



HAL
open science

Etude tectonique, pétrographique et géochimique de la zone de transition subduction-collision à Taïwan : rôle de l'héritage et de l'obliquité de la convergence

Clément Conand

► To cite this version:

Clément Conand. Etude tectonique, pétrographique et géochimique de la zone de transition subduction-collision à Taïwan : rôle de l'héritage et de l'obliquité de la convergence. Pétrographie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2019. Français. NNT : 2019TOU30262 . tel-02966684

HAL Id: tel-02966684

<https://theses.hal.science/tel-02966684>

Submitted on 14 Oct 2020

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

En vue de l'obtention du DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Présentée et soutenue par
Clément CONAND

Le 18 décembre 2019

Etude tectonique, pétrographique et géochimique de la zone de transition subduction-collision à Taiwan: rôle de l'héritage et de l'obliquité de la convergence

Ecole doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace**

Spécialité : **Sciences de la Terre et des Planètes Solides**

Unité de recherche :
GET - Geosciences Environnement Toulouse

Thèse dirigée par
Frédéric MOUTHEREAU

Jury

M. Laurent JOLIVET, Rapporteur
M. Manuel PUBELLIER, Rapporteur
Mme Delphine BOSCH, Rapporteur
M. Gianreto MANATSCHAL, Examinateur
Mme Stéphanie DUCHENE, Examinatrice
M. Jian-Cheng LEE, Examinateur
M. Frédéric MOUTHEREAU, Directeur de thèse

Remerciements

Cette thèse a pu être réalisée dans de bonnes conditions grâce à de nombreuses personnes qui m'ont apportées leur aide et que je souhaite remercier.

Dans un premier temps, je remercie Frédéric Mouthereau qui m'a encadré tout au long de cette thèse. Qu'il soit aussi remercié pour tous les échanges que nous avons eus, pour sa disponibilité et pour les travaux de terrain que nous avons partagés.

Je remercie Jérôme Ganne pour son aide indispensable sur la partie géochimie et thermo-barométrie de ma thèse et pour les nombreuses discussions qui ont nourries mes travaux.

J'adresse tous mes remerciements à Laurent Jolivet, Manuel Pubellier, Delphine Bosch, Gianreto Manatschal, Lee Chiang-Chang, Stéphanie Duchêne et Sylvain Calassou pour avoir accepté de faire partie de mon jury et d'évaluer mes travaux.

J'exprime ma gratitude à toutes les personnes sans qui mes travaux à Taiwan n'auraient pas été possibles, en particulier Slawek Giletycz, Andrew Tien-Shun Lin, Antoine Poujol, ainsi que les étudiants des universités National Central University et National Dong Hwa University qui m'ont accompagnés sur le terrain.

Je tiens aussi à remercier les Ingénieurs, Techniciens et Administratifs sans qui ces travaux de thèse n'auraient pas pu se déroulé, et tout particulièrement Philippe de Parseval, Carine Baritaud, Camille Guillot et Fabienne de Parseval.

Je remercie les chercheurs du GET pour toutes les discussions scientifiques, en particulier Julien Berger, Delphine Bosch et Yoann Denele. J'adresse également mes remerciements à tous les thésards et post-doctorants qui ont partagé cette longue aventure avec moi, notamment Vianney Sivelse, Sofia El-Meknassi, Mathilde Poirrier, Julien Serrano, Paul Angrand, Artiom Loparev et Gaétan Link.

Je remercie Inès Naïr de m'avoir soutenu durant toute cette aventure, en me remotivant et en étant toujours là pour faciliter mon quotidien. Je la remercie également pour son aide scientifique et dans la rédaction. C'est grâce à elle que j'ai pu tenir malgré les multiples difficultés.

Je tiens finalement à remercier tous les membres de ma famille pour m'avoir soutenu. Je remercie tout particulièrement mes parents Jacques Conand et Sophie Grès qui m'ont permis de réaliser mes études et par conséquent cette thèse.

