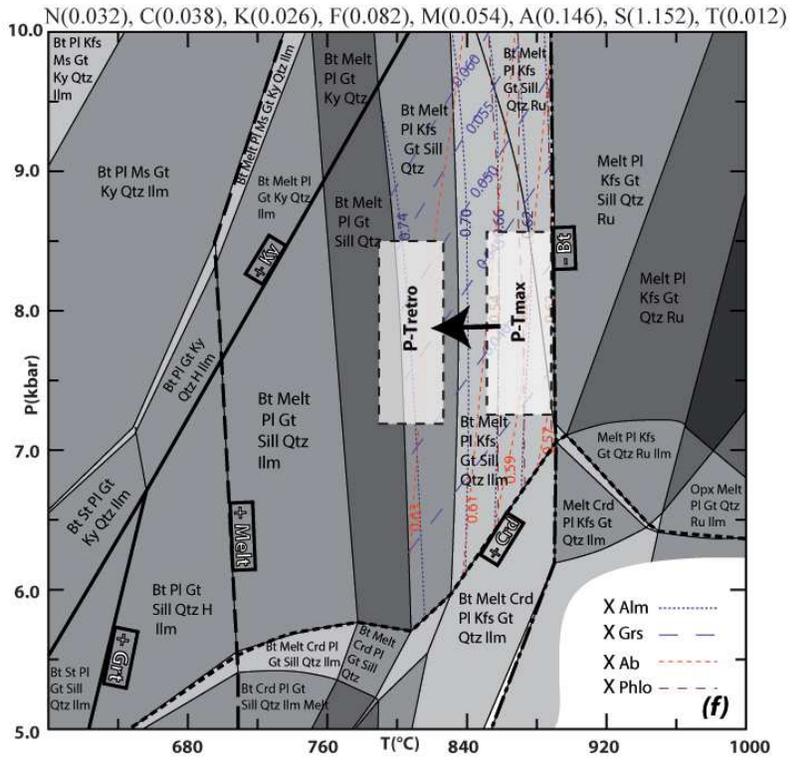
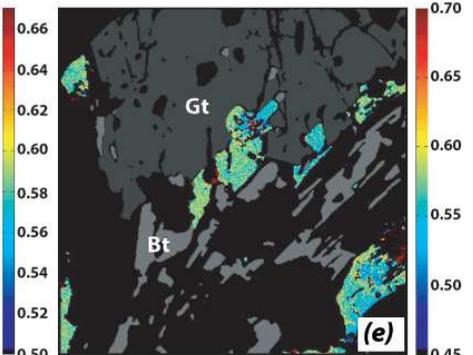
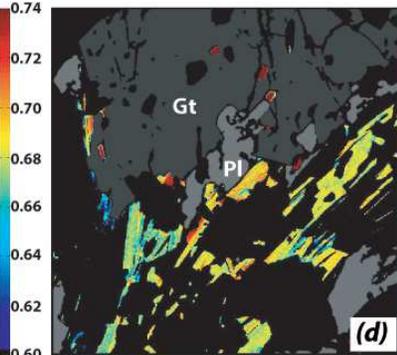
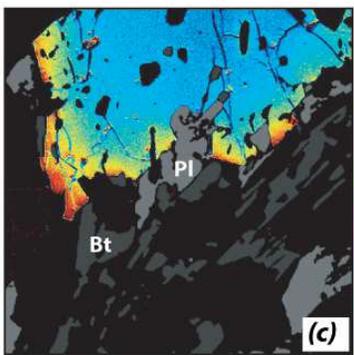
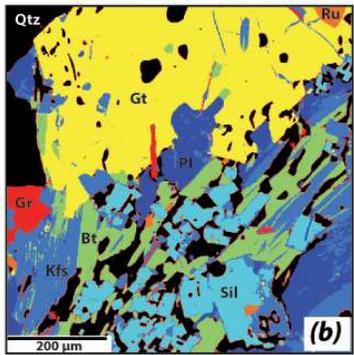


Figure 4:

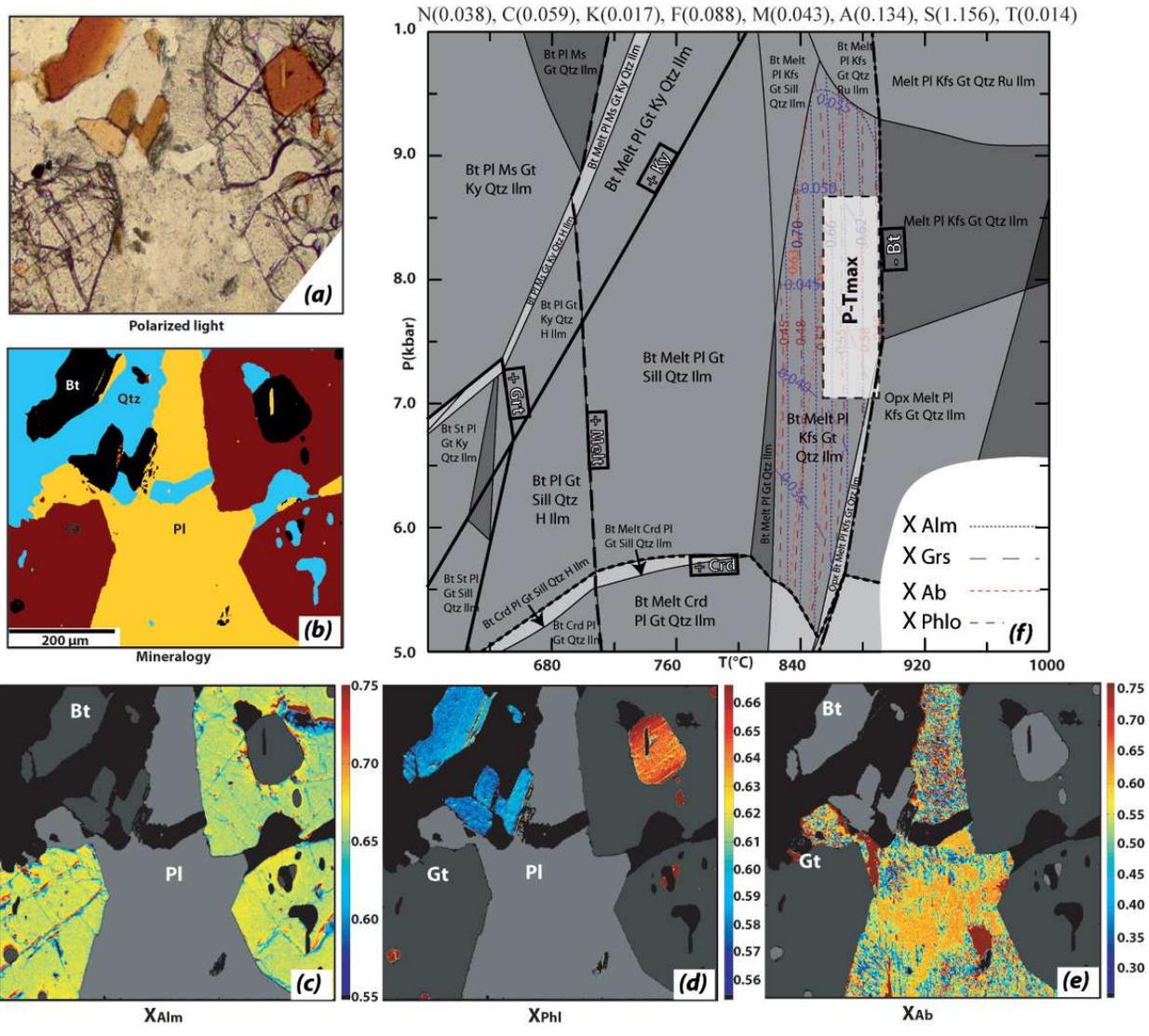


Figure 5:

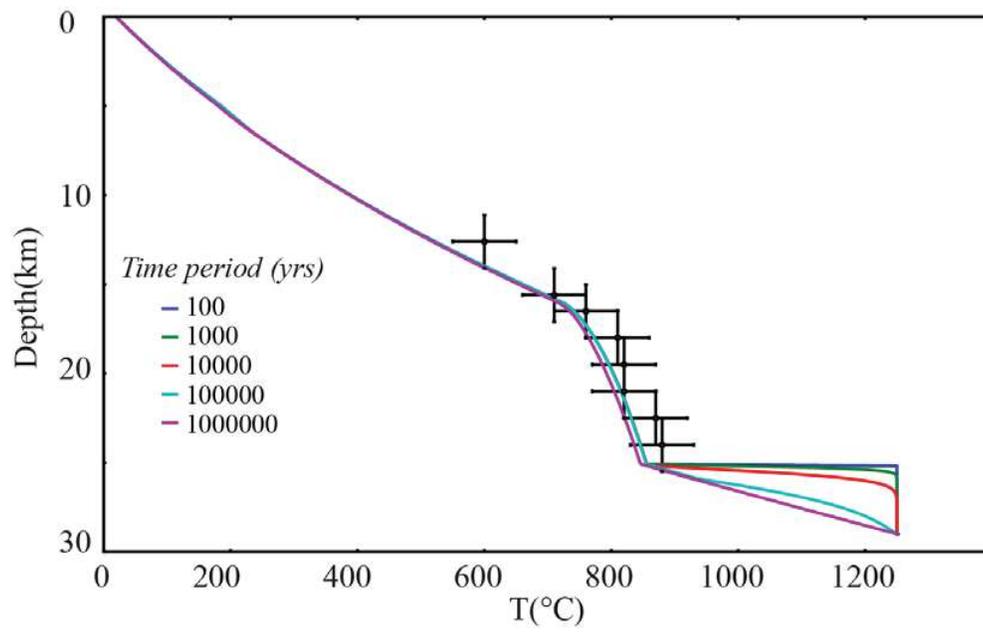


Figure 6:

Table 1.

LITHOLOGY UNIT SAMPLE	Meta. La Victoria AV-08-19b	Meta. La Victoria VI-08-03	Meta. La Victoria VI-08-04	Meta. La Victoria VI-08-05	Granodiorite Marcabelli AV-08-07	Diatexite L. La Boc. AV-08-35o	Diatexite L. La Boc. AV-08-35m	Diatexite L. La Boc. AV-08-34
SiO2	53,14	65,16	81,18	69,46	66,85	67,89	66,27	71,68
TiO2	0,74	0,75	0,51	0,68	0,76	0,66	0,74	0,66
Al2O3	22,24	15,64	9,89	13,92	14,90	14,36	14,76	12,40
Fe2O3 t	7,85	6,61	2,61	4,55	4,82	4,54	5,85	5,47
MnO	0,17	0,12	0,04	0,04	0,08	0,05	0,10	0,12
MgO	2,63	2,08	0,83	1,29	1,98	1,64	2,21	1,69
CaO	0,44	0,26	0,22	1,99	4,07	1,56	3,09	1,81
Na2O	1,78	0,76	0,77	2,72	3,44	2,09	2,70	2,00
K2O	6,97	3,93	2,11	3,32	1,69	3,29	1,84	2,21
P2O5	<LD	<LD	<LD	<LD	0,22	0,12	<LD	<LD
C	0,20	0,16	0,03	0,01	0,01	0,06	0,13	0,09
LOI	3,16	2,68	1,23	1,43	1,01	2,16	2,66	1,22
Total	99,32	98,15	99,44	99,41	99,84	98,42	100,36	99,35

Diatexite L. La Boc. AV-08-32 c	Diatexite L. La Boc. AV-08-32 b	Diatexite L. La Boc. AV-08-32a	Diatexite L. La Boc. AV-08-31a	Diatexite L. La Boc. AV-08-28d	Diatexite L. La Boc. AV-08-05	Diatexite L. La Boc. AV-08-04	Meta. Leuco. U. La Boc. VI-08-07me	Diat. Leuco. L. La Boc. AV-08-24b
70,49	64,31	69,64	70,07	69,20	62,30	66,68	82,83	78,45
0,84	1,08	0,80	0,83	0,78	0,72	0,66	0,15	0,34
13,04	14,23	13,76	13,34	14,28	18,51	15,82	8,30	11,11
5,47	7,61	4,81	6,06	5,29	6,40	6,03	1,58	2,44
0,09	0,18	0,07	0,11	0,08	0,08	0,21	0,01	0,05
1,86	3,20	1,73	1,85	1,89	2,24	2,53	0,22	0,79
1,61	2,61	1,77	1,88	1,76	0,68	0,84	0,65	0,73
1,98	1,96	2,41	1,90	1,52	1,45	1,58	1,73	1,78
2,14	2,01	2,61	2,06	2,25	4,84	3,22	2,94	2,39
<LD	0,13	<LD	<LD	0,20	0,23	<LD	<LD	<LD
0,17	0,04	0,15	0,17	0,17	0,16	0,21	0,14	0,02
2,35	2,13	1,63	2,15	2,15	2,88	3,13	1,07	1,22
100,04	99,50	99,38	100,42	99,56	100,49	100,91	99,63	99,33

Table 2.

LITHOLOGY	Meta.	Meta.	Meta.	Granodiorite	Meta. Leuco.	Diat. Leuco.
UNIT	La Victoria	La Victoria	La Victoria	Marcabeli	U. La Boc.	L. La Boc.
SAMPLE	AV0815	AV0819b	AV0819c	AV0807	AV0824B	VI0807me
La	72,1	52	22,9	18,8	18,1	13,2
Ce	157	112	45	40,4	44	27,5
Pr	18,1	13	5,77	4,75	4,8	3,12
Nd	67,9	48,3	21,9	18,5	18,3	11,6
Sm	13,5	9,74	4,44	3,93	3,77	2,21
Eu	2,31	1,83	1,41	1,04	1,08	1,49
Gd	11,1	8,17	3,63	4,05	3,27	1,73
Tb	1,61	1,22	0,561	0,647	0,51	0,229
Dy	9,39	7,22	3,52	4,04	3,23	1,11
Ho	1,78	1,36	0,658	0,851	0,646	0,161
Er	4,92	3,86	1,93	2,51	1,91	0,351
Yb	4,53	3,7	1,91	2,43	1,98	0,298
Lu	0,659	0,545	0,276	0,373	0,286	0,0482
Migmatite	Migmatite	Migmatite	Migmatite	Migmatite	Migmatite	Migmatite
L. La Boc.	L. La Boc.	L. La Boc.	L. La Boc.	L. La Boc.	L. La Boc.	L. La Boc.
AV0828d	AV0831a	AV0832b	AV0832c	AV0834	AV0835m	AV0835o
39	43,6	24,3	39,1	37,9	34,3	34,5
83,9	92,2	53,5	83,3	81,8	62,9	71,1
9,79	10,5	6,45	9,65	9,31	6,83	8,64
37,8	39,8	25,3	36,6	35,7	23,6	32,3
7,94	7,73	5,71	6,94	6,91	3,54	6,47
1,31	1,39	1,36	1,37	1,35	0,982	1,62
6,77	6,34	6,17	6,19	6,5	2,45	5,66
0,988	0,97	0,998	0,98	1,06	0,321	0,868
5,96	6,25	6,17	6,2	7,04	2,64	5,04
1,17	1,32	1,22	1,18	1,42	0,762	0,951
3,46	3,88	3,56	3,34	3,99	2,98	2,63
3,4	3,58	3,41	3,13	3,67	3,79	2,51
0,486	0,527	0,493	0,461	0,534	0,592	0,372

Table 3.

Phase	Solution model label in perpleX	End members	References
Chlorite	Chl(HP)	Clinocllore – daphnite – amesite – Al free chlorite	Holland and Powell. 1998
Plagioclase	Pl(h)	highalbite – anorthite	Newton et al 1981
Garnet	Gt(HP)	spessartine – grossular – pyrope – almandine	Holland and Powell. 1998
Cordierite	hCrd	Fe–cordierite – Mn–cordierite – cordierite	Holland and Powell. 1998
Melt	melt(HP)	H ₂ O liquid – fayalite liquid – forsteriteliquid – albite liquid – anorthite liquid – K–feldsparliquid – Sillimanite liquid – Silicaliquid	Holland and Powell. 1998
Orthopyroxene	Opx(HP)	enstatite – ferrosilite	Holland and Powell. 1998
White–mica	Mica(CHA)	muscovite – celadonite – Fe–celadonite – paragonite – margarite	Holland and Powell. 1998
Staurolite	St(HP)	Fe–staurolite – Mg–staurolite – Mn–staurolite	Holland and Powell. 1998
Biotite	Bio(TCC)	Mn–biotite – Ti biotite – annite – phlogopite – eastonite – Fe ³⁺ Biotite	Tajcmanova et al., 2009

Table 4.

ρ	Density	2900 kg.m ⁻³
$C_p(T)$	Heat Capacity	j.kg ⁻¹ .K ⁻¹ , temperature-dependent after Whittington et al. (2009)
$\kappa(T)$	Thermal conductivity	j.s ⁻¹ .m ⁻¹ .K ⁻¹ , temperature-dependent after Whittington et al. (2009)
H	Radiogenic Heat Production	2 x 10 ⁻⁶ j.s ⁻¹ .m ⁻³
ΔH_{Ms}	Latent heat of Muscovite	3.2 x 10 ⁵ j.kg ⁻¹
ΔH_{Bt}	Latent heat of Biotite	3.2 x 10 ⁵ j.kg ⁻¹

A.5 « Forearc tectono-thermal evolution of the El Oro metamorphic province (Ecuador) during the Mesozoic »



Tectonics

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014TC003618

Key Points:

- Structural and thermal studies of the El Oro metamorphic province
- Mesozoic evolution of the Ecuadorian fore arc

Supporting Information:

- Figures S1 and S2

Correspondence to:

N. Riel,
a.nicolas.riel@gmail.com

Citation:

Riel, N., J.-E. Martelat, S. Guillot, E. Jaillard, P. Monié, J. Yuquilema, G. Duclaux, and J. Mercier (2014), Fore arc tectonothermal evolution of the El Oro metamorphic province (Ecuador) during the Mesozoic, *Tectonics*, 33, doi:10.1002/2014TC003618.

Received 22 APR 2014

Accepted 19 SEP 2014

Accepted article online 23 SEP 2014

Fore arc tectonothermal evolution of the El Oro metamorphic province (Ecuador) during the Mesozoic

Nicolas Riel¹, Jean-Emmanuel Martelat², Stéphane Guillot¹, Etienne Jaillard¹, Patrick Monié³, Jonatan Yuquilema⁴, Guillaume Duclaux⁵, and Jonathan Mercier^{1,3}

¹ISTerre, IRD, Université Grenoble Alpes, CNRS, Grenoble, France, ²Laboratoire de Géologie de Lyon, UCBL, ENS de Lyon, CNRS, Villeurbanne, France, ³Université Montpellier, Géosciences Montpellier, Montpellier CEDEX 5, France, ⁴Facultad de Geología y Petróleos, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador, ⁵CSIRO Earth Science and Resource Engineering, North Ryde, New South Wales, Australia

Abstract The El Oro metamorphic province of SW Ecuador is a composite massif made of juxtaposed terranes of both continental and oceanic affinity that has been located in a fore-arc position since Late Paleozoic times. Various geochemical, geochronological, and metamorphic studies have been undertaken on the El Oro metamorphic province, providing an understanding of the origin and age of the distinct units. However, the internal structures and geodynamic evolution of this area remain poorly understood. Our structural analysis and thermal modeling in the El Oro metamorphic province show that this fore-arc zone underwent four main geological events. (1) During Triassic times (230–225 Ma), the emplacement of the Piedras gabbroic unit at crustal-root level (~9 kbar) triggered partial melting of the metasedimentary sequence under an E-W extensional regime at pressure-temperature conditions ranging from 4.5 to 8.5 kbar and from 650 to 900°C for the migmatitic unit. (2) At 226 Ma, the tectonic underplating of the Arenillas-Panupali oceanic unit (9 kbar and 300°C) thermally sealed the fore-arc region. (3) Around the Jurassic-Cretaceous boundary, the shift from trench-normal to trench-parallel subduction triggered the exhumation and underplating of the high-pressure, oceanic Raspas Ophiolitic Complex (18 kbar and 600°C) beneath the El Oro Group (130–120 Ma). This was followed by the opening of a NE-SW pull-apart basin, which tilted the massif along an E-W subhorizontal axis (110 Ma). (4) In Late Cretaceous times, an N-S compressional event generated heterogeneous deformation due to the presence of the Cretaceous Celica volcanic arc, which acted as a buttress and predominantly affected the central and eastern part of the massif.

1. Introduction

The South American margin has been the locus of plate convergence throughout much of the Phanerozoic [i.e., Chew *et al.*, 2008]. Whereas the arc and back-arc regions have been largely studied in South America, little is known on the fore-arc region's evolution through time. In SW Ecuador, the El Oro metamorphic province is considered to have been in a fore-arc position since Paleozoic times [Noble *et al.*, 1997; Riel *et al.*, 2013] and represents a unique opportunity to understand the behavior of fore-arc regions during active subduction throughout the Mesozoic. The El Oro metamorphic province is located in a key position, close to the Huancabamba deflection that separates the central Andes from the northern Andes (Figure 1). North of the deflection, the northern Andes (Ecuador and Colombia) strikes NNE and is built on multiple oceanic terrane accretion since Cretaceous time [Jaillard *et al.*, 2009]. South of the deflection, the central Andes (Peru) strikes NW-NNW and does not present evidence of exotic terrane accretion.

One of the major questions concerns the E-W subvertical orientation of the structures of the El Oro metamorphic province between the NNE striking northern Andes and the NW-NNW striking central Andes (Figure 2). Two models have been proposed in order to explain this orientation. Aspden *et al.* [1995] proposed that the subvertical structures of the El Oro metamorphic province were related to the development of a vertical high-temperature crustal shear zone during Triassic times, associated with the emplacement of the Piedras gabbroic pluton in its core (Figure 3a). Gabriele [2002] relates the E-W subvertical structures to the tilting of the Tahuín Group after the tectonic underplating of the gabbro and blueschist units, during a Late Triassic extensional event (Figure 3b) with a final, compressional stage of exhumation during Cretaceous times. The aim of our study is to better understand the geological events, which led to the juxtaposition of this

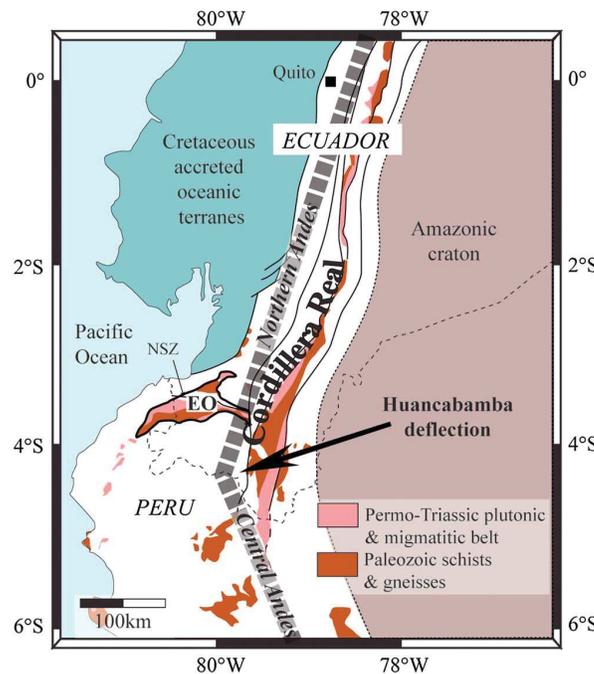


Figure 1. Simplified geological map of Ecuador and northern Peru modified after Chew *et al.* [2007] with the location of the El Oro metamorphic province. EO: El Oro and NSZ: Naranjo shear zone.

composite massif throughout the Mesozoic. In order to constrain this evolution, we have combined structural data, thermal modeling, and available geochronological data. This study provides new constraints on the connection zone between the northern and central Andes (Huancabamba deflection) during Mesozoic times, showing that the evolution of the El Oro metamorphic province until the Cretaceous was controlled by active subduction (central Andean tectonic style) while the evolution of the El Oro metamorphic province until the Cretaceous was controlled by the accretion of the oceanic terranes against the northern Andean margin.

2. Geological Overview of the El Oro Massif

The El Oro massif or metamorphic province comprises both continental units and terranes of oceanic affinity [Feininger, 1978], assembled in a fore-arc position since Paleozoic times

[Noble *et al.*, 1997; Riel *et al.*, 2013]. To the north, the Jubones fault zone separates the El Oro metamorphic province from oceanic terranes accreted in the Late Cretaceous-Paleogene and overlying tertiary volcanic deposits; to the east, the El Oro metamorphic province is separated from the metamorphic rocks of the Cordillera Real by the Guayabal fault zone; and to the south, it is unconformably overlain by the volcano-sedimentary deposits of the Cretaceous Celica-Lancones basin (Figure 2). Following the terminology of Gabriele [2002], the El Oro metamorphic province can be subdivided into three main geological juxtaposed complexes: from north to south, the Birón Complex, the Raspas Complex, and the El Oro Complex (Figure 4).

2.1. Birón Complex

The Birón Complex constitutes the continental basement exposed north of the Raspas Complex (Figure 2). This complex is mainly composed of metapelitic and metapsammitic rocks to the north and of granitoids, migmatites, and amphibolites to the south. The main metamorphic foliation strikes E-W and is subvertical. Within the migmatites, several generations of leucosomes suggest multiple events of migmatization [Gabriele, 2002]. Our observations show that from north to south, the metamorphic grade progressively increases from andalusite-bearing metapelite to metatextite migmatites and diatextite migmatites containing plutonic bodies. U-Pb geochronology on monazite yielded two groups of ages at 200 ± 30 Ma and ~ 60 –70 Ma [Noble *et al.*, 1997] for a granitoid. A major body of amphibolitized metagabbroic pluton striking E-W is dated at 75 ± 0.5 Ma by the Ar/Ar method on hornblende [Gabriele, 2002] and at 73.6 ± 0.5 Ma by the U-Pb method on zircon [Riel, 2012]. The ages at 60–70 Ma are interpreted as the result of an episode of intense deformation at high temperature during accretion of the Pallatanga oceanic terrane to the north, while the age of 200 ± 30 Ma is related to the Late Triassic metamorphic event recorded in the El Oro Complex [Noble *et al.*, 1997].

2.2. La Palma Shear Zone

To the south, the La Palma shear zone (Figures 2 and 4) separates the Birón Complex from the Raspas Complex. The shear zone is 10–50 m wide and is characterized by mylonitized quartz-rich micaschists with mafic and ultramafic eclogite and various metapelite boudins retrogressed under greenschist facies [Gabriele, 2002]. In the x-z plane of the finite strain ellipsoid, sigmoid-like ultramafic boudins show dextral movement. Ar/Ar dating on

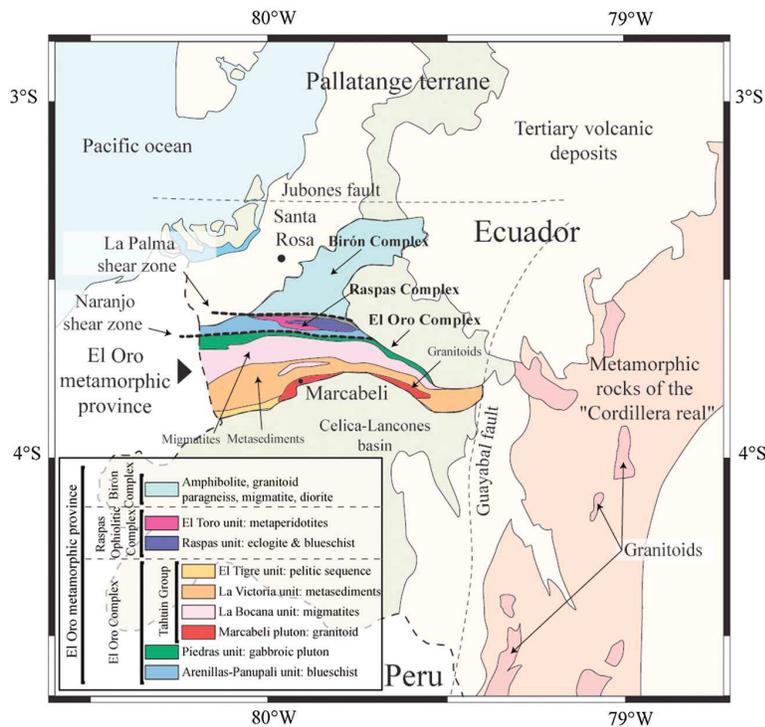


Figure 2. Simplified geological map of southwest Ecuador.

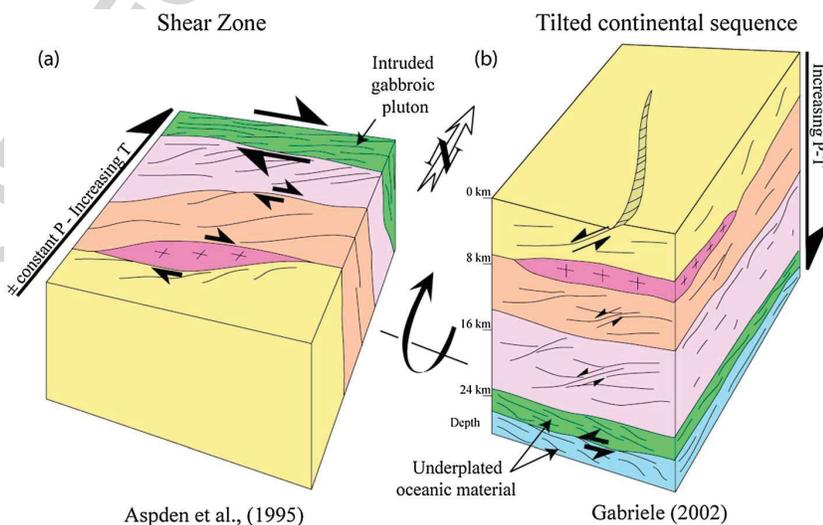


Figure 3. Schematic 3-D diagrams of the El Oro metamorphic province during Late Triassic times. (a) Dextral shear zone model of *Aspiden et al.* [1995]. In this model, emplacement of the gabbroic Piedras unit in a vertical crustal shear zone triggered partial melting and emplacement of the Marcabeli and El Prado granitoid plutons. (b) Model of continental sequence partially molten during Late Triassic times [*Gabirole*, 2002]. In this model, the Piedras and the Arenillas-Panupali units represent two distinct episodes of oceanic underplating, and the whole section was tilted during Late Triassic times. Same color chart as for Figure 2.

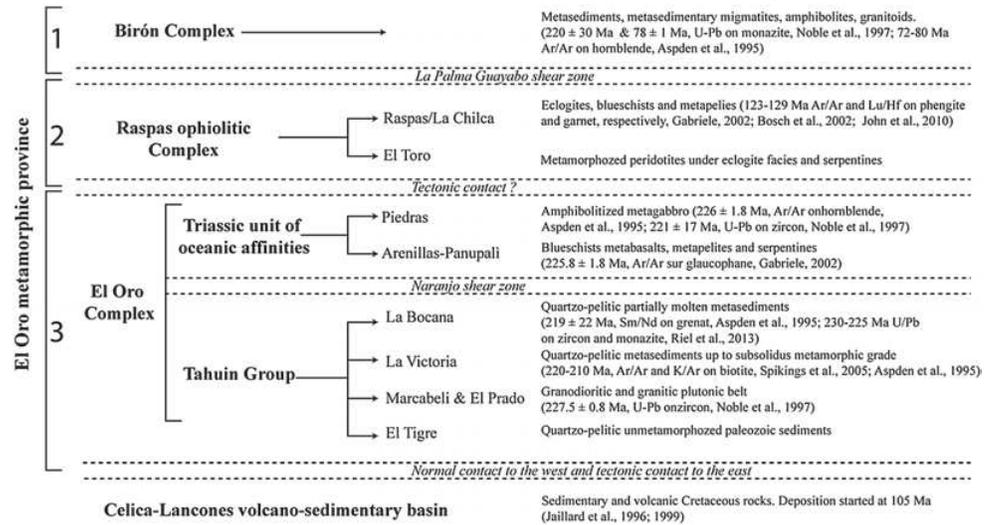


Figure 4. Nomenclature of the lithological complexes, groups, and units forming the El Oro metamorphic province. Lithologies and metamorphic ages of each unit are indicated on the right part of the diagram.

muscovite yielded an integrated age of 129.5 ± 0.9 Ma with a younger step at ~ 65 Ma [Gabriele, 2002], suggesting two distinct tectonic events.

2.3. Raspers Complex

The Raspers Complex is an ophiolitic succession metamorphosed under blueschist and eclogite facies conditions during Early Cretaceous times [Gabriele, 2002; Gabriele et al., 2003; John et al., 2010]. This complex comprises the metaperidotitic unit of El Toro and the high pressure (HP) rocks of the Raspers unit (Figure 5). The main foliation (defined by garnet + omphacite + phengite mineral assemblage) developed within the Raspers

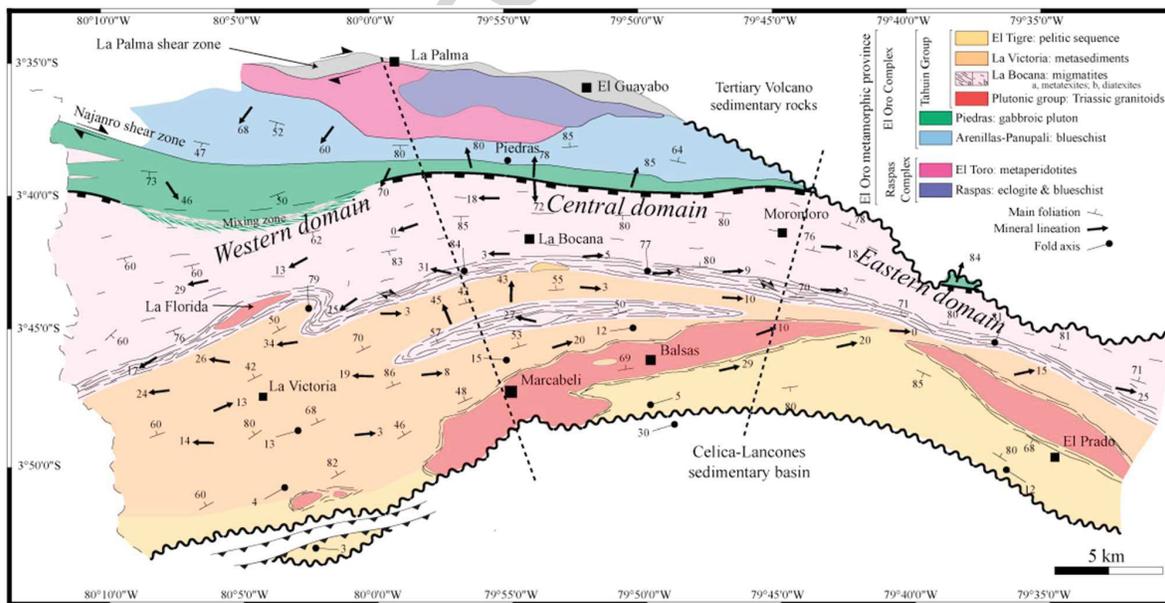


Figure 5. Geological and structural map of the El Oro metamorphic province. The continental basement exposed in the Birón Complex has not been represented. In the western part, the contact between the La Bocana and Piedras units corresponds to a primary, mixing magmatic contact between these units. The heavy black dashed lines indicate the boundary between western, central, and eastern parts of the El Oro metamorphic province.

Complex strikes E-W with a variable dip ranging from 60° to 90° toward the north. The main eclogitic foliation is folded by a secondary phase of deformation showing a vertical schistosity striking NE-SW to E-W [Gabriele, 2002]. The blueschist unit exhibits seamount geochemical signatures, while the eclogites have a mid-ocean ridge basalt (MORB) affinity [John et al., 2010]. Peak metamorphic conditions in the eclogites have been estimated at $600 \pm 50^\circ\text{C}$ and 18 ± 2 kbar, and the age of the HP metamorphism has been constrained by Lu-Hf dating on garnet at ~ 130 Ma [John et al., 2010]. Thermochronological ages of the eclogite-facies rocks on phengite at 129–123 Ma [Gabriele, 2002] show that cooling occurred shortly after the HP metamorphism.

2.4. The El Oro Complex

South of the Raspas Complex and separated by a hidden contact, the El Oro Complex is made up of terranes of continental and oceanic affinities juxtaposed during Late Triassic times [Gabriele, 2002; Riel et al., 2013]. From north to south, the El Oro Complex is made of the blueschists of the Arenillas-Panupalí unit, the amphibolitized metagabbro of the Piedras unit, and the continental sequence of the Tahuín Group. The metamorphic conditions, geochemistry, and ages of this complex are relatively well constrained; however, little is known on its internal structures and the geological event that led to the amalgamation of this complex.

2.4.1. Arenillas-Panupalí Unit

The northernmost Arenillas-Panupalí unit constitutes a 1 to 4 km thick blueschist unit comprising predominantly blueschist facies metabasalts (Figure 6h) and metasediments, with minor serpentinites. In the metabasalts, the peak metamorphism is recorded by the assemblage garnet + glaucophane + titanite and retrogression in greenschist facies by albite + chlorite + epidote [Gabriele, 2002]. The peak pressure-temperature (P-T) estimates on the metabasalt are of ~ 9 kbar and $\sim 300^\circ\text{C}$ [Gabriele, 2002]. The main foliation strikes E-W and dips at a high angle (60–90°) to the south. Bosch et al. [2002] showed that the metabasalts have MORB-like geochemical signatures. Formerly considered to be Cretaceous in age on the basis of its blueschist metamorphic conditions [Aspden et al., 1995], Ar/Ar datings on amphiboles from the Arenillas-Panupalí unit yielded ages of 225.2 ± 2.7 and 226 ± 1.8 Ma [Gabriele, 2002]. The Arenillas-Panupalí unit is in a key position as it separates the Cretaceous Raspas Complex to the north from the Triassic Piedras gabbroic unit to the south. Unfortunately, the northern contact zone could not be observed due to pervasive equatorial weathering and dense vegetation cover.

2.4.2. Piedras Unit

The gabbroic Piedras unit is separated from the Arenillas-Panupalí unit by the amphibolite facies dextral Naranjo shear zone. The Piedras unit is made of E-W striking, saussuritized and amphibolitized metagabbro (Figure 6g), with a few ultramafic bodies. The metagabbro has MORB-like geochemical signatures [Aspden et al., 1995; Gabriele, 2002], and U-Pb dating on zircon yielded a magmatic age of 221 ± 17 Ma [Noble et al., 1997]. An Ar/Ar age on amphibole constrains the age of cooling through $\sim 550^\circ\text{C}$ at 226 ± 2.1 Ma [Gabriele, 2002]. Based on evidence of mixing between basic and felsic magma in its southwestern contact with the Tahuín Group, the Piedras unit has been interpreted as an underplated magmatic body [Aspden et al., 1995; Riel et al., 2013].