Sommaire général

Résumés	p.1
Introduction générale	p. 3
1. Définition : chaînes de montagnes, zone de collision et tectonique des plaques	p. 5
2. Généralités sur les chaînes de montagnes	p. 7
3. Problématique générale	p. 14
4. Taïwan : chaîne en cours de formation	p. 17
5. Organisation de la thèse	p. 18
Préface historique	p. 21
Chapitre I : Etat de l'art	p. 27
1. Géodynamique et cinématique de l'Asie du Sud Est et de la région de Taïwan	p. 29
2. La collision arc-continent à Taïwan	p. 44
3. Géologie et structure de Taïwan	p. 59
4. Datations et métamorphisme	p. 72
5. Forçage climatique	p. 80
6. Conclusions sur l'état de l'art et problématiques ciblées	p. 84
Chapitre II : Matériel et méthodes	p. 87
1. Campagnes de terrain	p. 89
2. Traitement des données structurales	p. 94
3. Traitement des échantillons et analyses	p. 94
4. Base de données du magmatisme	p. 112
Chapitre III : Partitionnement de la déformation et exhumation en contexte de collision oblique (Taïwan)	p. 115
Publication « Strain partitioning and exhumation in oblique Taiwan collision: implications of rift architecture and plate kinematics »	p. 118
Chapitre IV : Structure et métamorphisme de la Yuli Belt	p. 185
1. Synthèse des études précédentes	p. 187
2. Structure et composition de la Yuli Belt	p. 192
3. Pétrologie et métamorphisme des roches de haut grade	p. 207

4. Pétrographie des roches métamorphiques de haut grade	p. 223
5. Thermobarométrie sur les assemblages de haute pression	p. 231
6. Géochimie et sources des roches de la Yuli Belt	p. 242
7. Discussion sur la structure, la pétrochimie et la géochimie de la Yuli Belt	p. 264
Chapitre V : mélanges ophiolitiques de Taïwan	p. 267
1. Synthèse des études précédentes	p. 269
2. Synthèse des datations existantes et nouvelles données	p. 276
3. Thermicité dans les mélanges	p. 281
4. Géochimie et source des basaltes des mélanges	p. 286
5. Discussion sur les sources, les conditions P-T enregistrées, la chronologie et les modes de mise en place des mélanges	p. 310
Chapitre VI : Discussion générale	p. 313
1. Déformation et rhéologie : Taiwan, un orogène jeune lié à l'inversion d'une marge jeune en contexte de collision oblique	p. 315
2. La Yuli Belt : Sources, mise en place et déformation décrochante	p. 320
3. Cinématique, héritage et structures profondes	p. 321
4. Reconstructions schématiques de l'évolution de la chaîne de Taïwan	p. 327
Conclusions	p. 333
Perspectives	p. 334
Liste des références	p. 339

Résumé

La chaîne de Taïwan est un exemple unique où il est possible d'étudier une transition subduction/collision active. L'obliquité de la convergence permet en effet d'observer du Sud vers le Nord les stades initiaux de l'accrétion continentale en mer jusqu'au stade mature de la collision. Je montre que la Chaîne Centrale au Sud de Taiwan, située la zone de transition, exhume des assemblages pétrographiques de grades croissants vers le Nord, dans un couloir décrochant senestre qui résulte du partitionnement de la convergence. Dans ce couloir l'extension sub-parallèle à la chaîne accommode une partie de l'exhumation. A proximité de la zone de suture principale, des assemblages de haute pression (12-15 kbars et 380-420 °C) associés à des blocs exotiques de serpentinites se sont mis en place dans un encaissant d'âge Miocène HT-BP associé à une intense déformation cisailante senestre. Les analyses pétrologiques et géochimiques des mélanges ophiolitiques de Kenting et Lichi montrent que ces mélanges proviennent de deux sources situées à l'origine au pied de la marge continentale et dans la croûte océanique. Enfin, je propose, un nouveau modèle tectonique 3D du sud de Taïwan qui tient compte de l'architecture de la marge continentale, et qui met en avant la formation de la chaîne de Taiwan en contexte décrochant.