2.4.3. Tahuín Group

Separated from the Piedras unit by a greenschist facies mylonitic shear zone [Aspden et al., 1995; Gabriele, 2002], the Tahuín Group corresponds to the continental basement exposed south of the Piedras unit [Feininger, 1978; Gabriele, 2002; Riel et al., 2013]. This continental sequence is composed from south to north by Devonian sediments [Martínez, 1970] of the El Tigre unit (Figure 6a), Late Triassic granitoids of the Marcabeli and the El Prado plutons [227.5 ± 0.8 Ma with U-Pb method on monazite, Noble et al., 1997] (Figure 6b), metasediments of the La Victoria unit characterized by a northward increasing metamorphic grade [Feininger, 1978] (Figure 6c), and by the Late Triassic migmatitic complex of the La Bocana unit (Figure 5 and Figures 6d–6f). On the scale of the massif, the main foliation roughly strikes E-W and dips steeply. P-T conditions in the La Bocana unit evolve from $4\text{--}5 \pm 2$ kbar and $650 \pm 50^\circ\text{C}$ in the south to $5\text{--}8 \pm 2$ kbar and $720\text{--}800 \pm 50^\circ\text{C}$ in the north [Riel et al., 2013]. High-temperature metamorphism and S-type magmatism in the Tahuín Group have been dated by various methods and show a well-defined Late Triassic crystallization age at 230–225 Ma [Aspden et al., 1995; Noble et al., 1997; Spikings et al., 2005; Riel et al., 2013] (Figure 7). Mineral cooling ages determined by the Ar/Ar and K/Ar methods on biotite are slightly younger and range from 220 to 210 Ma [Spikings et al., 2005].

3. Structural Analysis in the El Oro Complex

Our field mapping has allowed us to recognize four successive deformation events (referred to as D_1 to D_4 ; Figure 8), which can be distinguished on the basis of the geometry, kinematics, and structural styles of the relevant



Figure 6. Photographs of representative lithologies of the El Oro metamorphic province. (a) Pelite/psammite succession of the El Tigre unit. (b) Mafic xenolith in a granodiorite lithology of the Marcabelli pluton. (c) Metapelite/quartzite alternation in the La Victoria unit. (d) Metapelite/quartzite alternation in the upper part of the La Bocana unit; metapelitic layers are partially molten and exhibit folded leucosomes while quartzitic boudinaged layers show tensile fractures. (e) Garnet-bearing diatexite mesocratic migmatite of the lower La Bocana unit; note the presence of a partially molten sillimanite-rich metasedimentary xenolith. (f) High-temperature fold related to D_1 deformation and marked by quartzite layers, a few kilometers south of the La Bocana locality. (g) Typical magmatic texture on the Piedras metagabbroic unit. (h) Metabasalt in blueschist facies of the Arenillas-Panupalí unit. The blue arrows represent the north direction lying in a horizontal plane, the highlighted face of the cube shows the observed plane surface of the outcrop compared with the horizontal, and finally the line on the highlighted face of the cube shows the azimuth of the foliation (same as in Figures 10–13).

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67

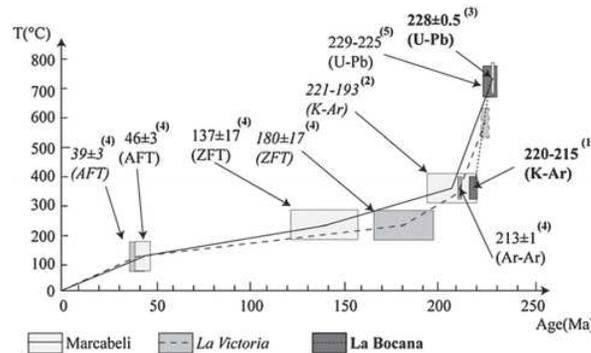


Figure 7. Cooling temperature (°C) versus age (Ma) of the Marcabelli, La Victoria, and La Bocana units of the Tahuín Group. Ages are reported from Feininger and Silberman [1982], Aspden et al. [1992], Aspden et al. [1995], Noble et al. [1997], Spikings et al. [2005], and Riel et al. [2013]. K/Ar ages are on biotite, and U-Pb ages are on monazite and zircon.

structures, from mass scale to thin section made from oriented samples. The description of the metamorphic foliation and the stretching lineation allows us to constrain the finite strain pattern.

3.1. Early, Synmigmatitic Deformation (D₁)

The first deformation event (D₁) is associated with HT metamorphism in the Tahuín Group (from greenschist to granulite facies) and in the amphibolitized gabbros of the Piedras unit.

3.1.1. D₁ Deformation in the La Victoria Metasedimentary Unit

The D₁ deformation event could only be identified in the western and central domains of the massif, close to the

migmatitic unit, where the D₄ stage of deformation was less intense. In the southwestern part of the La Victoria unit, D₁ is characterized by the development of the metamorphic S₁ foliation. The stretching and recrystallization of K-feldspar, replaced by sericite, marks the associated L₁ mineral lineation. In the northern part of the La Victoria unit, L₁ is marked by prismatic sillimanite. S₁ strikes SW-NE and dips to the NW in the

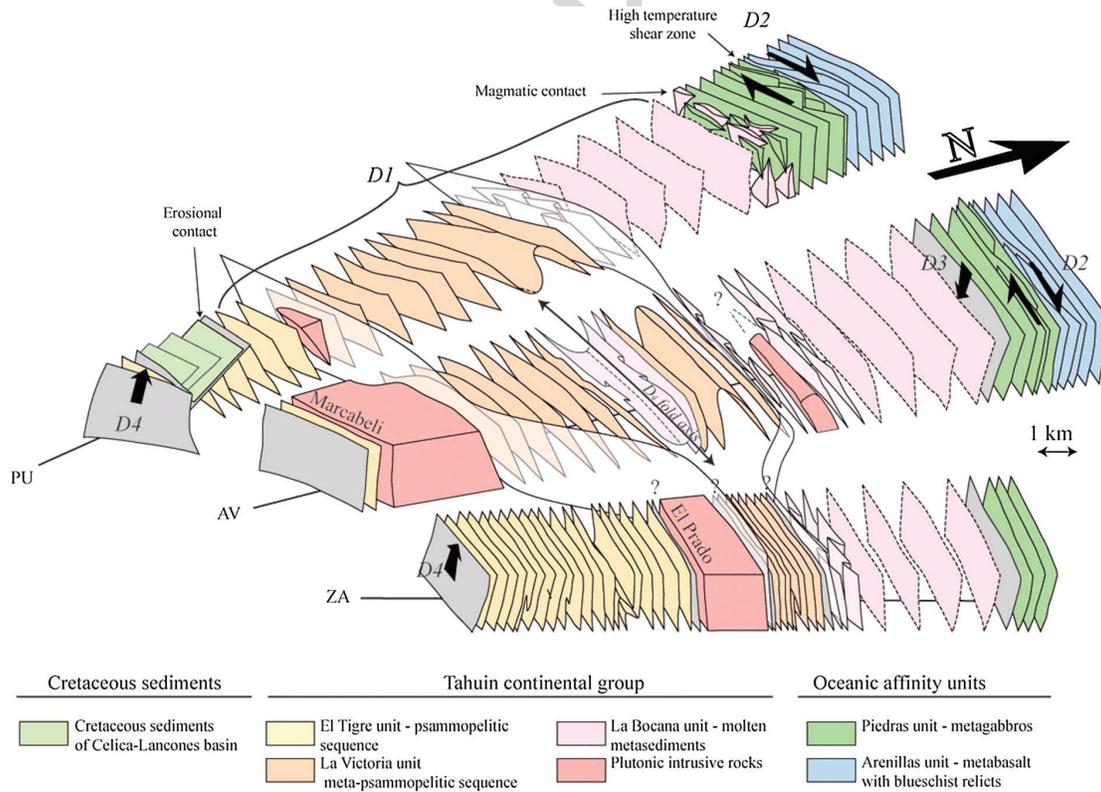


Figure 8. The 3-D schematic block diagram showing the present-day geometry of the El Oro province. In this diagram D₁ to D₄ stages of deformation are illustrated. Note that the thickness of the La Victoria unit is highly reduced toward the east, while the thickness of the La Bocana unit remains more or less constant. Note that the transparent planes outlined in heavy black show the boundaries of the La Victoria unit and that AV, PU, and ZA correspond to the acronym for the three studied cross sections: La Avanzada, Puyango, and Zaruma, respectively.

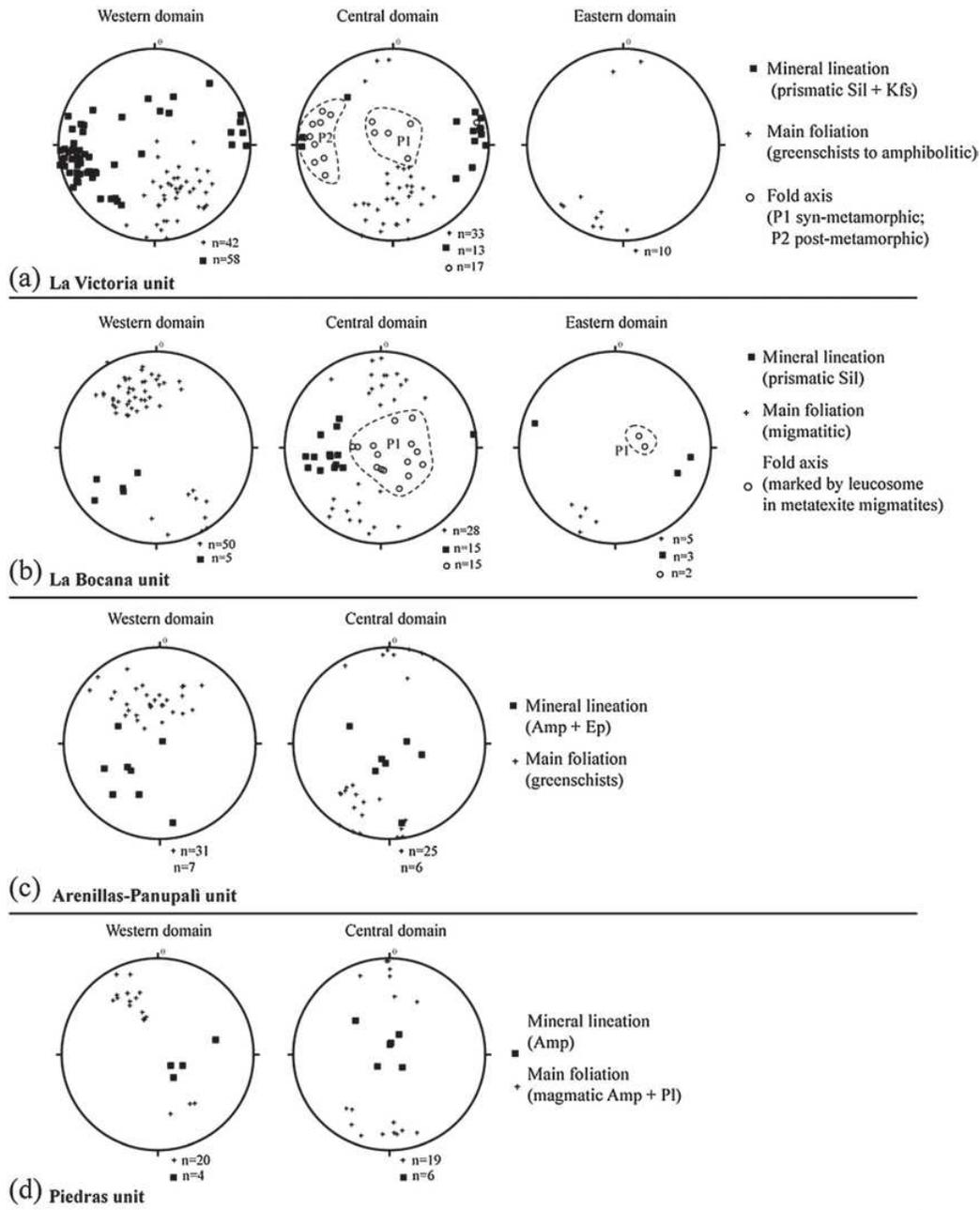


Figure 9. Stereonets (lower hemisphere, equal area) of planar and linear elements of the El Oro Complex. (a) La Victoria unit. (b) La Bocana unit. (c) Arenillas-Panupali unit. (d) Piedras unit.

western domain, strikes E-W and dips to the north (20 to 60°) in the central domain, and strikes WNW-ESE with a subvertical dip in the eastern domain of the massif (Figure 9a). L_1 generally gently plunges to the WSW in the western domain and E in the central domain (Figure 9a).

In this section, in the x-z plane, several shear criteria such as sigma-type K-feldspar porphyroblasts, muscovite porphyroblasts (Figure 10a), and syntectonic andalusite porphyroblasts intergrown with sillimanite (Figure 10b) show internal surface deflected by a dextral shear.

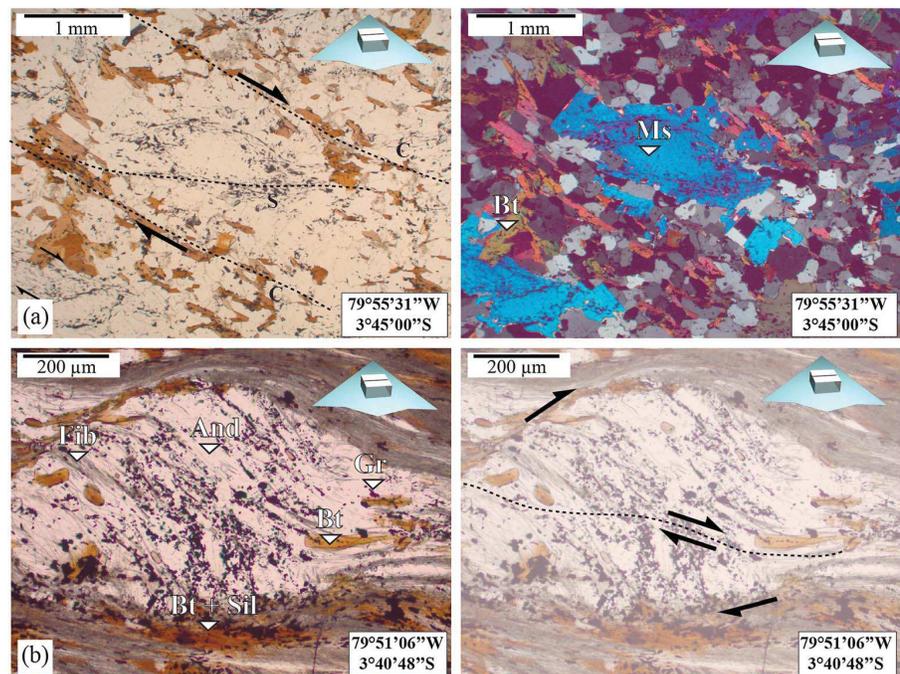


Figure 10. Microphotographs of the D_1 deformation event in the La Victoria unit. (a) Late recrystallization of muscovite crosscutting the main foliation. Graphite inclusions in the muscovite exhibit a dextral sigmoid-like sense of shear. Note that the former crystal was likely surrounded by these inclusions and that recrystallization occurred with K -rich fluid influx. (b) Syntectonic growth and recrystallization of andalusite porphyroblasts into fibrolite. In the x - z plane, the andalusite crystal shows a 50–55° clockwise rotation marked by graphite, fibrolite, and biotite inclusions. Moreover, a dextral shear band is evidenced in the andalusite crystal. The fact that the fibers of sillimanite are rotated together with the andalusite crystal indicates intergrowths of both minerals, thus constraining the P - T conditions of the syntectonic growth along the reaction curve between andalusite and sillimanite (450 to 650°C for 4.3 to 2.8 kbar). Blue arrows: same as in Figure 6.

3.1.2. D_1 Deformation in the La Bocana Migmatitic Unit

In the La Bocana unit, the S_1 synmigmatitic foliation strikes WSW-E and steeply dips to the SE in the western domain (Figure 9b). In the central domain, S_1 strikes W-E and strongly dips to the south and to the north in the upper and lower units, respectively. In the eastern domain, S_1 strikes NW-SE and steeply dips to the NE. Associated L_1 lineation is marked by prismatic sillimanite, which dips at low angle and shows the same change in strike from NW-SE dominantly plunging to the west, to E-W, plunging to the east.

The upper (southern) migmatitic part of the La Bocana unit (Figure 5) constitutes an ~2 km thick layer composed of metatexite with a northward increasing proportion of leucosome from few percent up to 50%. The characteristic mineral assemblage is quartz + biotite + fibrolite + K -feldspar + plagioclase ± prismatic sillimanite. In this unit, quartzitic competent layers are unmolten and fractured by fluid pressure increase due to southward percolating anatectic melts via dilatant structures (Figure 11b), while metapelitic incompetent layers with leucosome are sheared and folded. South of the locality of La Bocana, asymmetric folds in metatexite migmatite exhibit subvertical axes with geometry compatible with dextral sense of shear (Figure 11b). Few kilometers east of the La Bocana locality, at the transition zone between the upper and the lower migmatitic units, shear zone associated with folds also indicates dextral transpressive shearing (Figure 11c).

The lower (northern) migmatitic part of the La Bocana unit (Figure 5) is ~8 km thick and essentially composed of metasedimentary mesocrate diatexites. The dominant paragenesis is quartz + garnet + biotite + plagioclase + prismatic sillimanite, and the foliation is marked by schlieren of biotite + sillimanite. In the x - z plane, deformation is marked by elongated xenoliths of metasedimentary origin exhibiting an E-W trending orientation (Figures 6e and 11d). A few kilometers north of the La Bocana locality, a decametric fold marked

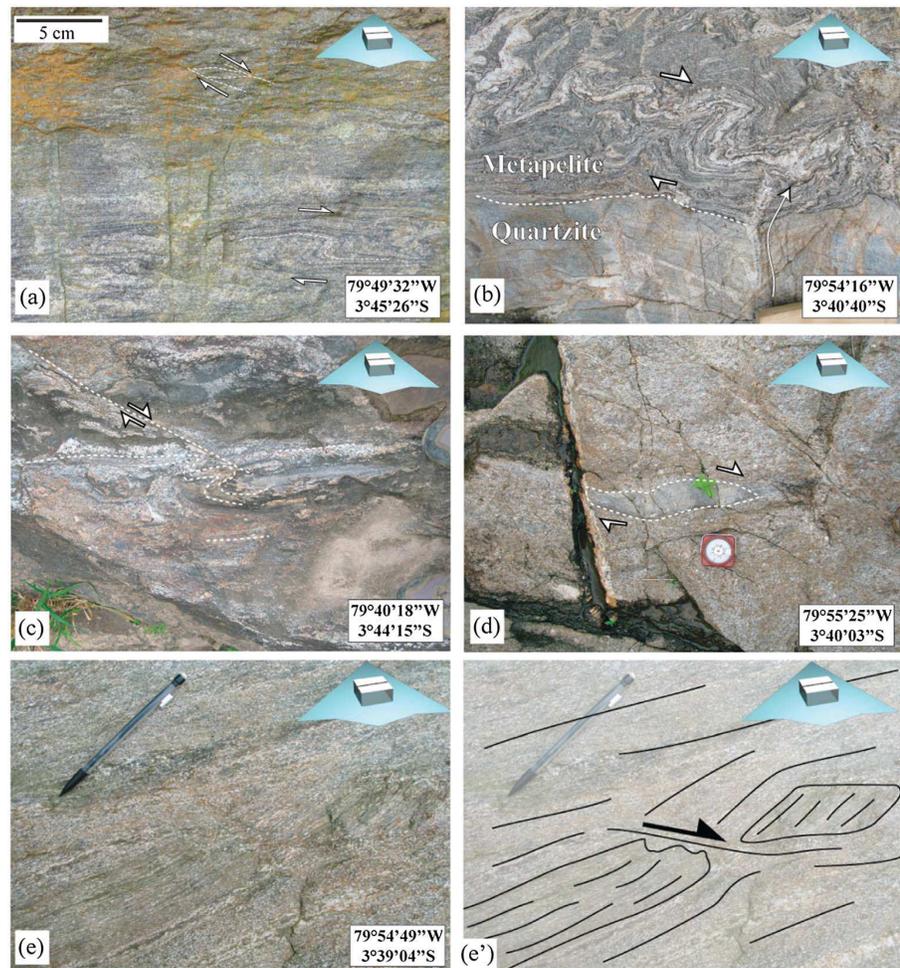


Figure 11. Field-scale photographs of the D_1 deformation-related structures. (a) Photograph of a migmatitic contact at the northern boundary of the Marcabeli granitoid. In the x - z plane, folded leucosome and melanosome and CS structures show a symmetamorphic dextral sense of shear indicating syntectonic dextral emplacement of the Marcabeli granitoid. (b) Photograph of partially molten layers in the upper La Bocana unit in the x - z plane. The photograph shows heterogeneous strain pattern between undeformed quartzitic layers and partially molten metapelite layers with a dextral sense of shear marked by leucosome layers. The white arrow shows the magma pathway direction through the quartzitic layer. (c) Dextral transpressive ductile shear zone at the top of the lower La Bocana unit in the x - z plane. The southern block exhibits centimetric folding compatible with a dextral transpressive sense of shear. (d) Sheared quartzitic xenolith in garnet-bearing mesocrate diatexite of the lower La Bocana unit. Either simple or pure shear can explain the structure depending on the primary orientation of the xenolith with respect to the main stress direction. (e) Magmatic foliation in the Piedras gabbroic unit. Melagabbro layer within leucogabbro layers are disrupted and show a dextral sense of shear. Blue arrows: same as in Figure 6.

by a quartzite body shows a subhorizontal, N-S trending axis (Figure 6f). We relate this geometry to complex folding within a melt-rich diatexite with a magma-like behavior.