Abstract

The Taiwan collision is the unique example where to examine ongoing tectonic processes at the subduction/collision transition. The oblique convergence setting allows observations of first continental accretion offshore to the mature stage of collision onshore. I show that the southern Central Range, located at the transition, exhumed petrographic assemblages with peak metamorphism increasing northwards, in a corridor characterized by left-lateral transcurrent deformation. Extension sub-parallel to the belt is also understood as a major ingredient of rock exhumation. Near the suture zone, HP rocks (12-15 kbars and 380-420 °C) associated with isolated serpentinite bodies were emplaced in association with intense ductile strain localization in the strike-slip corridor. Petrographic and geochemical analyses of the Kenting and Lichi ophiolitic mélanges reveal that these mélanges originated from the distal rifted margin and the oceanic crust of the South China Sea. I propose a 3D geodynamic model of the evolution of the Taiwan orogen in which the rifted margin architecture is taken into account and the strike-slip kinematic component of the convergence is the main driver of mountain building.

Résumé

Introduction générale

Table des matières

1. Définition : chaînes de montagnes, zones de collision et tectonique des plaques	5
2. Généralités sur les chaînes de Montagnes.....	7
2.1. Accommodation de la déformation	7
2.2. Modèles de prisme d'accrétion : modèles cylindriques 2D	8
2.3. Rôle du type de lithosphère	11
2.4. Rôle de l'architecture et nature des marges inversée.....	13
3. Problématique générale.....	14
4. Taïwan : chaîne en cours de formation	17
5. Organisation de la thèse.....	18

Ce travail de thèse sur l'initiation de la collision à Taïwan s'inscrit dans la continuité de la thèse de Lucas Mesalles « Mountain building at a subduction-collision transition zone, Taiwan » ayant soutenu en 2014 et encadrée par Frédéric Mouthereau. La thèse de Lucas Mesalles a également encadré le travail de stage de master 2 de Maxime Daudet effectué sous la tutelle de Lucas Mesalles et Frédéric Mouthereau.

Mes travaux de thèse ont été menés au Laboratoire GET sous la direction de Frédéric Mouthereau. Les financements salariaux de ma thèse ont été assurés par l'université Paul Sabatier via l'école doctorale SDUEE. Les financements de recherche s'inscrivent dans le projet OROGEN co-financé par Total et le BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minière).

1. Définition : chaînes de montagnes, zones de collision et tectonique des plaques

De nombreuses chaînes de montagnes sont présentes dans le monde et la fascination qu'elles inspirent aux hommes les a toujours poussés à comprendre et interpréter les mécanismes à l'origine de leur formation. Environ la moitié de la population mondiale vit à proximité des chaînes de montagnes dont elle dépend pour son approvisionnement en eau, en nourriture et en moyen de production (UNEP-World Conservation Monitoring Centre, Mountain Watch, 2002). Les chaînes de montagnes jouent un rôle clef dans la biodiversité animale et végétale ainsi que dans la circulation atmosphérique planétaire et la régulation du climat (Molnar et Englang, 1990). Ces chaînes de montagnes se forment aux limites de plaques tectoniques convergentes (**Fig. 1**).