3.1.3. D_1 Deformation in the Marcabeli and El Prado Plutons

In the western and central parts of the massif, the S-type granodioritic to granitic plutons of Marcabeli and El Prado [Aspden *et al.*, 1995] appear undeformed with numerous E-W oriented mafic xenoliths (Figure 6b). The xenoliths are generally rounded, medium to fine grained and have an amphibole-rich granodioritic composition. Partial melting in the metasediments near the contact with the pluton can be observed in a 10 to 50 m wide aureole. A few kilometers NW of Balsas (Figure 5), contact migmatite of metapelite origin exhibit C-S structures and folded melanocrate/leucocrate layers. In the x - z plane, these kinematic indicators

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67

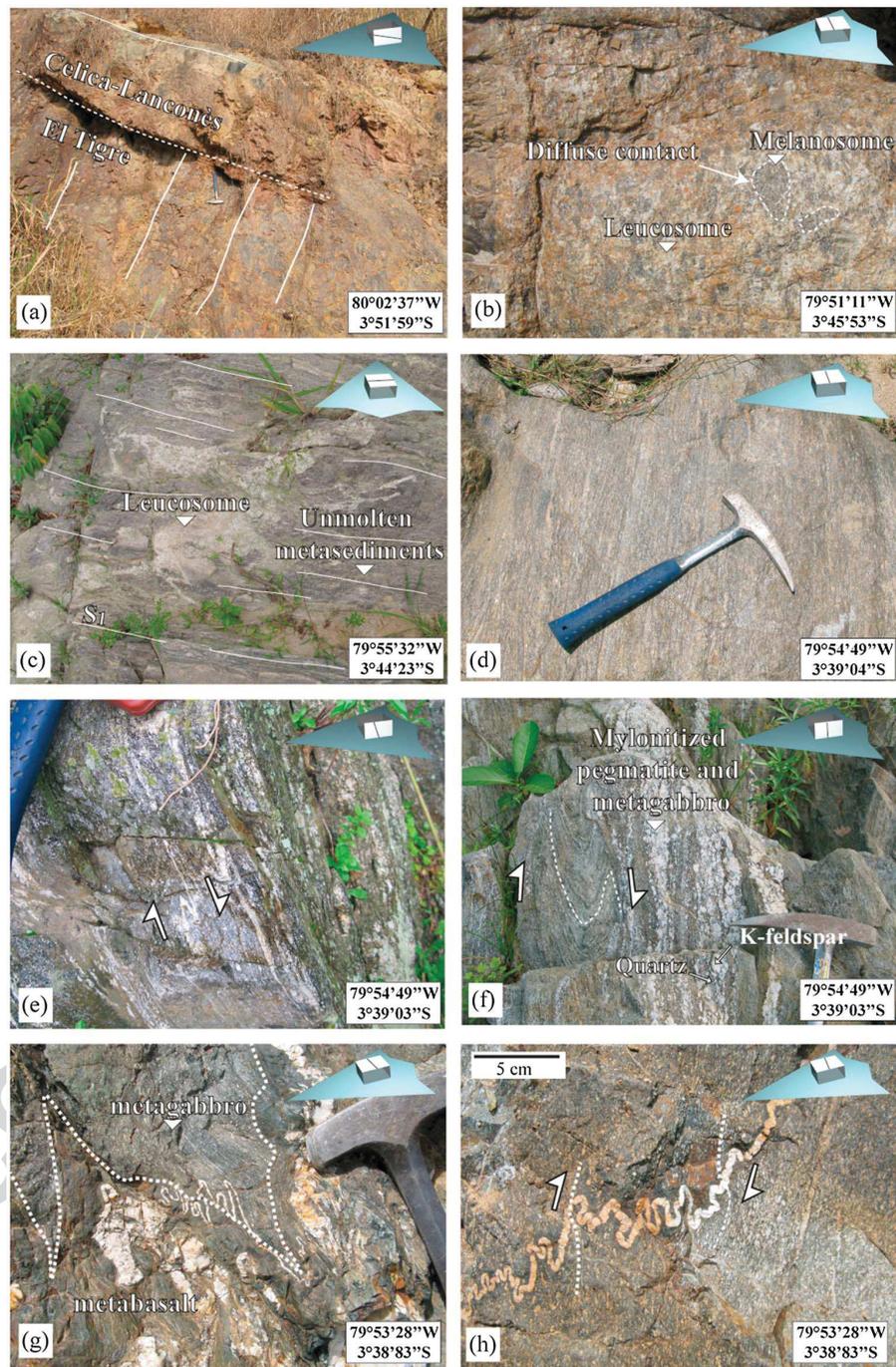


Figure 12.

are consistent with a dextral sense of shear (Figure 11a). Between the Balsas and Marcabeli localities, within the Marcabeli granitoid, a 100 m large lense of metasediment shows evidence of partial melting. In this contact migmatite, centimetric patches of biotite-rich melanosome and leucosome have diffuse contacts and do not exhibit any preferred orientation (Figure 12b); they are compatible with dominant flattening. Strain

F12

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67

partitioning with a combination of coaxial flattening and noncoaxial shear criteria is widespread and coherent with a transpressive regime.

3.1.4. D_1 Deformation in the Piedras Gabbroic Unit

North of the La Bocana unit and separated by the Naranjo shear zone, the Piedras unit is composed of amphibolitized gabbro (Figure 6g). The Piedras gabbroic unit exhibits magmatic textures with layering of millimetric-grained leucogabbro and centimetric-grained melagabbro (Figure 6g). The mean foliation S_1 strikes WSW-ESE; it dips steeply to the SSE in the western domain (Figure 9d), while it strikes E-W and is subvertical in the central domain. The mineral lineation L_1 , which is marked by a preferred orientation of amphiboles, exhibits a consistent subvertical trend (Figure 9d) and is interpreted as a stretching lineation. In some places, evidence of melagabbro crystallizing before leucogabbro is marked by sheared and disrupted layers of melagabbro, showing a dextral sense of shear (Figure 11e).

3.2. Synpeak to Postpeak Metamorphic Event (D_2)

The early event D_2 finite strain pattern is restricted to the contact zone between the oceanic, Arenillas-Panupalí basaltic unit, and the Piedras gabbroic unit (the Naranjo shear zone). Within a 100 to 200 m wide area, the contact zone is folded by millimeter to decimeter-scale asymmetric isoclinal folds. North of the Piedras locality, the contact between the metabasalts of the Arenillas-Panupalí blueschists and the gabbro of the Piedras unit is cut by the main foliation. This crosscutting is associated with the intrafolial development of plagioclase veins (Figure 12g). The shear criteria marked by intrafolial folds of plagioclase veins with subvertical axis are consistent with a dextral transpressive sense of movement (Figure 12h). The L_2 lineation is marked by the orientation of amphibole and plagioclase in the gabbroic lithology and is subhorizontal with an E-W trend. On the northern side of the shear zone, the metabasalt lithology related to the Arenillas-Panupalí unit is amphibolitized, and relicts of HP metamorphism are entirely erased.

3.3. Postmetamorphic Deformation (D_3)

Tertiary and quaternary volcano sedimentary deposits almost completely cover the tectonic boundaries of the El Oro metamorphic province limiting direct observations of the D_3 event. South of the Piedras locality, the contact zone between the La Bocana and Piedras units is made of a 20 m thick zone of mylonitized gabbro and garnet-bearing diatexite (Figure 12f) and minor mylonitized pegmatitic dykes. In the metagabbro, shear sense indicators marked by folded centimetric plagioclase layer and by folded melagabbro layer exhibit top-to-the-south normal movement (Figures 12e and 12f). At a macroscopic scale, mylonitized pegmatitic dykes together with the metagabbro exhibit centimetric angular and fractured porphyroblasts of plagioclase, while millimetric plagioclase are rounded and elongated along the direction of shear (Figure 12f). In the lower migmatitic unit, close to the tectonic contact, the migmatites are strongly mylonitized on a 10 m thick zone consistent with a strong N-S flattening component (Figure 12d).

3.4. Upper Cretaceous Compressional Event (D_4)

Throughout the massif, the expression of D_4 deformation is heterogeneous and is predominantly expressed in the southern part of the El Oro Complex. With the exception of the eastern part of the El Oro Complex, where the Tahuín Group thickness is at a minimum, our observations show that the lower La Bocana unit, the Piedras unit, and the Arenillas-Panupalí unit are not, or weakly, affected by the D_4 event.

Figure 12. Field photographs of the contact zone between the units of the El Oro metamorphic province south of the Raspas Complex. (a) Discordant contact between the Paleozoic sediment of the El Tigre unit and the Cretaceous sediments of the Celica-Lancones basin; note the angular unconformity of $\approx 90^\circ$ between both units. (b) Partially molten metasedimentary xenolith in the northern part of the Marcabeli granodiorite. Note that the overall xenoliths size is 50 m long for 10 m large and is made of quartzite and partially molten metapelites. (c) Contact zone between the unmolten sediments of the La Victoria unit and the upper part of the La Bocana migmatites; leucosomes cross-cutting the foliation show the proximity of the partially molten zone. (d) The southern side of the contact zone between the Piedras and the lower La Bocana unit showing strongly mylonitized garnet-bearing migmatites. (e) Mylonitized metagabbro in the contact zone between the La Bocana and Piedras units in the central part of the studied area showing top-to-the-south normal sense of shear. (f) Mylonitized pegmatite dyke showing fracturing of centimetric plagioclase crystals. On the left side, folded melagabbro layer shows top-to-the-south normal shearing. (g) Contact zone between the gabbros of the Piedras unit and the metabasalt of the Arenillas-Panupalí unit. In the contact zone, the metabasalts are amphibolitized, showing that the emplacement of the blueschists occurred while the gabbro was still hot. (h) Dextral sense of shear underlined by a plagioclase vein within the metagabbro of the Piedras unit, close to the contact zone with the blueschists of the Arenillas-Panupalí unit. Blue arrows: same as Figure 6.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67



Figure 13. Field photographs of D_3 -related deformation. (a) Asymmetric fold structures with south verging direction located south of the La Bocana locality. On the left, brittle fracturing shows south verging displacement. (b) South verging faulted fold in the El Tigre unit, in the eastern part of the massif. (c) South verging kink fold in the Cretaceous Celica-Lancones basin, south of the unconformable contact between the Paleozoic sediments of the El Tigre unit and the Cretaceous sediments of the Celica-Lancones basin, in the southwestern part of the massif. Blue arrows: same as Figure 6.

4. D_4 Deformation in the Tahuín Group

In the central part of the Tahuín Group, this compressional phase is mainly represented by the fold marked by the appearance of the La Bocana unit within the La Victoria unit (Figure 8). This fold (interlimb angle 70–30°) has a present-day south verging axial plane with an E-W subhorizontal axis (Figures 5 and 8) [see also

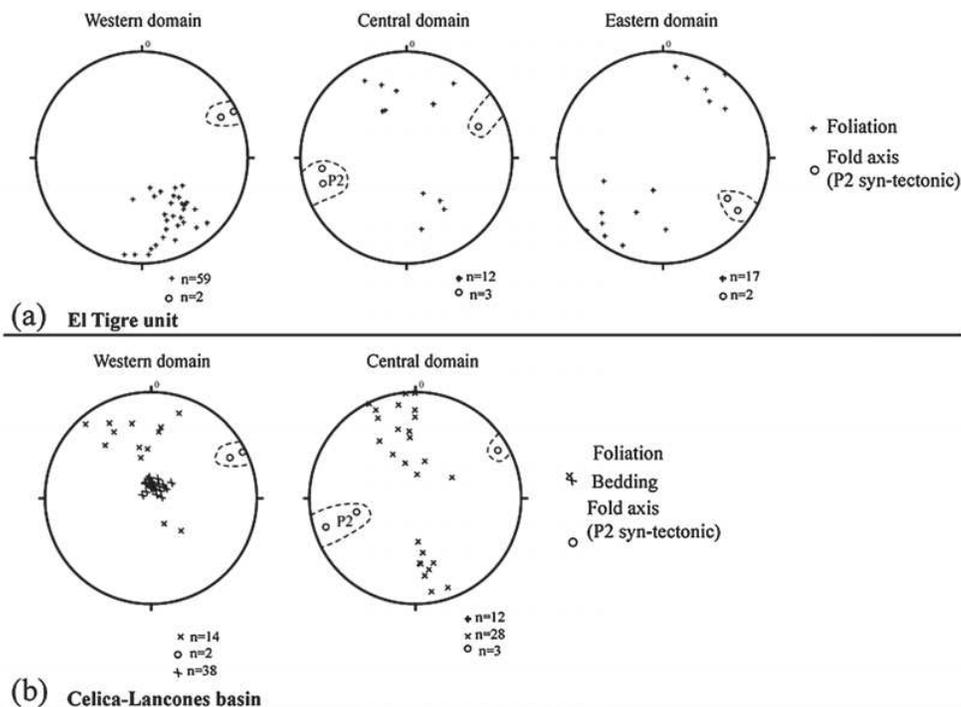


Figure 14. Stereonets of planar and linear elements of the El Oro Complex. (a) El Tigre unit. (b) Celica-Lancones basin. Note that bedding has been only reported for the Cretaceous sediments in the southwestern part of the massif.

Feininger, 1978]. In the western part of the massif, folding of the metamorphic isogrades indicates that D_4 is postmetamorphic peak (Figure 5). In the southwestern part of the massif, D_4 has not been observed and the sediments of the Celica-Lancones basin unconformably overlay the pelites of the El Tigre unit (Figure 12a). In the eastern part of the massif (Figures 4 and 5c), the regional D_4 folding is not observed, and the structures are strongly parallelized. In the central part of the La Victoria unit, D_4 is characterized by the development of south verging, asymmetric, suboclinal folds with E-W subhorizontal axis (Figure 13a). In quartzitic layers, subhorizontal to weakly north dipping faults show southward displacement (Figure 13a). In the eastern part of the massif, in the El Tigre unit, D_4 is marked by southwest verging, asymmetric folds with E-W subhorizontal axis (Figure 13b). In the easternmost part of the massif, south of the El Prado locality (Figure 5), the contact zone between the El Tigre unit and the sediments of the Celica-Lancones basin is faulted. The D_4 style of deformation in the contact zone is dominated by the development of a subvertical cleavage (S_4) developed in low grade metamorphic conditions.

5. D_4 Deformation in the Adjacent Celica-Lancones Basin

In the northeastern part of the Celica-Lancones basin (Figure 5), D_4 is characterized by a sheet of the Paleozoic El Tigre unit, thrust northward onto the Albian-Cenomanian sediments of the Celica-Lancones basin. The presence of metric, open to kink-like folds shows top-to-the-north sense of shear (Figure 13c). Associated lineations within quartzitic layer (L_4) trend N-S and plunge steeply to the south, thus indicating a top-to-the-north sense of shear.

From the northcentral to the northeastern part of the Celica-Lancones basin, D_4 exhibits a subvertical mylonitic foliation (S_4) (Figure 14b). Most of sigmoidal structures exhibit a top-to-the north direction sense of shear. South of the contact zone between the sediments of the Celica-Lancones basin and the metapelites of the El Tigre unit, the S_4 schistosity increases in intensity within the volcanic series of the Celica-Lancones basin.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67

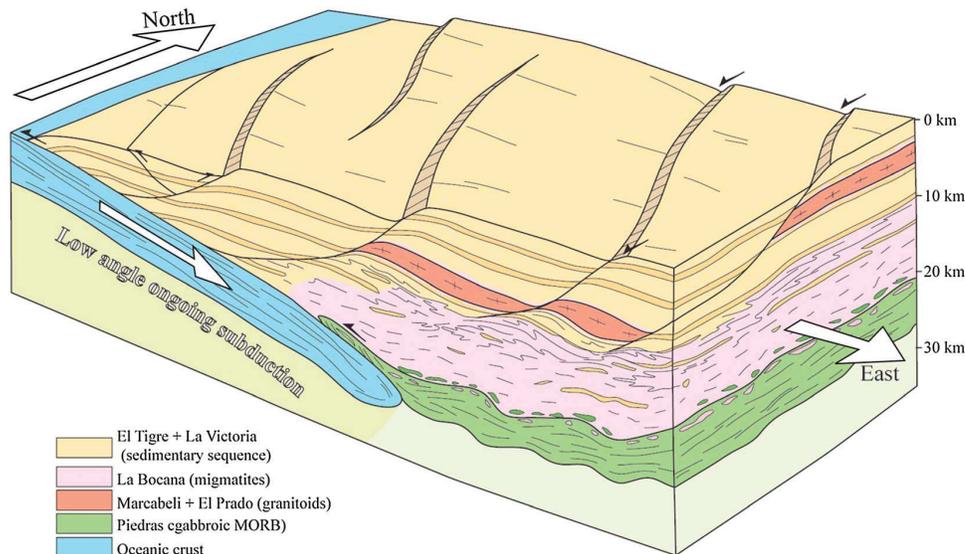


Figure 15. Schematic 3-D diagram of the El Oro Complex at ~226 Ma. This period corresponds to the underplating of the Arenillas-Panupalí unit after the anatectic event.

At the massif scale, we attribute the large-scale strike swing, the folding of the upper La Bocana unit and the thinning of the Tahuín Group in the central part of the massif to this heterogeneous, Upper Cretaceous compressional event, since they affect all earlier structures.

6. Thermal Modeling of the Triassic Event

6.1. Late Triassic Geometry

The El Oro Complex has experienced several superimposed deformation events (D_1 to D_4), and the geometric and three-dimensional kinematic features related to each event are represented in Figure 8. Whether the D_1 anatectic stage occurred in a regional shear zone during a transpressive tectonic event [Aspden *et al.*, 1995], or within a normal sedimentary sequence during an extensional event [Gabriele, 2002; Riel *et al.*, 2013], has strong implications on the interpretation of the D_2 to D_3 deformational events. Aspden *et al.* [1995] mapped numerous vertical, dextral transpressive faults throughout the Tahuín Group; however, such a fault system has not been observed during the course of this study. Instead, we found that deformation is well distributed all along the massif. Moreover, the southward direction of melt transfer (Figures 11b and 12c), emplacement of the blueschist oceanic unit of Arenillas-Panupalí, and P-T estimates increasing northward throughout the Tahuín Group [Riel *et al.*, 2013], support the idea that partial melting occurred within a metasedimentary sequence, that was subsequently tilted.