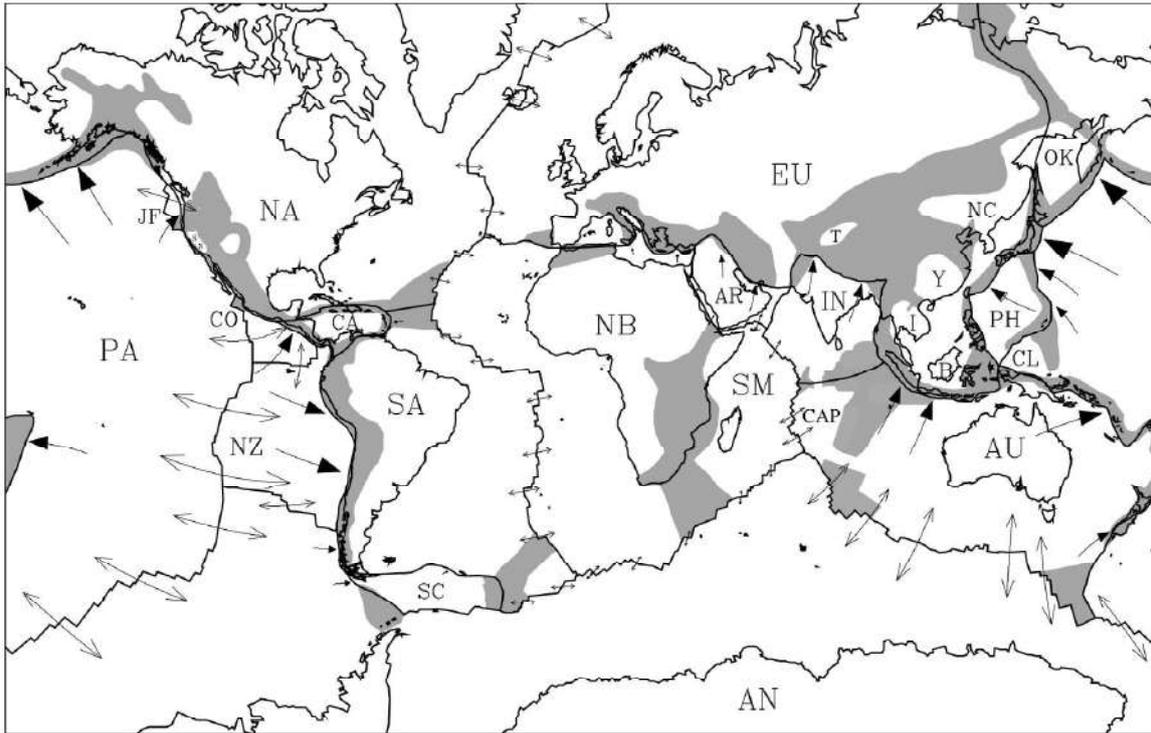


Figure 1 : Carte montrant les frontières de plaques étroites (i.e. zones de subduction océanique, rides océaniques) et les frontières de plaques diffuses (zones de collision et certains domaines océaniques, en grisé), ainsi que les vitesses entre plaques. Figure de [Gordon \(1998\)](#).

Elles se forment en relation avec la déformation des continents dans les zones de convergence. Plusieurs contextes géodynamiques conduisent à former ces édifices tectoniques. Par exemple en contexte de subduction océan-continent comme c'est le cas des chaînes de Cordillère telles que les chaînes ouest-américaines des Rocheuses ou de la Cordillère des Andes. Dans ce cas, la formation de la chaîne est due à la migration de la zone de subduction vers le continent qui est à l'origine du raccourcissement dans la plaque supérieure continentale. Les chaînes de montagnes se forment également dans les zones de collision entre deux continents dites intra-continenteles (e.g. Himalaya, Alpes européennes, Tian-Shan, Pyrénées). Dans d'autres cas, elles résultent de la collision d'un continent avec un plateau océanique (Nouvelle Zélande) ou un arc volcanique (Papouasie Nouvelle Guinée, Taïwan, Kamchatka). Des processus similaires se produisent dans le cas des chaînes de montagnes intra-plaque (Tian-Shan, Pyrénées) où les contraintes appliquées en bord de plaque sont transmises vers les domaines internes.

Les principales contraintes déterminant la géométrie ainsi que les mécanismes lors de la collision sont le contexte géodynamique et l'histoire pré-collision. En effet la géodynamique syn-collision, notamment les directions et les taux de convergence liés aux processus mantelliques profonds ont un impact majeur sur le style de déformation (ductile ou fragile et localisé ou distribué) et sur les cinématiques associées (collision oblique ou orthogonale). L'histoire pré-collision, appelé également

« héritage », et particulièrement la rhéologie héritée de la lithosphère affectée par la collision ainsi que les structures héritées déterminent une architecture qui a des conséquences majeures sur l'accommodation de la déformation durant la collision.

2. Généralités sur les chaînes de Montagnes

2.1. Accommodation de la déformation

Les zones de collision (Fig. 1) forment des frontières de plaques convergentes diffuses de plusieurs centaines à milliers de kilomètres qui résultent de la déformation des continents (e.g. Molnar, 1988). Bien que la tectonique des plaques comme définie par Wilson (1965), Morgan (1968), Le Pichon (1968) ne soit pas remise en cause, ces zones de déformation distribuée s'appliquent mal à l'approximation de plaque « rigide » (Gordon, 1998).

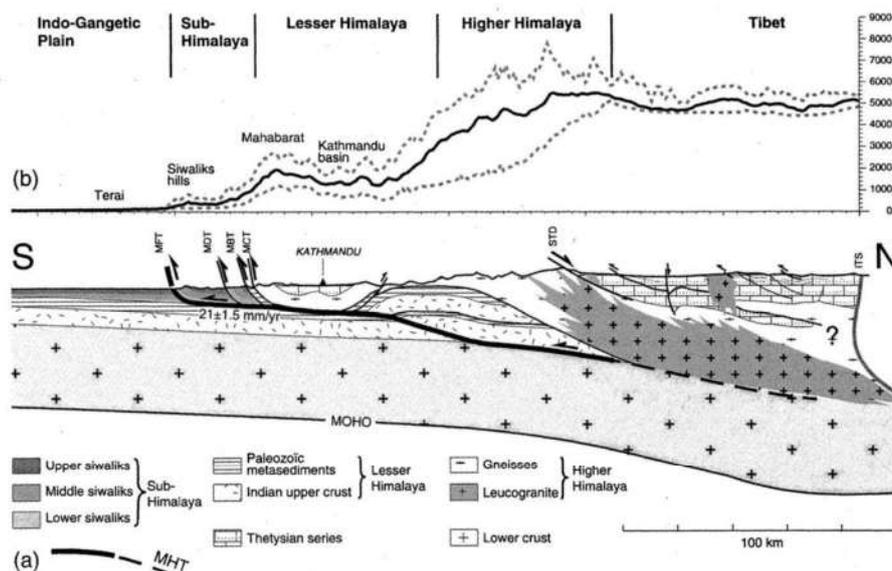


Figure 2 : Coupe géologique de la collision himalayenne au Népal (Lavé et Avouac, 2000). Le trait gras indique le MHT (Main Himalayan Thrust) qui est le chevauchement principal le long duquel sont produit les grands séismes. Notons que le MHT s'enracine dans un niveau de déformation ductile sous le Tibet.

Malgré ces caractéristiques particulières, qui distinguent les zones de collision des zones de subduction océanique, l'étude des grands séismes associés aux zones de collision active comme l'Himalaya permet de définir certaines similitudes (e.g. Avouac, 2007). Par exemple, l'étude du séisme chevauchant de Gorkha survenu en 2015 (Mw 7.8) au Népal conduit à identifier la présence d'un grand chevauchement à la base de la chaîne de l'Himalaya qui s'enracine dans la croûte de la plaque Indienne (**Fig. 2**). Ainsi, même si la déformation long-terme apparaît complexe, la déformation cassante court-terme semble quant à elle localisée sur un chevauchement unique. Ce chevauchement sismogénique équivalent des méga-chevauchements « megathrusts » des zones de subduction, s'enracine en profondeur dans une