In order to restore the geometry of the Ecuadorian fore arc during Triassic times, we tilted back the western part of the massif (Figure 15), choosing the western part of the massif as it is the less affected by post D_1 deformational events. In the southwestern part of the massif, the sediments of the Celica-Lancones basin unconformably overlay the Paleozoic sediments of the El Tigre unit (Figure 12a), showing that the main tilting event occurred before the emplacement of the first sediments of the Celica-Lancones basin, i.e., pre-105 Ma [Jaillard *et al.*, 1996, 1999]. Consequently, we used an E-W subhorizontal rotation axis that represents the direction of intersection between beddings in Paleozoic and Cretaceous sediments, respectively (Figure 12a). We used a 60° north down rotation angle, which corresponds to the mean planar orientation of the upper migmatitic unit. The results of this restoration and the interpreted geological block diagram of the El Oro metamorphic province during the Triassic are presented in Figure 15. The back-tilted crustal section is about 24 km thick and is characterized by a downward increase in the metamorphic grade (northward on the map). Three major points are noteworthy: (1) the D_1 dominant dextral transpressive shearing, coeval with the

Table 1. Thermal Properties of Used Material

	Thermal Conductivity (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	Radiogenic Heat Production (μW/m ³)	Heat Capacity (J/Kg/K)
Metasediments	3.7 ^a	2.0 ^c	1000 ^c
Granodiorite	3.7 ^a	2.0 ^c	1000 ^c
Gabbro	2.3 ^b	0.25 ^c	1000 ^c
Basalt	1.7 ^b	0.25 ^c	1000 ^c
Mantle	2.9 ^b	0.022 ^c	1000 ^c

^aTaylor et al. [1986].
^bRoy et al. [1981].
^cTurcotte and Schubert [2002].

migmatitic event, becomes a top-to-the-west extensional shear movement with vertical flattening, (2) the base of the crustal section is characterized by an ~4 km thick gabbroic laccolith intercalated between the Arenillas-Panupalí blueschist oceanic unit and the La Bocana migmatitic unit, (3) the lower crust (continental basement) is lacking below this complete metasedimentary sequence (Tahuín Group).

In the following section, we present the results of a one-dimensional thermal model, which aims at (1) assessing the potential impact of gabbro emplacement [Aspden et al., 1995] at crustal root level [Riel et al., 2013] as the heat source of the Late Triassic migmatization event and (2) validating the model of rapid cooling of the El Oro Complex as a result of the underplating of the Arenillas-Panupalí blueschist unit [Gabriele, 2002; Riel et al., 2013].

6.2. Thermal Modeling of the Triassic Anatectic Event

All our models are based on the specific thermal properties of the constitutive lithologies and on the Triassic geometry of the El Oro metamorphic province reconstructed in this paper. As no indicator of significant thinning was recorded during Triassic times [Riel et al., 2013], our models are purely thermic and we do not consider heat advection.

6.2.1. Initial Setup

In our one-dimensional models, we used a total thickness of 32 km made from top to bottom of 23 km of metasediments (La Bocana, La Victoria, and El Tigre units) underlain by 4 km of gabbro (Piedras unit) and 5 km of peridotite (underlying mantle). We solved the heat transfer equation (1) derived from the Fourier's law using Gale, a thermomechanical code [Moresi et al., 2003].

$$\frac{\partial T}{\partial t} + v \cdot \nabla T = \kappa \nabla^2 T + Q, \tag{1}$$

where T is the temperature, k is the thermal diffusivity, and Q is the radiogenic heat production. Two temperatures for the emplacement of the gabbroic unit were tested: 1100°C and 1300°C, which are the theoretical maximum and minimum temperature values for MORB-derived gabbroic magma [Kushiro, 2001]. The temperature of the Marcabeli granodiorite has been set at 800°C [Castro et al., 1999].

Following the study of de Saint Blanquat et al. [2011], the durations of emplacement of the gabbroic and granodioritic plutons as a function of their volumes have been set at 1 Ma and 0.1 Ma, respectively.

The thermal properties used for each material are presented in Table 1. In our models, we do not take into account the effects of the latent heat and melt transfer within the partial melting zone. The effects of the latent heat would buffer and release heat during the prograde and retrograde stages, respectively. Taking into account the latent heat would not significantly change the global shape of the geotherm of the whole crustal section during peak P-T conditions. On the contrary, the effect of melt transfer would significantly change the geotherm shape [Depine et al., 2008]. In the La Bocana unit, most of the partially molten volume is controlled by biotite dehydration melting and crystallization of peritectic garnet [Riel et al., 2013]. However, the garnet signature is not observed in the rare earth element analyses of the Marcabeli and El Prado plutons [Aspden et al., 1995], indicating that melts were not extracted from the unit. This is supported by the fact that melt produced under biotite dehydration melting has a negative ΔV_r [Rushmer, 2001] precluding melt migration until greater fraction of melt are produced, and by the composition of the mesocratic diatexite of the lower La Bocana unit, which does not show a residual composition [Riel, 2012]. Therefore, we used a relatively simple diffusive setup in order to reproduce the thermal evolution of the massif.

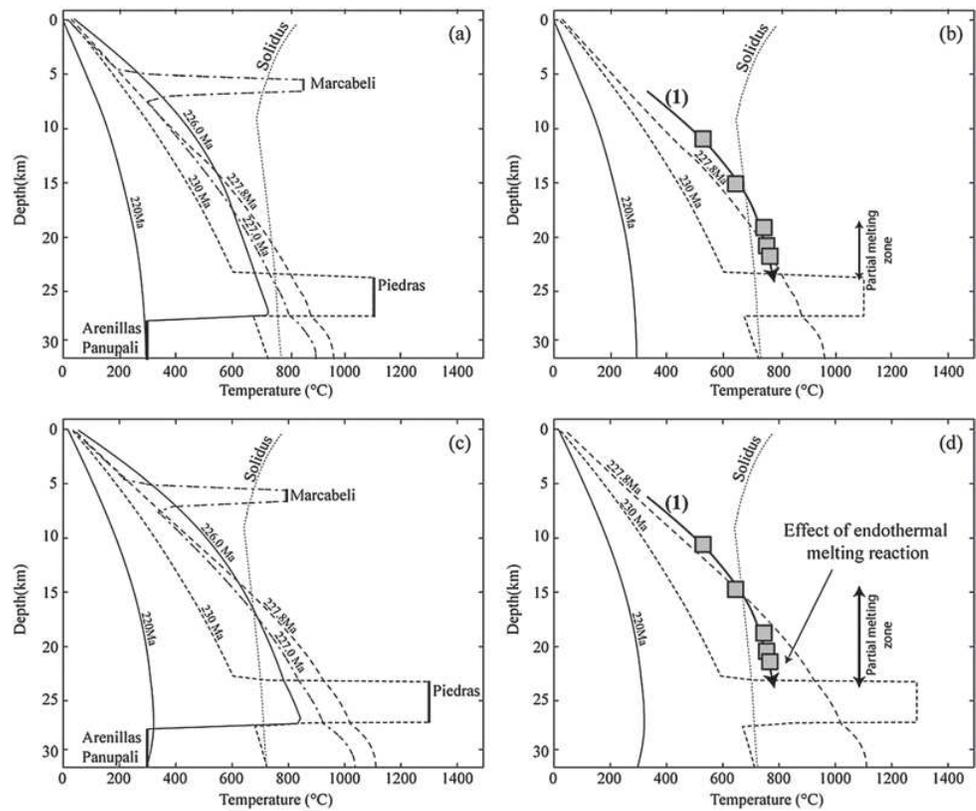


Figure 16. Depth versus Temperature diagram showing the results of thermal modeling of the D_1 Triassic event. (a) Thermal model with a temperature of emplacement of the gabbroic Piedras unit set at 1100°C. (b) Comparison of the obtained results of Figure 16a with the metamorphic gradient at T_{max} of Riel et al. [2013]. (c) Thermal model with a temperature of emplacement of the gabbroic Piedras unit set at 1300°C. (d) Comparison of the obtained results of Figure 16c with the metamorphic gradient at T_{max} of Riel et al. [2013].

In our models, the initial crustal geotherm is allowed to equilibrate before the emplacement of the gabbro by imposing a regional ambient temperature of 600°C. The timing of emplacement of the Piedras gabbroic unit is set at ~230 Ma [Noble et al., 1997; Riel et al., 2013] and corresponds to the initial time step T_0 . After 1 Ma (229 Ma), the gabbro is allowed to cool down. At 227 Ma, we model the emplacement of the Marcabelli granodiorite between a depth of 5 and 7 km depth (Figure 16) [Noble et al., 1997], using the same thermal properties that are used for the sediments (Table 1), by setting the temperature at 800°C. At 226 Ma, the underplating of the blueschist Arenillas-Panupali unit is modeled by changing the thermal properties of the 4 km thick peridotitic material to those of subducting basalt and by fixing its initial temperature at 300°C. Consequently the system is allowed to cool down until 220 Ma with a bottom temperature fixed at 300°C.

6.2.2. Thermal Modeling Results

The results of the thermal modeling with gabbro emplaced at an initial temperature of 1100°C show that the maximum vertical extension of the 650°C isotherm is reached at 227.8 Ma (Figure 16a). However, the thickness of the crust exposed to temperature above solidus is limited to 5 km (Figure 16a), which is insufficient compared to the average 10 km thickness of La Bocana migmatitic unit. At 226 Ma, after emplacement of the granodioritic pluton, the upper part of the crust heated up and the geotherm exhibits a more convex shape (Figure 16b). At 226 Ma, underplating of the blueschist Arenillas-Panupali unit provokes the cooling down of the whole crust section at temperature below 350°C.

For a temperature of emplacement of the gabbroic body at 1300°C, the maximum vertical extension of the isotherm 650°C is also reached at 227.8 Ma (Figures 16c and 16d), with an 8–9 km thickness of crust above the solidus. The calculated geotherm is similar to the estimated geotherm, at least in the upper part of the

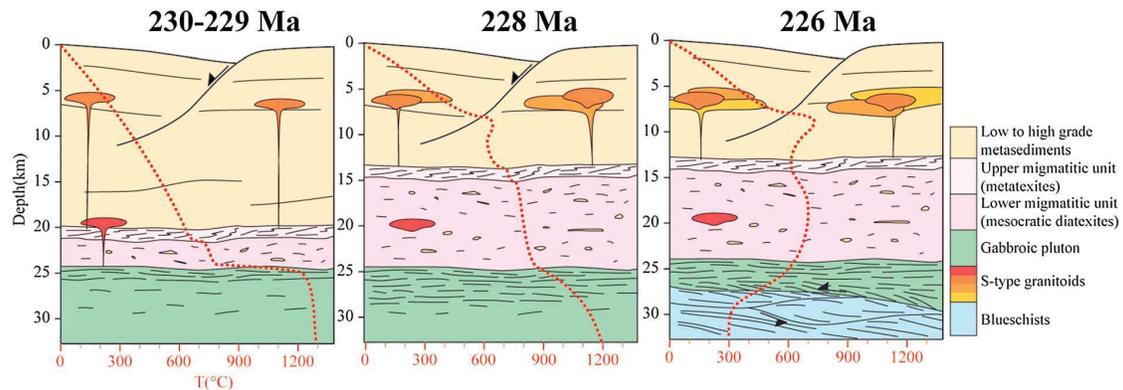


Figure 17. Schematic tectonothermal evolution of the El Oro province during Late Triassic times (230 to 226 Ma). Same color chart as Figures 2 and 3. The geothermal gradient is represented as the red dotted line. The colors from red to yellow of the granitoid intrusion represent the compositional evolution from granodiorite with high contents of basic xenolith, to granite with a low content of basic xenolith.

crustal section (Figure 16d). However, from 15 to 23 km depth, the calculated geotherm exhibits higher temperature. This difference between the estimated and modeled geotherms may be explained by the endothermic reaction of biotite dehydration partial melting [Thompson and Connolly, 1995]. At 220 Ma, after underplating of the Arenillas-Panupali blueschist unit, the whole section has cooled down below 350°C, which is in good agreement with the first K/Ar cooling ages in the La Bocana and La Victoria units at ~220 Ma (Figure 4). Thus, we conclude that the successive emplacement of the Piedras gabbroic unit and the Arenillas-Panupali blueschist unit between 230 and 226 Ma is consistent with the observed thermal evolution of the El Oro Complex.

7. Discussion

7.1. D₁: Late Triassic Extensional Event

The D₁ deformation represents the main tectonometamorphic event within the El Oro metamorphic province, even if the former shape of the massif has been significantly modified during the D₃ and D₄ deformations. The D₁ deformation is synmigmatitic and associated with the magmatic emplacement of the Piedras gabbroic unit. Moreover, indicators of syntectonic emplacement of the S-type Marcabeli granitoid (Figure 11a) show that the D₁ deformation event occurred with magmatic emplacement within the crust. Available ages on the La Bocana migmatites between 230 and 225 Ma (U-Pb method on zircon and monazite) [Riel et al., 2013], on the Marcabeli S-type granitoid at approximately 227 Ma (U-Pb method on monazite) [Noble et al., 1997] and in the Piedras gabbroic unit at 221 ± 17 Ma (U-Pb method on zircon) [Noble et al., 1997] imply a Late Triassic age for the D₁ deformation event (230–225 Ma).

The results of thermal modeling and structural study allowed us to reconstruct the tectonothermal evolution of the El Oro metamorphic province during Triassic times (Figure 17).

At ~230 Ma (Figure 17), the emplacement of the Piedras gabbroic unit at high temperature (1300°C) at the base of the crust triggered partial melting of the fore-arc sedimentary succession and the formation of the La Bocana migmatitic unit. The S-type granitoid of the La Florida (Figure 5) likely formed during the early stage of anatexis as indicated by its high content of mafic xenoliths. About 2 Ma later, the vertical extent of the partially molten zone was at a maximum and the system started to cool down (Figure 17). During the D₁ stage, extensional, top-to-the west deformation produced heterogeneous deformational structures throughout the lower part of the massif. Related structures were highly dependent on the rheological properties of the lithologies during the anatectic event. In the upper La Bocana migmatitic unit, the metatexite with low melt content shows contrasting behavior. Leucosome and melanosome were folded together, while quartzitic layers show tensile fractures due to fluid pressure increase controlled by melt displacement (Figure 11b). At the transition zone between the upper and lower parts of the La Bocana unit and in the lower structural levels, the melt content increase, and with convergence viscosities, the shear

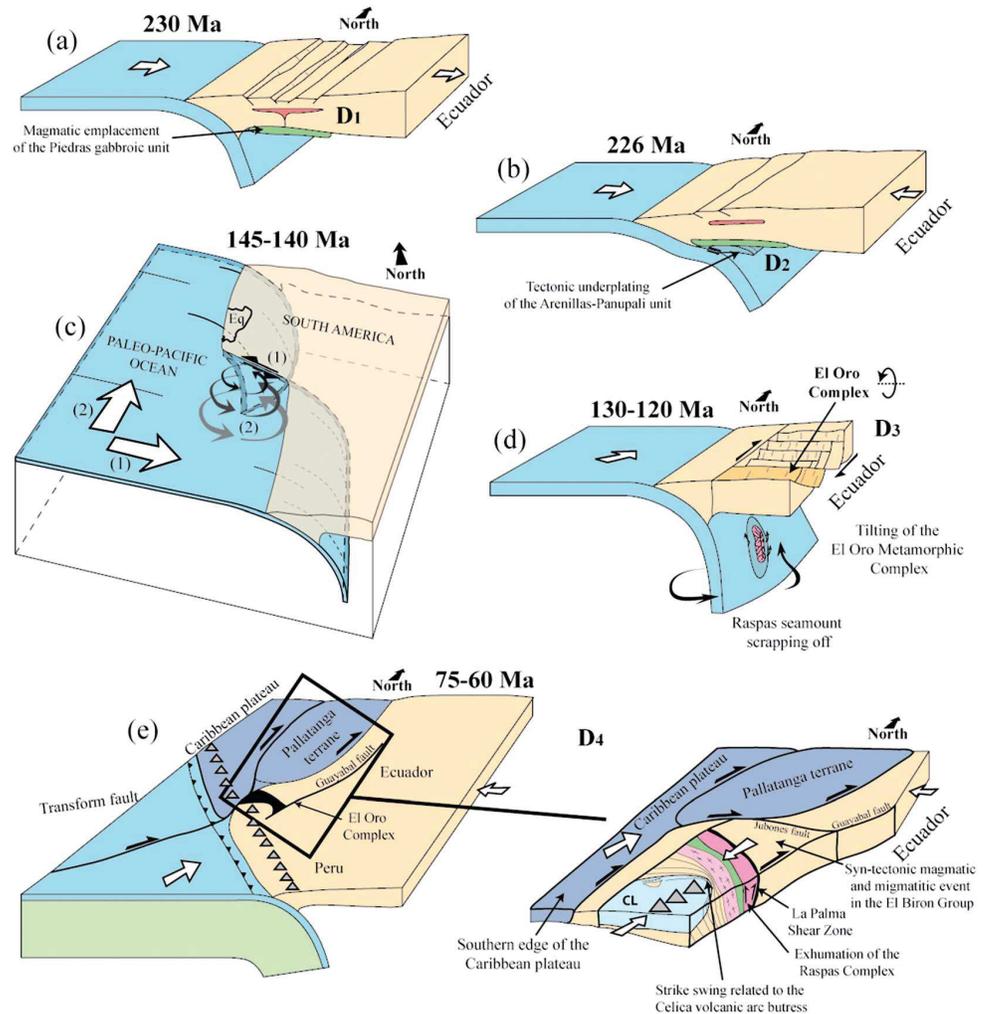


Figure 18. Geodynamical models of the fore-arc zone of southern Ecuador during Mesozoic times. (a) Approximately 230 Ma, magmatic emplacement of the Piedras gabbroic unit in an extensional tectonic setting. (b) Approximately 226 Ma, tectonic underplating of the Arenillas-Panupali blueschist unit. (c) At 145–140 Ma, arrows 1 and 2 show the change in subduction direction from WSW directed, to NNE directed at 145–140 Ma [Jaillard *et al.*, 1990]. Until 145–140 Ma, the Peruvian margin likely acted as a transform fault, connecting the South American and the Paleopacific upper mantles. When subduction direction changed to NNE directed, the asthenospheric window allowed verticalization of the northern part of the slab by toroidal movements. (d) At 130–120 Ma, the exhumation of the Raspas Ophiolitic Complex at Moho depth level related to slab verticalization. At crustal level, opening of the Celica-Lancones pull-apart basin triggers the tilting of the Birón and El Oro complexes. (e) At 75–60 Ma, accretion of the oceanic terranes against the Ecuadorian margin. The El Oro metamorphic province is compressed between the oceanic terrane and the Celica volcanic arc. The Raspas Ophiolitic Complex is exhumed and we relate the strike swing of the El Oro Complex to the buttressing effect of the Celica arc. At the same time, the Birón Complex undergoes an unconstrained migmatitic event, likely related to the accretion of the oceanic terranes.

criteria become rare. In the lower migmatitic unit, the deformation is more “magma-like” and marked by strained xenoliths and folded remnant of quartzitic layers (Figure 6f). Farther east, Lower Triassic ages from acidic intrusive rocks [Cochrane *et al.*, 2011] confirm the presence of a belt of Triassic migmatites and S-type granites in the arc and back-arc zones. Comparable magmatic events, dated from 260 to approximately 226 Ma on the south American margin, are well known from Northern Colombia [Restrepo *et al.*, 2011] to Northern Argentina [Kay *et al.*, 1989]. Consequently, the Triassic thermal event, which occurred in a fore-arc position in the El Oro metamorphic complex, is interpreted as the last event of a larger thermal anomaly

Table 2. Ar/Ar Thermochronological Ages on Amphibole and Phengite in the El Oro Metamorphic Province^a

Sample	Unit/Lithology	Total Age	Plateau Age	% 39Ar	Intercept Age	40Ar/36Ar	Mean Square Weighted Deviate
97CE1 Amphibole	Raspas/Eclogite	112.4 ± 2.1	114.2 ± 1.6	88,5	113.9 ± 2.5	311 ± 39	3,91
97CE1 Amphibole (bis)	Raspas/Eclogite	127.3 ± 2.0			120.7 ± 4.8	389 ± 74	5,49
97CE3 Phengite	Raspas/Metapelite	121.9 ± 1.1			123.4 ± 1.3	273 ± 11	0,58
97CE4A Amphibole	Raspas/Garnet amphibolite	144.2 ± 4.9			125.5 ± 7.0	312 ± 91	4,58
97CE5 Phengite	Raspas/Metapelite	128.4 ± 1.3	129.3 ± 1.3	86,3	128.8 ± 1.2	302 ± 97	1,88
98RR4 Phengite	Raspas/Eclogite	128.0 ± 1.3	/	/	127.1 ± 1.3	303 ± 13	0,58
98RR4 Amphibole	Raspas/Eclogite	123.2 ± 2.0	117.6 ± 1.8	95,2	116.8 ± 1.4	303 ± 22	0,60
98RR6 Phengite	Raspas/Eclogite	125.3 ± 1.3	/	/	123.9 ± 1.4	297 ± 18	4,42
98TH7 Amphibole	Biron/Amphibolite (gabbro)	113.2 ± 9.1	110.2 ± 10.9	82,2	103.4 ± 1.9	303 ± 11	0,26

^aSee supporting information for details.

observed from north Colombia to Chile during Permian-Triassic times (Figure 18a) [Kay et al., 1989; Mišković et al., 2009; Riel et al., 2013].