croûte ductile (voire associée à de la fusion partielle dans le cas de la croûte indienne) qui permet une déformation distribuée et visqueuse qui accommode de manière continue la convergence. Les déplacements importants le long de ces méga-chevauchements produisent la majeure partie de la sismicité dans les chaînes de collision. Les chaînes de montagnes sont souvent décrites comme un empilement d'unités appelées « nappes » qui sont plissées et chevauchées ; modèle des « fold and thrust belt ». La déformation est donc distribuée le long d'un méga-chevauchement mais également d'autres chevauchements de taille plus réduite, accompagné par un plissement des nappes permettant également une accommodation efficace de la déformation engendrée par la convergence.

2.2. Modèles de prisme d'accrétion : modèles cylindriques 2D

Afin de représenter les contraintes et les déformations dans un contexte de collision, des modèles de prisme ont été développés. L'imagerie profonde des zones de subduction et des zones de collision par méthode géophysique justifie une approche « court-terme » basée notamment sur la sismicité, et qui engendre une analogie géométrique et cinématique entre les zones de collision et les zones de subduction océanique (Davis et al., 1983 ; Dahlen, 1984, 1990). Les modèles de prisme d'accrétion qui en découlent sont organisés selon une structure principale combinant une déformation cassante dans la croûte supérieure et une déformation visqueuse dépendant de la température et des contraintes dans la croûte inférieure (Burov et Watts, 2006 ; Ranalli et Murphy, 1987). Ces deux modes de déformation sont séparés par un niveau de découplage. Comme l'essentiel du matériel impliqué dans la déformation est situé dans la croûte supérieure, l'hypothèse mécanique est que toutes les roches dans le prisme ont un comportement frictionnel. Le prisme est alors défini par un niveau de découplage caractérisé par une friction plus faible que le matériel sédimentaire déformé qui prend une géométrie triangulaire en forme de prisme (wedge) ouvert vers l'intérieur de la chaîne.

Comme l'essentiel du matériel impliqué dans la déformation est situé dans la croûte supérieure, l'hypothèse mécanique est que toutes les roches dans le prisme ont un comportement frictionnel. Ainsi, la théorie de prisme dit « critique » (critical wedge) frictionnel est née (Suppe, 1981 ; Davis et al., 1983 ; Dahlen, 1984, 1990). Cette théorie du prisme critique propose que la forme des chaînes de montagnes reflète l'équilibre entre les forces gravitationnelles induites par l'épaississement de la croûte supérieure cassante et la résistance frictionnelle engendrée par le déplacement le long d'un chevauchement, faiblement penté, situé à l'interface entre les plaques. Ce modèle permet une description simple de la distribution de la déformation dans une orogène, mais également de prédire la largeur, la topographie et les trajets temps/température de particules dans un système couplant tectonique et érosion (ex. Brandon et al., 1998 ; Willett et al., 2003).

Il a été initialement appliqué aux prismes d'accrétion et aux « fold-and-thrust belt », c'est-à-dire aux chaînes plissées situées au front des orogènes.

La **Figure 3** montre des modélisations analogiques (e.g. [Malavieille, 2010](#)) de prismes d'accrétion dans lesquels les différents modes d'accrétion sont observés. Outre l'accrétion frontale soulignée par les chevauchements émergeant au front, l'accrétion basale stimulée par l'érosion dans les zones internes conduit à former des unités sous le niveau de décollement principal, similaire à la formation de duplex. Ce phénomène est appelé sous-plaquage.

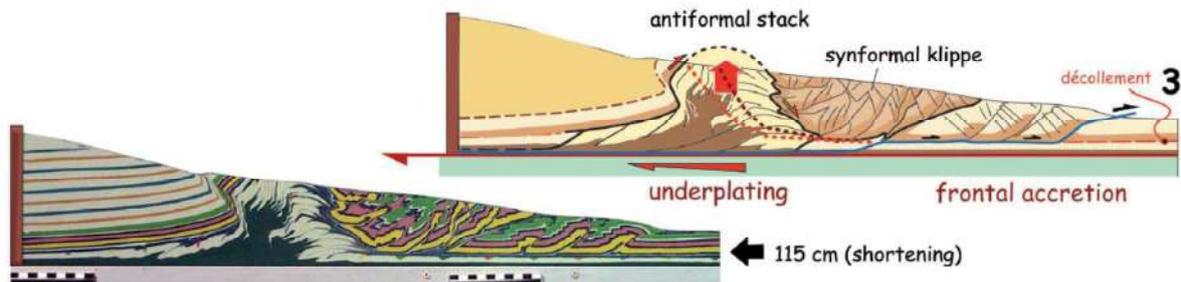


Figure 3 : Modèle analogique (gauche) et interprétation associée (droite). Le sous-plaquage compensé par l'érosion crée une structure de duplex et exhume les roches les plus profondes vers la surface. Modèle de [Malavieille \(2010\)](#).

En utilisant une approche couplant cinématique et érosion, [Barr et Dahlen \(1989\)](#) et [Dahlen et Barr \(1989\)](#) ont été les premiers à modéliser la structure thermique dans des conditions de « steady state » (c'est-à-dire d'équilibre entre les taux de matière exhumes et érodés) et à prédire le trajet des particules et le métamorphisme le long du prisme. Ces modélisations sont effectuées en 2D et montrent l'impact du taux de sous-plaquage sur le trajet des particules dans le prisme mais également sur la répartition du métamorphisme (**Fig. 4**). Ces résultats sont basés sur l'hypothèse d'un comportement mécanique homogène et cassant.