7.2. D₂: Late Triassic Underplating Event

The D₂ compressional event is restricted to the amphibolitic-facies contact between the oceanic unit of the Arenillas-Panupalí and the Piedras gabbroic unit. S₂ is marked by the development of intrafoliar centimetric folds with a dextral transpressive sense of shear (Figures 12g and 12h). We related the tectonic underplating of the blueschists of the Arenillas-Panupalí unit (Figure 15) under the gabbroic unit of Piedras to this D₂ compressional event. Ar/Ar thermochronology on amphibole in the Piedras unit yielded an age of 226 Ma (Figure 18b) [Gabriele, 2002]. We interpret this cooling age as the age of underplating of the oceanic Arenillas-Panupalí unit. Consequently, the El Oro Complex was rapidly cooled down to temperatures <350°C as early as 220 Ma [Aspden et al., 1995]. A similar event occurred in Colombia, where amphibolitic schists were juxtaposed with Triassic migmatites and granulites during a Late Triassic subduction event [Bustamante and Juliani, 2011]. During Triassic times, this kind of tectonomagmatic change of the margin, from extension to compression with waning of the magmatic activity, is also known farther south in Chile and attributed to rapid variations of slab dip [Gorczyk et al., 2007].

7.3. D₃: Early Cretaceous Extensional Event

The D₃ extensional event is marked by the mylonitic top-to-the-south contact between the Piedras unit and the La Bocana migmatitic unit (Figures 12e and 12f). We associate this episode with the regional tilting of the whole area (El Oro, Raspas, and Birón Complexes). Based on the E-W trend of the structures of the El Oro Complex and on the later direction of opening of the Celica-Lancones basin [Jaillard et al., 1999], tilting likely occurred along an E-W subhorizontal axis and rotated the El Oro Complex up to 60° north down. While Gabriele [2002] attributed the tilting of the El Oro metamorphic Complex to an N-S extensional event during Late Triassic times, we found no evidence for such an event. Instead, the main evidence of a tectonic event after Triassic times and before Early Albian times (age of creation of the Celica-Lancones sedimentary basin) are the zircon fission track ages at 137 ± 17 Ma of the Marcabeli Pluton and at 139 ± 10 Ma of the La Victoria unit [Spikings et al., 2005], and the Ar/Ar age at 129.5 ± 0.9 Ma on muscovite from the La Palma shear zone [Gabriele, 2002]. These ages are identical within error to the age of the peak HP metamorphism of the eclogitic Raspas Complex dated at approximately 130 Ma [John et al., 2010], which is followed by a cooling period spanning the 129–117 Ma interval [Gabriele, 2002] (Table 2 and the supporting information). These ages are consistent with a phase of extensional tectonics, which triggered both local heating and pluton emplacement and active exhumation of underplated terranes around 130–120 Ma.

In most orogens, periods of exhumation of HP rocks are related to rapid changes in stress conditions [Guillot et al., 2009]. In northern South America, the direction of subduction changed from SE to ENE at 145–140 Ma [Jaillard et al., 1990, 2000]. The absence of continuous Jurassic arcs along the NNW trending northern Peru segment suggests that this zone acted as a transform fault during Jurassic times and that Ecuador was located on the southern edge of the subduction zone that occurred along the northern Andes (Figure 18c). We interpret this major change in stress conditions as the triggering event of the exhumation of the Raspas Complex [Gabriele, 2002]. Under these conditions, it took approximately 10 Ma to trigger exhumation of the HP rocks.

Therefore, we propose that the change in subduction direction from WSW to ENE at ~140 Ma triggered the verticalization of the edge of the slab by toroidal movements (Figure 18c), the exhumation and underplating at a crustal root level of the Raspas ophiolitic Complex (Figure 18d). In this model, verticalization of the slab is made possible due to the occurrence of an asthenospheric window [Schellart *et al.*, 2007]. On the base of close radiometric ages, some authors correlated the Raspas Complex with the mafic Arquía HP complex of Colombia, dated at 130–125 Ma [e.g., Cedié *et al.*, 2003] or with the Peltetec ophiolites of Ecuador, which yielded plagioclase Ar/Ar ages of 140–130 Ma [Villagómez and Spikings, 2013]. However, although the NNE trending Arquía Complex located west of the Colombian Central Cordillera and the NNE trending Peltetec unit located west of the Cordillera of Ecuador actually show a cartographic and structural continuity along the present-day arc zone, the underplated Raspas Complex lies clearly east of this structure and in a fore-arc position. Therefore, in our view, if the common magmatic, structural, and metamorphic history of these units is confirmed, the Arquía Complex and Peltetec unit might be interpreted as exhumed slices of previously underplated ophiolitic units, along a major suture, which bounds the South American continental margin to the west.

Preliminary results on the Birón Complex, north of the ophiolitic Raspas Complex, show that the metamorphic grade increases toward the south from low-grade metasediments to migmatitic rocks, felsic, and mafic plutonic rocks. Although the Birón Complex has been subjected to polyphase metamorphism and deformation during Triassic to Cretaceous times [Noble *et al.*, 1997], its vertical structures and the similarities between its lithologies and those of the Tahuín Group suggest that the Birón Complex and the Tahuín Group belonged to the same fore-arc area before tilting [Noble *et al.*, 1997; Gabriele, 2002]. Moreover, throughout the El Oro Complex, the increase in pressure conditions within the continental sequences and toward the Raspas ophiolite suggests that tilting occurred around a subhorizontal E-W axis and thus provoked opposite senses of rotation for the Tahuín Group and the Birón Complex, respectively. Since tilting involved the whole tectonic pile of the El Oro Massif, it occurred after the underplating of the Raspas Complex. Deposition of unconformable conglomerates, rich in quartz and metamorphic pebbles, at the base of the mainly volcanoclastic pile of the Celica-Lancones basin suggests that tilting of the El Oro Complex occurred during Early Albian times and was related to the trench-parallel extensional tectonics that created the Celica-Lancones basin [Jaillard *et al.*, 1996, 1999]. This interpretation is supported by the age around 110 Ma (Early Albian) obtained from metagabbros from the Birón Complex (Table 1 and the supporting information). Such an Early Cretaceous extensional tectonics is also recorded in Colombia, by the opening of a marginal basin (Quebradagrande Fm) biostratigraphically dated as Valanginian to Albian [Nivia *et al.*, 2006] and by a high subsidence and intraplate intrusions in the eastern Cordillera (136–97 Ma) [Fabre, 1987; Vásquez *et al.*, 2010]. In this view, the D_3 event would comprise the rapid exhumation of the Raspas ophiolitic Complex to crustal root level at approximately 130–120 Ma [Gabriele, 2002; John *et al.*, 2010] and the tilting of the El Oro Complex at approximately 110 Ma (Figure 18d). Further studies may lead to differentiate these two events.

7.4. D_4 : Late Cretaceous-Paleocene Compressional Event

The D_4 event probably includes distinct events and is characterized by a N-S compression and mostly affected the southern and eastern parts of the El Oro Complex and the Celica-Lancones sedimentary basin. On the scale of the massif, the deformation associated with this compressional event is strongly heterogeneous. It was responsible for strike swing within the massif, the regional folding of the Tahuín Group (Figure 8), the final exhumation of the Raspas ophiolitic Complex within the crust [Gabriele, 2002], the tilting of the Cretaceous sediments of the northern part of the Celica-Lancones basin, and for a poorly understood tectonothermal event expressed in the Birón Complex by a metagabbroic pluton (73.6 ± 0.5 and 75 ± 0.5 Ma) [Gabriele, 2002; Riel, 2012], by zircon and apatite fission track ages (68 ± 7 and 61 ± 5 Ma, respectively) on a gneiss [Spikings *et al.*, 2005], and by the reactivation of the La Palma shear zone (≈ 65 Ma) [Gabriele, 2002]. In the western part of the massif, D_4 is localized in the sediments of the Celica-Lancones basin and characterized by top-to-the-north thrusting and folding structures. In the eastern part of the massif, between the plutons of Marcabeli and El Prado, the intensity of the compressional D_4 event was maximal and is expressed by the N-S flattening of the Tahuín Group (Figure 5). To the south, the tectonic contact zone between the El Tigre unit and the Celica-Lancones basin is of tectonic nature and shows a subvertical S_4 schistosity with strong N-S shortening. The age of this tectonic episode is constrained by stratigraphic data from the Celica-Lancones [Jaillard *et al.*, 1999], which indicates an important compressional and erosional event from Campanian to Early Paleocene times (≈ 80 –60 Ma) with the development of E-W trending folds with subhorizontal axes [Jaillard *et al.*, 1999]. The end

of the D_4 compressional event is marked in the Celica-Lancones basin by the unconformable deposition of Late Paleocene sediments [Jaillard *et al.*, 1999]. We attribute the strike swing within the massif (Figures 5 and 8) and the heterogeneous deformation associated with the D_4 event to the presence of the Celica arc located in northern Peru to southern Ecuador [Jaillard *et al.*, 1996, 1999]. This plutonic belt likely played the role of a buttress focusing the deformation on its northern edge, in the southeastern part of the El Oro complex, while deformation on its sides was more distributed (Figure 18e). At depth, the effect of pinning is likely characterized by the inversion of the dip direction of the foliation south of the lower La Bocana unit (Figures 5 and 8). Moreover, as noticed by Gabriele [2002] for the Arenillas-Panupalí unit, the whole El Oro massif can be viewed as an asymmetrical antiform structure centered on the Raspas Complex. We relate this compressional structure to the N-S contraction related to the D_4 deformation event.

Farther east and northeast, Spikings *et al.* [2010] report a 74 ± 0.3 Ma age on biotite in migmatites and an apatite fission track age of 78 ± 9 Ma expressing the exhumation of the Cordillera Real of southern Ecuador. In Ecuador, Late Cretaceous-Paleocene accretions of multiple oceanic plateaus against the margin took place at approximately 75 Ma, 68 Ma, and 58 Ma [Jaillard *et al.*, 2004, 2009; Spikings *et al.*, 2010]. The first two accretion events coincide with the D_4 event and can account for the compressional deformation observed in the El Oro massif.

In the central Cordillera of the Colombian Andes, Ar/Ar dating on phengites in blueschist-facies rocks yielded ages of 68–62 Ma, interpreted as the timing of exhumation of an oceanic unit, before collision of the Caribbean Plateau with the continental margin [Bustamante *et al.*, 2011]. According to Villagómez and Spikings [2013], the latter collision is responsible for a period of rapid cooling and exhumation (1.6 km/Ma) between 75 and 65 Ma. Whether the collision of the Caribbean Plateau was preceded by subduction of a marginal sea [Bourgeois *et al.*, 1987; Kennan and Pindell, 2009], allowing the development of localized arc magmatism [Villagómez *et al.*, 2011], or occurred through right-lateral docking [Cediel *et al.*, 2003; Jaillard *et al.*, 2009] is still matter of debate, but is beyond the scope of this paper.

8. Summary and Conclusions

This structural and thermal studies of the El Oro metamorphic province showed that this massif underwent at least four major deformation events from Late Triassic to Paleocene times. During Late Triassic times, at approximately 230 Ma, emplacement of the gabbroic unit of Piedras at a crustal root level triggered partial melting of the fore-arc region in an E-W extensional regime. Throughout the continental sequence, the style of deformation (D_1) is heterogeneous and highly dependent on the P-T conditions and on the proportion of leucosome in the suprasolidus domain. This Triassic anatectic event is interpreted as the last event of a larger thermal anomaly affecting the whole South American margin from Late Permian to Late Triassic times.

At 226 Ma, tectonic underplating of the oceanic blueschists of the Arenillas-Panupalí unit rapidly cooled the Ecuadorian fore arc. Close to the Jurassic-Cretaceous boundary (145–140 Ma), subduction of the Paleopacific plate changed from ESE to NNE directed and 10 Ma later triggered the underplating of the Raspas ophiolitic Complex, likely due to the verticalization of the paleo-Pacific slab (130–120 Ma). During late Early Cretaceous times, trench-parallel extension triggered the opening of the NE-SW trending Celica-Lancones pull-apart Basin in southwest Ecuador (~110 Ma) and tilted the El Oro metamorphic complex more than 90° .

From the Campanian to Maastrichtian (80–65 Ma), extension switched to N-S directed compression, most probably related to the accretion of oceanic terranes both in Ecuador and Colombia. The Celica volcanic arc acted as a buttress and heterogeneously deformed the El Oro metamorphic province, creating the present-day regional strike swing and the antiform structure at the massif scale. At the same time in the Birón Complex, a localized and poorly constrained HT event overprinted previous structures.

Our work, which combines field observations, structural interpretation, and thermal modeling, shows that the El Oro metamorphic province underwent multiple events of HP rock underplating and HT metamorphism associated with S-type magmatism. Therefore, the behavior of fore-arc regions seems to have been oversimplified in the last few decades. Moreover, the migmatitic nature of the La Bocana unit shows that almost half of the thickness of the fore-arc region (~10 km) has been subjected to partial melting during Late Triassic times, leading to textural and chemical differentiation of a metasedimentary sequence into a newly formed lower crust.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67

Acknowledgments

Data supporting Table 2 are available as in the supporting information. This research was funded by the SEDIT project (INSU, 2008–2009). We thank the IRD–Quito for logistical support during the 2008 and 2010 field campaigns. We kindly thank David Chew, Michael Gazley, Jacques Bourgois, and the Associate Editor, Paola Vannucchi, for their helpful reviews.

References

- Aspden, J. A., S. H. Harrison, and C. C. Rundle (1992), New geochronological control for the tectonomagmatic evolution of the metamorphic basement, cordillera real and El–Oro province of Ecuador, *J. South Am. Earth Sci.*, *6*, 77–96.
- Aspden, J. A., W. Bonilla, and P. Duque (1995), *The El Oro Metamorphic Complex, Ecuador: Geology and Economic Mineral Deposits, Overseas Geol. Miner. Resour.*, vol. 67, 63 pp., British Geol. Survey Publ., Keyworth, Nottingham.
- Bosch, D., P. Gabriele, H. Lapierre, J.-L. Malfere, and E. Jaillard (2002), Geodynamic significance of the Raspas Metamorphic Complex (SW Ecuador): Geochemical and isotopic constraints, *Tectonophysics*, *345*, 83–102.
- Bourgois, J., J.-F. Toussaint, H. González, J. Azema, B. Calle, A. Desmet, A. Murcia, A. Acevedo, E. Parra, and J. Tournon (1987), Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of Northwestern South America (Colombian Andes), *Tectonophysics*, *143*, 307–327.
- Bustamante, A., and C. Juliani (2011), Unraveling an antique subduction process from metamorphic basement around Medellín city, Central Cordillera of Colombian Andes, *J. South Am. Earth Sci.*, *32*, 210–221.
- Bustamante, A., C. Juliani, C. M. Hall, and E. J. Essene (2011), 40Ar/39Ar ages from blueschists of the Jambaló region, Central Cordillera of Colombia: Implications on the styles of accretion in the Northern Andes, *Geol. Acta*, *9*, 351–362.
- Castro, A., A. E. Patiño Douce, L. G. Corretgé, J. D. de la Rosa, M. El-Biad, and H. El-Hmidi (1999), Origin of peraluminous granites and granulites, Iberian massif, Spain: An experimental test of granite petrogenesis, *Contrib. Mineral. Petrol.*, *135*, 255–276.
- Cediel, F., R. P. Shaw, and C. Cáceres (2003), Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in *The Circum-Gulf of Mexico and Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics*, AAPG Memoir, vol. 79, edited by C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blichwede, pp. 815–848. **Q10**
- Chew, D. M., T. Magna, C. L. Kirkland, A. Miskovic, A. Cardona, R. Spikings, and U. Schaltegger (2008), Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: Evidence for a Neoproterozoic active margin?, *Precambrian Res.*, *167*, 186–200.
- Cochrane, R., R. Spikings, W. Winkler, A. Ulianov, and M. Chiaradia (2011), Triassic to Early Cretaceous tectonic evolution of Ecuador: Insights from U–Pb LA–ICP–MS geochronology, geochemistry and provenance studies, Geophysical Research Abstract 13, EGU2011–2650–2.
- Depine, G. V., C. L. Andronico, and J. Phipps-Morgan (2008), Near-isothermal conditions in the middle and lower crust induced by melt migration, *Nature*, *452*, 80–83.
- de Saint Blanquat, M., E. Horsman, G. Habert, S. Morgan, O. Vanderhaeghe, R. Law, and B. Tikoff (2011), Multiscale magmatic cyclicity, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs, *Tectonophysics*, *500*, 20–33.
- Fabre, A. (1987), Tectonique et génération d'hydrocarbures: Un modèle de l'évolution de la Cordillère Orientale de Colombie et du Bassin des Llanos pendant le Crétacé et le Tertiaire, *Arch. Sci. Genève*, *40*, 145–190.
- Feininger, T. (1978), *Geologic Map of Western El Oro Province*, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.
- Feininger, T., and M. L. Silberman (1982), K–Ar geochronology of basement rocks on the Northern Flank of the Huancabamba deflection, Ecuador, *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.*, 82–206.
- Gabriele, P. (2002), HP terranes exhumation in an active margin setting: Geology, petrology and geochemistry of the Raspas Complex in SW Ecuador, Unpublished PhD Thesis, Univ. of Lausanne, Switzerland.
- Gabriele, P., M. Ballèvre, E. Jaillard, and J. Hernandez (2003), Garnet–chloritoid–kyanite metapelites from the Raspas Complex (SW Ecuador): A key eclogite–facies assemblage, *Eur. J. Mineral.*, *15*, 977–989.
- Gorczyk, W., A. P. Willner, T. V. Gerya, J. A. D. Connolly, and J.-P. Burg (2007), Physical controls of magmatic productivity at Pacific-type convergent margins: Numerical modeling, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *163*, 209–232.
- Guillot, S., K. Hattori, P. Agard, S. Schwartz, and O. Vidal (2009), Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: A review, in *Subduction Zone Dynamics*, edited by S. Lallemand and F. Fucciello, pp. 175–204, Springer, Berlin, Heidelberg.
- Jaillard, E., P. Soler, G. Carlier, and T. Mourier (1990), Geodynamic evolution of the Northern and Central Andes during early - middle Mesozoic times: A Tethyan model, *J. Geol. Soc. London*, *147*, 1009–1022.
- Jaillard, E., M. Ordoñez, P. Bengtson, G. Berrones, M. Bonhomme, N. Jiménez, and I. Zambrano (1996), Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times, *J. South Am. Earth Sci.*, *9*, 131–140.
- Jaillard, E., G. Laubacher, P. Bengtson, A. V. Dhondt, and L. G. Bulot (1999), Stratigraphy and evolution of the forearc “Celica–Lancones Basin” of Southwestern Ecuador, *J. South Am. Earth Sci.*, *12*, 51–68.
- Jaillard, E., G. Hérail, T. Monfret, E. Díaz-Martínez, P. Baby, A. Lavenu, and J.-F. Dumont (2000), Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile, in *Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro*, edited by U. G. Cordani et al., pp. 481–559. **Q11**
- Jaillard, E., M. Ordoñez, J. Suárez, J. Toro, D. Iza, and W. Lugo (2004), Stratigraphy of the Late Cretaceous–Paleogene deposits of the Western Cordillera of Central Ecuador: Geodynamic implications, *J. South Am. Earth Sci.*, *17*, 49–58.
- Jaillard, E., H. Lapierre, M. Ordoñez, J. T. Álava, A. Amórtegui, and J. Vanmelle (2009), Accreted oceanic terranes in Ecuador: Southern edge of the Caribbean Plate?, in *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, vol. 328, edited by K. James, M. A. Lorente, and J. Pindell, pp. 467–483, Geol. Soc. Spec. Publ., London.
- John, T., E. E. Scherer, V. Schenk, P. Herms, R. Halama, and D. Garbe-Schönberg (2010), Subducted seamounts in an eclogite–facies ophiolite sequence: The Andean Raspas Complex, SW Ecuador, *Contrib. Mineral. Petrol.*, *159*, 265–284.
- Kay, S. M., V. A. Ramos, C. Mpodozis, and P. Sruoga (1989), Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?, *Geology*, *17*, 324–328.
- Kennan, L., and J. L. Pindell (2009), Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: Best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean plate?, in *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, vol. 328, edited by K. James, M. A. Lorente, and J. Pindell, pp. 487–531, Geol. Soc. Spec. Publ., London.
- Kushiro, I. (2001), Partial melting experiments on peridotites and origin of mid-ocean ridge basalt, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *29*, 71–107.
- Martínez, M. (1970), Geología del basamento Paleozóico en las Montañas de Amotape y posible origen del petróleo en las rocas Paleozóicas del noreste de Perú, *Primer Congr. Latinoam. Geol.*, *2*, 105–138.
- Mišković, A., U. Schaltegger, R. A. Spikings, D. M. Chew, and J. Košler (2009), Tectono–magmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterisation and zircon U–Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *121*, 1289–1324.
- Moresi, L. N., F. Dufour, and H.-B. Mühlhaus (2003), A Lagrangian integration point finite element method for large deformation modeling of viscoelastic geomaterials, *J. Comput. Phys.*, *184*, 476–497.
- Nivia, A., G. F. Marriner, A. C. Kerr, and J. Tarney (2006), The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes, *J. South Am. Earth Sci.*, *21*, 423–436.
- Noble, S. R., J. A. Aspden, and R. Jemielita (1997), Northern Andean crustal evolution: New U–Pb geochronological constraints from Ecuador, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *109*, 789–798.

Restrepo, J. J., O. Ordóñez-Carmona, R. Armstrong, and M. M. Pimentel (2011), Triassic metamorphism in the northern part of the Tahamí Terrane of the central cordillera of Colombia, *J. South Am. Earth Sci.*, *32*, 497–507.

Riel, N. (2012), Anomalie thermique et sous-placage en zone d'avant-arc: exemple du massif triasique de El Oro, Equateur, PhD thesis, Univ. of Grenoble, France, pp. 364.

Riel, N., et al. (2013), A metamorphic and geochronological study of the Triassic El Oro metamorphic Complex in Ecuador: Implications for high-temperature metamorphism in a forearc zone, *Lithos*, *156-159*, 41–68, doi:10.1016/j.lithos.2012.10.005.

Roy, R. F., A. E. Beck, and Y. S. Touloukian (1981), Thermophysical Properties of Rocks, in *Physical Properties of Rocks and Minerals*, edited by Y. S. Touloukian, W. R. Judd, and R. F. Roy, pp. 409–502, Mc Graw-Hill, New York.

Rushmer, T. (2001), Volume change during partial melting reactions: Implications for melt extraction, melt geochemistry and crustal rheology, *Tectonophysics*, *342*, 389–405.

Schellart, W. P., J. Freeman, D. R. Stegman, L. Moresi, and D. May (2007), Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width, *Nature*, *446*, 308–311.

Spikings, R. A., W. Winkler, R. A. Hughes, and R. Handler (2005), Thermochronology of Allochthonous Terranes in Ecuador: Unraveling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes, *Tectonophysics*, *399*, 195–220.

Spikings, R. A., P. V. Crowhurst, W. Winkler, and D. Villagómez (2010), Syn- and post-accretionary cooling history of the Ecuadorian Andes constrained by their in situ and detrital thermochronometric record, *J. South Am. Earth Sci.*, *30*, 121–133.

Taylor, A. E., A. Judge, and V. Allen (1986), Terrestrial heat flow from Project Cesar, Alpha Ridge, Arctic Ocean, *J. Geodyn.*, *6*, 137–76.

Thompson, A. B., and J. A. D. Connolly (1995), Melting of the continental crust; some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings, *J. Geophys. Res.*, *100*, 15,565–15,579, doi:10.1029/95JB00191.

Turcotte, D. L., and G. Schubert (2002), *Geodynamics – Applications of Continuum Physics to Geological Problems*, 450 pp., John Wiley, New York.

Vásquez, M., U. Altenberger, R. L. Romer, M. Sudo, and J. M. Moreno-Murillo (2010), Magmatic evolution of the Andean Eastern Cordillera of Colombia during the Cretaceous: Influence of previous tectonic processes, *J. South Am. Earth Sci.*, *29*, 171–186.

Villagómez, D., and R. Spikings (2013), Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous-Tertiary evolution of the Northern Andes, *Lithos*, *160-161*, 228–249.

Villagómez, D., R. Spikings, T. Magna, A. Kammer, W. Winkler, and A. Beltrán (2011), Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia, *Lithos*, *125*, 875–896.

UNCORRECTED PROOF

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67

A.6 Résumé des différentes présentations effectuées lors de congrès et workshops

Au cours de cette thèse, un poster et un oral ont été présentés à l'European Geosciences Union Meeting 2014 (EGU Meeting). J'ai également été associé à deux présentations, l'une qui a été faite par Peter van der Beek lors de l'EGU Meeting 2012 et l'autre sera présentée par Peter van der beek lors de l'American Geophysical Union meeting 2014. Les résumés de ces présentations sont disponibles ci-dessous.

A.6.1 EGU 2012 - presentation



Tectonic control on topographic and exhumational segmentation of the Himalaya

P. van der Beek, X. Robert, J. Mercier, and J. Braun

Institut des Sciences de la Terre, Université Joseph Fourier, Grenoble, France

Although the Himalayan range is commonly presented as cylindrical along-strike, geological structures, topography, precipitation, and exhumation rates as recorded by low-temperature thermochronology data all vary significantly from west to east. In particular, segments of the belt that are characterized by a clear topographic step between the Lesser and Higher Himalaya, associated with a peak in precipitation and focused exhumation (e.g. central Nepal, Himachal Pradesh) alternate with segments where the topography increases more linearly to the north, precipitation peaks at lower elevations and exhumation rates appear to be lower (e.g. western Nepal, Bhutan). The potential climatic or tectonic controls on these spatially variable topographic, precipitation and exhumational patterns have been widely discussed in recent years but remain unclear. The topographic step focussing rapid exhumation has been variably interpreted as being controlled by material movement over a mid-crustal ramp in the Himalayan basal detachment system (the Main Himalayan Thrust or MHT), or by recent out-of-sequence thrusting possibly triggered by strong erosional unloading. We have recently shown that the pattern of exhumation across the central Nepal Himalaya, as recorded by apatite fission-track thermochronology data, can be fit without invoking out-of-sequence thrusting and that the age pattern provides independent constraints on the geometry of the MHT. Inverting published low-temperature thermochronological datasets for west-central Nepal, east-central Nepal and the Bhutan Himalaya shows that lateral variations in the geometry of the MHT (in particular the presence or absence of a major mid-crustal ramp) strongly control the kinematics, exhumation history and the topography of the orogen. Where a major crustal ramp is present, the topography shows a steep gradient that focuses exhumation and orographic precipitation whereas the topography is gentler and exhumation less focused in the absence of a ramp. Our results therefore imply that along-strike climatic variations in the Himalaya respond to tectonics rather than driving it. The presence or absence of a mid-crustal ramp may be due to inherited structures on the underthrusting Indian Plate or, alternatively, may reflect transient behaviour of the accreting Lesser Himalayan thrust stack, which may oscillate between frontal accretion (without a ramp) or basal accretion in the presence of a ramp.

A.6.2 EGU 2014 - Poster



Can a partially molten metasedimentary sequence convect? Insights from the El Oro Complex (Ecuador) and 1D thermal modelling.

Nicolas Riel (1) and Jonathan Mercier (2)

(1) School of Geosciences, Monash University, Clayton 38000, VIC, Australia (nicolas.riel@monash.edu.au), (2) ISTerre, Université de Grenoble Alpes, BP 53, F-38041 Grenoble cedex 9, France (jonathan.mercier@ujf-grenoble.fr)

It is now widely accepted that the formation and the evolution of high elevation plateaus such as the Tibet and the Altiplano-Puna are strongly linked to mantle magma underplating at crustal root level and partial melting of the lower crust. Understanding the rheological behavior of the deep continental crust during these episodes is therefore crucial to constrain the evolution of such plateau. In this study we present results obtained from pressure-temperature estimates and thermal modeling of gabbro underplating at crustal root level (25km) in the El Oro Metamorphic Complex (Ecuador).

The aim of this study is: (1) to complete previously published P-T_{max} estimates in the northern part of the migmatitic unit, close to the magmatic contact with the gabbroic unit, to obtain better constraints on the metamorphic gradient during partial melting, (2) to characterize the effects of melt extraction, latent heat capture and release and a temperature-dependent thermal diffusivity on the thermal evolution of the system using a specifically developed numerical model, and (3) in the light of the thermal modeling results, to discuss the geological processes involved during partial melting of the metasedimentary crust.

Our modeling results show that the estimate metamorphic gradient cannot be reproduced when solely taking into account latent heat, melt extraction and thermal-dependent diffusivity. In the light of geological, geochemical and modeling evidence we show that the lower migmatitic unit, controlled by biotite-dehydration melting reactions was subject to convective motion that contributed to lower the metamorphic gradient and rapidly transfer heat upward. For a biotite-rich rock (~20%) containing 15-20% of melt, we estimate the maximum viscosity of the rock that allows convection at $\sim 7.5 \times 10^{17}$ Pa.s. Our results also suggest that convection can be maintained as long as heat is provided and that temperature lies in the stability field of biotite-dehydration melting (750-900°C).

A.6.3 EGU 2014 - Presentation



Structure and propagation sequence of the western Nepal fold-and-thrust belt: new insights from field mapping, thermochronology and numerical modelling.

Jonathan Mercier (1), Jean Braun (1), Peter van der Beek (1), Olivier Beyssac (2), Geoffrey Batt (3), and Nicolas Riel (4)

(1) ISTerre, Université de Grenoble Alpes, BP 53, F-38041 Grenoble cedex 9, France, (2) Institut de Minéralogie et de Physique des Milieux Condensés (IMPMC), UPMC, 4 Place Jussieu, 75005, Paris, France, (3) Univ Western Australia, Centre for Exploration Targeting, Perth, WA 6009, Australia, (4) School of Geosciences, Monash University, Clayton 38000, VIC, Australia

The Karnali region of western Nepal shows several anomalous features in terms of structural evolution and topography with respect to neighbouring transects in the central Nepal and Kumaong Himalayas. This area is, therefore, of major importance to understand the recent structural and tectonic evolution of the Himalaya. Several important aspects of the structural evolution of the western Nepal Himalaya, including the location and shape of major structures such as the Main Central Thrust (MCT), the existence and location of a crustal-scale ramp on the Main Himalayan Thrust (MHT) or the number of thrust sheets north of the Lesser Himalaya Duplex remain heavily discussed. Previous work has mainly focused on the northernmost part of the Karnali transect and very little data is currently available on the southern part of the cross-section comprised between the Dadeldhura klippe and the Main Frontal Thrust.

Recent fieldwork along the Karnali valley has allowed us to collect new samples and structural data. Here, we report Raman Spectroscopy on Carbonaceous Matter (RSCM), Ar/Ar Muscovite, Apatite Fission-Track and petrologically derived thermo-barometric data in order to further constrain the structure and evolution of the western Nepal Himalaya. To support our interpretation of the data, we have also performed numerical simulations using a 2D thermo-mechanical model in order to test the physical and mechanical plausibility of various geometries and thrust kinetics.

Preliminary results suggest that: (1) The Dadeldhura klippe has been isolated from the High Himalaya by underplating of the Lesser Himalaya duplex rather than by forward propagation of thrusting. Similarly, the Ramgarh Thrust seems to be an underplated thrust inherited from a previous episode of deformation of the range, rather than the result of forward propagation of thrusting; (2) Formation of the klippe and the width of the range are functions of the viscosity contrast between the underthrusting Indian plate and the Tibetan plateau; (3) The existence and location of the MHT ramp is time dependant as, in our preferred scenario, the ramp is formed on the front of the accreting wedge and then advected beneath the wedge. In this framework, the ramp location is a function of the degree of evolution of the collision zone rather than a permanent feature of the thrusting system; (4) Ramp underplating leads to periodic and thus transitional relief increase; (5) Our thermochronological data suggest that western Nepal is currently in a state of equilibrium between underplating along an MHT ramp in the south and classical imbricate-fan overthrusting in the MCT zone.

A.6.4 AGU 2014

Tectonic Control on Topographic and Exhumational Segmentation of the Himalaya

Peter Van Der Beek¹, Mallory Baudin¹, Camille Litty^{1,2}, Jonathan Mercier¹, Xavier Robert¹ and Elisabeth Hardwick¹, (1)University of Grenoble, ISTerre, Grenoble, France, (2)Universität Bern, Institute of Geological Sciences, Berne, Switzerland

Abstract:

Although the Himalayan range is commonly presented as cylindrical along-strike, geological structures, topography, precipitation, and exhumation rates as recorded by low-temperature thermochronology data all vary significantly from west to east. In particular, segments of the belt that are characterized by a clear topographic step between the Lesser and Higher Himalaya, associated with a peak in precipitation and focused exhumation (e.g. central Nepal, Himachal Pradesh) alternate with segments where the topography increases more linearly to the north, precipitation peaks at lower elevations and exhumation rates appear to be lower (e.g. western Nepal, Bhutan). The potential climatic or tectonic controls on these spatially variable topographic, precipitation and exhumational patterns have been widely discussed in recent years but remain unclear.

Thermo-kinematic modelling predicts that the geometry of the main Himalayan detachment (in particular the presence or absence of a major mid-crustal ramp) strongly controls the kinematics, exhumation and topography of the orogen. Where a major crustal ramp is present, the topography shows a steep gradient that focuses exhumation and orographic precipitation whereas the topography is gentler and exhumation less focused in the absence of a ramp. We test this prediction by comparing the pattern of topography, river incision and long-term exhumation in central Nepal, where a major crustal ramp has been imaged by geophysical methods, with new results from the remote Karnali River transect in far western Nepal, where a ramp is predicted to be absent or minor. Our results therefore imply that along-strike climatic variations in the Himalaya respond to tectonics rather than driving it. The presence or absence of a mid-crustal ramp may be due to inherited structures on the underthrusting Indian Plate or, alternatively, may reflect transient behaviour of the accreting Lesser Himalayan thrust stack, which may oscillate between frontal accretion (without a ramp) or basal accretion in the presence of a ramp.

TABLE DES FIGURES

1.1	<i>Organisation schématique d'un prisme orogénique de collision continentale. Modifié depuis Willett (1999)</i>	4
1.2	<i>Schéma de principe du mécanisme d'« overthrusting ». Les traits rouges représentent les zones d'exhumation. Modifié depuis Robert (2008).</i>	5
1.3	<i>Schéma de principe du mécanisme d'« underthrusting ». Modifié depuis Robert (2008).</i>	6
1.4	<i>Schéma de principe du mécanisme d'« underplating ». Modifié depuis Robert (2008).</i>	7
1.5	<i>Schéma de principe du mécanisme de « forward propagation ». Modifié depuis Robert (2008).</i>	7
1.6	<i>Schéma de principe du phénomène de « channel flow ». Les traits rouge représentent les zones d'exhumation. Modifié depuis Robert (2008).</i>	8
1.7	<i>Dynamique d'un prisme orogénique selon les mécanismes de déformation utilisés. Modifié depuis Robert (2008).</i>	9
1.8	<i>Schéma de principe de la formation et de l'évolution d'un duplex. Modifié depuis Souque et al. (2003).</i>	9
1.9	<i>Résultat des modèles analogiques réalisés par Malavieille (2010). La modèle A présente de l'héritage mais pas d'érosion, le modèle B est le même que le A mais avec de l'érosion. Modifié depuis Malavieille (2010).</i>	10
1.10	<i>Profil sismique imageant la croûte continentale et le manteau supérieur dans l'Est du Népal. a) Topographie le long du profil, b) profil sismique et c) interprétation. Le décollement de la figure 1.10 c) correspond au Main Himalayan Thrust (MHT). Modifié depuis Schulte-Pelkum et al. (2005).</i>	12

1.11	<i>Différents types de cinématique testés par Herman et al. (2010). (a) Configuration initiale, (b) « overthrusting », la déformation du bloc supérieur se fait par activation d'un chevauchement hors séquence, (c) « underplating » par formation d'un duplex de matériel Indien sous le Moyen Pays Himalayen. Modifié depuis Herman et al. (2010).</i>	13
1.12	<i>Modèle numérique de terrain de la collision Inde-Asie réalisé à partir de donnée SRTM. Figure modifiée depuis http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/plateau-Tibet.xml.</i>	14
1.13	<i>Déplacement de l'Inde par rapport à une Eurasie fixe depuis 70 Ma. Deux positions de la marge eurasiennne sont représentées (1 : Tapponnier et al. (1986), 2 : Le Pichon et al. (1992)) ainsi que deux positions possibles de la marge Indienne. Figure modifiée depuis http://www.ipgp.jussieu.fr.</i>	15
1.14	<i>Convergence de la plaque indienne et extrusion du Tibet mesuré par GPS par rapport à une Eurasie fixe. Wang et al. (2001).</i>	16
1.15	<i>Carte présentant les altitudes moyennes au Népal. On observe d'importantes variations E-W dans l'élévation de la chaîne. modifié depuis : http://www.consulat-nepal.org/</i>	17
1.16	<i>(a) Relief sur un rayon de 5 km le long de la chaîne Himalayenne. (b) Ouest de l'Himalaya Indien, (c) Ouest Népal, (d) centre Népal, et (e) Bouthan : Altitude (en noir), précipitation (en bleu) et relief pour les segments de la chaîne encadrés en rouge. Modifié depuis Bookhagen et Burbank (2006).</i>	19
1.17	<i>Précipitations annuelles moyennes entre 1998 et 2007 sur la chaîne Himalayenne. Modifié depuis (Bookhagen et Burbank 2010).</i>	20
1.18	<i>Corrélation entre les précipitations et le type de relief. Lorsque on observe une augmentation progressive de la topographie, les précipitations ne montrent qu'un seul pic localisé au front de la chaîne là où deux pics sont présents lorsque la topographie présente une transition brutale. Modifié depuis (Bookhagen et Burbank 2010).</i>	21
1.19	<i>Carte géologique simplifiée de l'Himalaya. Les traits rouges localisent les coupes de la figure 1.20. Figure modifiée depuis Guillot et al. (2008).</i>	23

1.20	<i>Coupe simplifiée de l'Himalaya. Bleu : Thétys Himalaya, Rose : Haut Himalaya. Vert : Moyen Pays, Gris : Klippe, Jaune : Siwaliks. (a) Ouest Népal et (b) Centre Népal, modifié depuis Jouanne et al. (2004), (c) Est Népal modifié depuis Schelling (1992) et (d) Sikkim, modifié depuis Kellett et al. (2013).</i>	25
1.21	<i>(a) Sismicité du Népal entre le 04/01/1995 et le 10/12/1999. Modifiée depuis Avouac et al. (2001). (b) Energie microsismique et (c) profondeur de la microsismicité au Népal entre 1995 et 2001. Modifiée depuis Bollinger (2002).</i>	26
1.22	<i>Compilation des âge d'exhumation déterminé par des thermochronomètres de basse température à l'échelle de l'Himalaya. Modifiée depuis Thiede et Ehlers (2013).</i>	28
1.23	<i>Géométrie du MHT déterminé par l'inversion de données thermochronologiques proposée par Robert et al. (2011).</i>	28
2.1	<i>Evolution de la taille de grain en fonction de la déformation.</i>	38
2.2	<i>Géométrie initiale des modèles présentés ici. La rhéologie des différents matériaux est présentée dans le tableau 2.1.</i>	45
2.3	<i>Evolution de la valeur du critère de rupture de Druker-Prager (en couleur) et de la norme de la partie déviatorique du tenseur des contraintes (en noir) en fonction de la profondeur et à travers le modèle 2 (Run 168). La figure 2.3(a) présente l'état initial et la figure 2.3(b) après 15 Ma de raccourcissement.</i>	48
2.4	<i>Evolution de la valeur du critère de rupture de Druker-Prager (en bleu) et de la norme de la partie déviatorique du tenseur des contraintes (en noir) en fonction de la profondeur et à travers le modèle 2 (Run 168). La figure 2.4(a) présente la croûte continentale indienne et la figure 2.4(b) le plateau du Tibet.</i>	49
2.5	<i>Partie 1, légende ci-dessous.</i>	52

2.5	<i>Partie 2, Age thermochronologique synthétique calculé pour le modèle 2 (Run 168) après 26 Ma de raccourcissement. Les âges sont en ka et la température en Kelvin. Les différences entre les informations apportées par les différents systèmes apparaissent clairement. Le rouge correspond au zones non encore remis à zero (métamorphisme hérité) et le bleu au zone se situant à une température supérieure à la température de fermeture du système thermochronologique considéré.</i>	53
2.6	<i>Evolution du premier modèle (Run 170) après 30 Ma de raccourcissement. La déformation se propage dans le niveau de décollement prescrit au sein de la croûte continentale Indienne, formant une rampe au front du système isolant des nappes qui viennent s'empiler les unes sous les autres. Dans ce modèle, 7 nappes ont été formées. Bleu et vert : matériel 5, rouge : matériel 1, jaune : matériel 4. Les rhéologies sont détaillées dans le tableau 2.1. . . .</i>	54
2.7	<i>Evolution de la topographie lors d'un cycle de formation et d'advection de la rampe.</i>	55
2.8	<i>Evolution du modèle 2 (Run 168) après 10 Ma de raccourcissement. On observe la formation d'un duplex sous le plateau du Tibet qui se développera et évoluera jusqu'à isoler une klippe de matériel cristalin.</i>	56
2.9	<i>Evolution du second modèle (Run 168) après 26 Ma de raccourcissement. L'empilement des nappes entraine la formation d'un duplex sous le plateau du Tibet qui évolue jusqu'à émerger en isolant une klippe. Dans ce modèle, 5 nappes ont été formées après 30 Ma de raccourcissement.</i>	56
2.10	<i>Evolution de second modèle (Run168) entre 24 Ma et 29 Ma.</i>	56
2.11	<i>Evolution de la déformation finie pour le second modèle (Run168) entre 24 Ma et 29 Ma.</i>	57
2.12	<i>Evolution de la valeur du critère de rupture de Druker-Prager (en bleu) et de la norme de la partie déviatorique du tenseur des contraintes (en noir) en fonction de la profondeur et à travers la croûte continentale située au nord du plateau tibétain (Sans niveau de décollement) pour le modèle 2 (Run 168).</i>	77
2.13	<i>Exemples de résultats obtenus pour des rhéologie et des géométries initiales différentes.</i>	78

2.14	(a) coupe simplifiée du Népal central modifiée depuis Jouanne et al. (2004) . (b) Matériaux après 14 Ma de raccourcissement pour le modèle 2 (Run 168). (c) Déformation finale pour le modèle 2 après 14 Ma de raccourcissement. .	82
2.15	(a) coupe simplifiée du Bouthan modifié depuis Kellett et al. (2013) . (b) Matériaux après 29 Ma de raccourcissement pour le modèle 2 (Run 168). (c) Déformation finale pour le modèle 2 après 29 Ma de raccourcissement. .	83
2.16	(a) coupe simplifiée de l'Est Népalais modifiée depuis Schelling (1992) . (b) Matériaux après 27 Ma de raccourcissement pour le modèle 1 (Run 170). (c) Déformation finale pour le modèle 1 après 27 Ma de raccourcissement. .	85
2.17	(a) coupe simplifiée de l'extrême Ouest Népalais (région de la Karnali) mo- difiée depuis Robinson et al. (2006) . (b) Matériaux après 26 Ma de rac- courcissement pour le modèle 2 (Run 168). (c) Déformation finale pour le modèle 2 après 26 Ma de raccourcissement. RT : Ragmarh Thrust, MBT Main Boundary Thrust, DHT : Dadeldhura Thrust. La légende des cou- leurs de la figure 2.17(a) est disponible figure 3.9.	86
3.1	Géographie physique du Népal. Carte modifiée depuis http://www. consulat-nepal.org	94
3.2	Carte de la région de la Karnali au Népal. Carte modifiée depuis les données http://openstreetmap.org	97
3.3	géologique simplifiée du Népal. Carte modifiée depuis Bernet et al. (2006)	98
3.4	CHH de la FI au nord de la localité de Phewa le long de la Burhi Gandacki (cf. carte 3.1). 3.4(a) poche de liquide granitique, 3.4(b) Migmatite à grenat.	100
3.5	Corrélations entre les différentes formations du Moyen Pays Himalayen au Népal proposé par DeCelles et al. (2001)	102
3.6	Métaquartzite du Kushma présentant des figures de stratification entrecroi- sée et des ripple-marks. Photographie prise à proximité du col de Munya lagna (cf. carte 3.2).	103
3.7	Formation du Ranimata à proximité de la confluence entre la Karnali et la Kahter Khola (3.7(a)) et dans la descente du col de Munya lagna (3.7(b)) (Localisation carte 3.2).	103

3.8	<i>Formation du Syngia à proximité du contact Ranimata Syngia au nord de la confluence entre la Humla Karnalie et la Mugu Karnalie. Remarquez les changements de couleur sur des bancs très fins.</i>	105
3.9	<i>Carte géologique du Moyen Pays Himalayen réalisée le long de la Karnali lors de la campagne de terrain de l'automne 2011. MCT : Main Central Thrust, DT : Dadeldhura Thrust, MBT : Main Boundary Thrust.</i>	108
3.10	<i>Miroir de faille inverse sur le contact entre les formations du Syngia et du Ranimata à proximité de la confluence entre la Humla et la Mugu Kanali.</i>	109
3.11	<i>Comparaison des cartes géologiques proposées cette étude (Fig. 3.11 A), par Murphy et Copeland (2005) (Fig. 3.11 B) et par Yakymchuk et Godin (2012) (Fig. 3.11 C), dans la zone comprise entre le village de Simikot et le col de Munya Lagna. Notez l'accord sur la position du MCT ainsi que le désaccord sur le nombre d'affleurements de la formation du Kushma et sur l'interprétation de la Formation constituant le col de Munya Lagna.</i>	110
3.12	<i>Comparaison entre un extrait de la carte géologique du Népal de l'Ouest proposée par Robinson et al. (2006) (Fig. 3.12(a) et celle proposée par cette étude (Fig. 3.12(b)).</i>	118
3.13	<i>Décomposition du spectre Raman de la région de premier ordre de la matière carbonée. Modifié d'après Beyssac et al. (2002a).</i>	119
3.14	<i>Exemple de spectres Raman correspondants à des échantillons ayant subis des températures différentes lors du pic de métamorphisme. On observe bien l'augmentation de l'amplitude et la diminution de la largeur du pic G, l'augmentation de surface des pics D₂ et D₃ au détriment de la surface du pic D₁ au fur et à mesure de l'augmentation de température. Modifié d'après Beyssac et al. (2002b).</i>	119
3.15	<i>Spectre pour un graphite de type 1 (Noir) et un graphite de type 2 (Bleu) selon la nomenclature de Riel (2012). Les deux spectres ont été mesurés à travers un grenat dans un même échantillon (migmatite à grenat). L'équation donne une température de 633 °C pour le spectre de type 1 contre 469 °C pour le spectre de type 2. Modifié d'après Riel (2012).</i>	122
3.16	<i>Calibration possible pour la MO de type 2. Modifié d'après Riel (2012).</i>	123

3.17	<i>Spectre raman de la matière organique pour les échantillons présentant les deux types de graphite le long de la Karnali. Les spectres de Graphite de Type 1 sont présentés en haut en noir et les spectres de Graphite de type 2 selon Riel (2012) sont présentés en bas en bleu.</i>	124
3.18	<i>Différents types de spectres pouvant être obtenu par la datation $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ en chauffage par paliers. Le spectre (a) présente un palier régulier et homogène résultant d'un refroidissement rapide sous la température de fermeture à t_1. le spectre (b) résulte d'un refroidissement lent entre t_1 et t_2 ou d'un « reset » partiel à t_2 (court passage au dessus de la température de fermeture). Le spectre (c) résulte d'un implantation d'Ar et seul un Age maximum pourras être déterminé. Les vignettes représentent la distribution de ^{39}Ar et de $^{40}\text{Ar}^*$ (radiogénique) au sein d'un minéral de muscovite. Figure modifiée depuis Braun et al. (2006).</i>	130
3.19	<i>Spectre de dégazage pour les échantillons analysés par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Age (Ma) en fonction du pourcentage cumulatif de ^{39}Ar libéré (%). 3.19(a) Zone du MCT et formation du Kushma Ranimata au Sud du MCT. 3.19(b) Zone du Syngia-Lakharpata. 3.19(c) Klippe de Dadeldhura et immédiatement au Sud. 3.19(d) Sud de la klippe</i>	132
3.20	<i>Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyses microsonde pour l'échantillon KAR-11-010.</i>	137
3.21	<i>Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyses microsonde pour l'échantillon KAR-11-013.</i>	138
3.22	<i>Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyse microsonde pour l'échantillon KAR-11-016.</i>	139
3.23	<i>Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyses microsonde pour l'échantillon KAR-11-024.</i>	140
3.24	<i>X_{Fe} pour la muscovite pour l'échantillon KAR-11-027. Le modèle donne des résultats aberrant par rapport aux valeurs de X_{Fe} déterminées par microsonde et aux températures déterminées par RSCM.</i>	141
3.25	<i>Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyses microsonde pour l'échantillon KAR-11-027</i>	142

3.26	<i>Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyses microsondes pour l'échantillon KAR-11-032</i>	143
3.27	<i>Pseudo-section et isoplètes correspondent aux analyses microsondes pour l'échantillon KAR-11-064</i>	144
3.28	<i>Pseudo-section et isoplètes correspondant aux analyses microsondes pour l'échantillon KAR-11-065</i>	145
3.29	<i>Pseudo-section et isoplètes correspondent aux analyses microsondes pour l'échantillon KAR-11-069</i>	146
3.30	<i>Gauche : Carte géologique du Moyen Pays himalayen réalisé le long de la Karnali lors de la campagne de terrain de l'automne 2011. MCT : Main Central Thrust, DT : Dadeldhura Thrust, MBT, Main Boundary Thrust. Droite : Coupe géologique réalisée à partir des observations de terrain. Centre : Ovale Rouge, échantillons analysés par RSCM, Violet, échantillons datés par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite.</i>	149
3.31	<i>3.31(a) Coupe de la région du MCT dans la région de la Karnali proposé par Yakymchuk et Godin (2012) (modifiée). 3.31(b) Coupe de la zone du MCT dans la région de la Karnali proposé par Murphy et Copeland (2005) (modifié). La légende est disponible figure 3.11.</i>	152
3.32	<i>Diagramme stéréographique des différents plans de cisaillement et de faille mesurés dans la zone du MCT. Lignes noires : Plans de cisaillement, points noirs : linéations d'étirement, lignes rouges : plans de faille, points rouges : directions de glissement, triangles bleus : axes de pli isoclinal.</i>	152
3.33	<i>Plans de foliation et de stratification pour : 3.33(a) la zone comprise entre le MCT et la zone Syangia-Lakharpata, 3.33(b) la zone Syangia-Lakharpata, 3.33(c) la klippe de Dadeldura 3.33(d) La partie de la coupe comprise au Sud de la klippe de Dadeldhura. Points noir : lineation, Triangle : axe de plis.</i> 153	

3.34	3.34(a) Température au pic de métamorphisme déterminée par RSCM en fonction de la distance au MCT. 3.34(b) Age thermochronologique pour le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite. Bleu : âge et incertitude associée exacte, Vert : âge approximatif, Rouge : borne maximum ou minimum de la fermeture du système. 3.34(c) Coupe proposée par Robinson et al. (2006) et modifiée pour la correspondance des couleurs. 3.34(d) coupe réalisée à partir des observations de terrain et des données réalisées lors de cette étude. . . .	155
3.35	photographie en lumière transmise (3.35(a)) et réfléchie (3.35(b)) de la lame mince issue de KAR-11-080. Remarquez que la matière organique est bien localisée dans les bandes de cisaillement et les plans de schistosité et non sous forme de grains pour lesquels la température au pic de température aurait pu être héritée.	156
3.36	Schéma de principe de l'évolution cinématique du Moyen Pays le long de la Karnalie. Attention, ces schémas de principe ne sont pas équilibrés.	159
4.1	Localisation et carte géologique simplifiée du massif de El Oro ; Figure extraite de Riel (2012).	200
4.2	Carte géologique du complexe métamorphique de El Oro situé au Sud du massif du même nom. Figure extraite de (Riel 2012).	202
4.3	Histoire géologique simplifiée du complexe métamorphique de El Oro. a) Mise en place des Gabbros de l'unité de Piedras. b) Réchauffement de l'unité métasédimentaire et fusion partielle par déshydratation de la muscovite. Une partie des liquides sont extraits pour former l'unité de Marcabeli. c) La température continue à augmenter, le front de fusion partielle associé à la muscovite s'élève, des liquides de fusion partielle issus de la déshydratation de la biotite (non extraits) apparaissent. d) Les schistes bleus de l'unité d'Arenillas-Panupali sont sous plaqués vers 226 Ma entraînant un refroidissement rapide de l'ensemble de la séquence (Riel et al. submit). . . .	204

- 4.4 *Estimations pression température obtenue dans le massif métamorphique de El Oro par Riel et al. (2013) et Riel et al. (submit). On observe deux zones bien distinctes : La zone supérieure, entre 1 et 5.5 Kbar, dans laquelle le gradient géothermique est extrêmement important, aux environs de $45^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, et la zone inférieure, des diatexites à grenat, dans laquelle le gradient géothermique est bien plus faible, aux environs de $15^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ 206*
- 4.5 *Evolution thermique d'une croûte continentale doublée par épaissement tectonique. La zone de chevauchement est située à 35 km de profondeur. La courbe à grand tirets présente l'état initial, les traits pleins l'évolution du géotherme pendant le chevauchement avec des intervalles à 10 Ma et les traits à petits tirets la relaxation thermique suite au chevauchement avec des intervalles de 10 Ma (Modifié d'après Whittington et al. (2009)). On observe que lors de l'équilibrage prograde du géotherme, les états transitoires à 30 et 40 Ma ont une forme similaire avec le géotherme déterminé sur le complexe métamorphique de El Oro. 207*
- 4.6 *Evolution temporelle des géotherme avec extraction de fluides dans le cas d'une augmentation brutale du flux de chaleur en base de croûte. Dans cette simulation, les auteurs utilisent un modèle fusion contrôlé par la déshydratation du système hornblende + quartz \pm plagioclase pour la croûte. Les courbes présentent l'évolution du géotherme avec des intervalles de 3 Ma. Figure modifié d'après Depine et al. (2008) 207*
- 4.7 *Diagrammes de Terres Rares comparant les spectres de Terre Rares des méta-sédiments de l'unité de la Victoria aux migmatites à grenats de l'unité de la bocana (Fig. 4.7(a)) et les signatures en Terre Rare des liquides issus de la déshydratation de la muscovite, des liquides issus de la déshydratation de la biotite et la granodiorite de l'unité de Marcabeli (Fig. 4.7(b)). Figure modifiée d'après Riel et al. (submit). 208*
- 4.8 *Enregistrement de la température maximum maintenue pour différentes périodes de temps. On observe que dans le cas où la température à la base est maintenue pendant 3.5 Ma, la température maximum est maintenue pendant au moins 500 000 ans, ce qui permet d'équilibrer les réactions métamorphiques et de s'affranchir de la cinétique de réaction. 212*

4.9	<i>Température maximum obtenue pour les différents modèles conductifs pour différentes durées d'anomalies thermiques. 4.9(a) Pas de Fusion. 4.9(b) Modèle de fusion partielle complet (cf. texte). 4.9(c) modèle de fusion partielle avec Cp et κ constant. 4.9(d) Modèle de fusion partielle sans extraction des liquides issus de la déshydratation de la muscovite. 4.9(e) Modèle de fusion partielle pour différentes valeurs de l'enthalpie de fusion ($DH_{ref}=320J.g^{-1}$).</i>	213
4.10	<i>4.10(a) Gradient géothermique pour différente valeur de conductivité thermique. 4.10(b) Gradient géothermique pour une conductivité thermique maximum de $25j.s^{-1}.m^{-1}.K^{-1}$ lorsque 100% de la biotite à fondue. La meilleur corrélation est obtenue pour une perturbation thermique de 3.5Ma.</i>	215
4.11	<i>Bleu : Anomalie thermique sans fusion. Vert : Fusion sans extraction de fluides. Rouge : Cp et κ sont mit constant. Turquoise : Modèle conductif complet. Violet : Modèle Pseudoconductif. Jaune : Enthalpie de fusion multiplié par deux. Noir : enthalpie de fusion multiplié par 10.</i>	216
4.12	<i>Structure « diapirique » observée dans la diatexite à grenat. Cette structure présente une preuve de mouvement Nord Sud (soit vertical avant le basculement du complexe métamorphique de El Oro) et serait à réinterpréter dans une perspective de convection crustale. Communication personnelle Nicolas Riel (2013).</i>	220
4.13	<i>Photo de la diatexite à grenats dans laquelle les liquides associés à la fusion de la biotite sont piégés en bordure de grains.</i>	222
A.1	<i>Composition en chimie roche totale des échantillons étudié en partie 3.6 de cette thèse.</i>	278