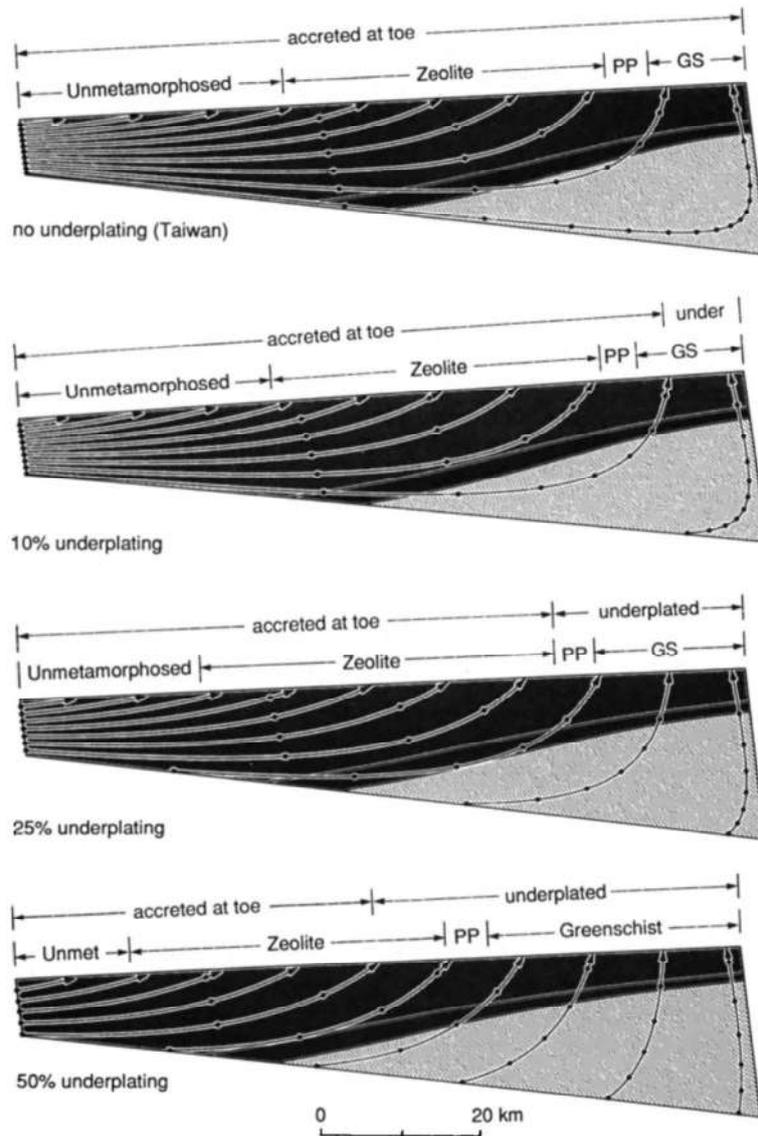


Figure 4 : Un des premiers modèles de couplage entre tectonique et érosion dans un prisme d'accrétion montrant l'impacte du sous-placage sur le trajet des particules à travers l'orogène et son contrôle sur la distribution du métamorphisme (Dahlen et Barr, 1989).

Du point de vue des structures accommodant les contraintes, la présence de failles normales n'est pas systématiquement liée à une tectonique extensive, et leur présence peut être un moyen de rééquilibrer le prisme. Des failles normales sont d'ailleurs présentes dans plusieurs chaînes de collision comme l'Himalaya et les Alpes européennes (Molnar et Tapponier, 1975). Les failles normales peuvent également faire partie du processus d'exhumation des roches profondes, combiné aux processus d'érosion et de fluage ductile (Ring et al., 1999 ; Fig. 5).

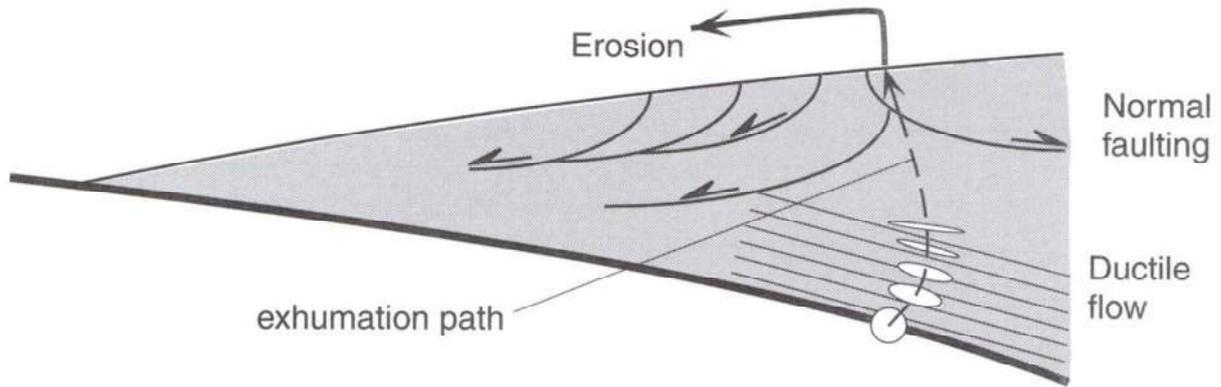


Figure 5 : Processus d'exhumation par combinaison de l'érosion, des failles normales et du fluage ductile. Le fluage ductile est symbolisé par les ellipses blanches. Figure de [Ring et al. \(1999\)](#).

2.3. Rôle du type de lithosphère

Dans une étude tirée d'expériences thermo-mécaniques numériques, [Beaumont \(2006\)](#) propose que le style tectonique variable des chaînes de collision puisse être expliqué par la relation entre température et magnitude de la convergence (**Fig. 6**). Ainsi dans le cas où la convergence est limitée et donc l'épaississement également, les orogènes se rapprochent d'un style de déformation proche de celui des zones de subduction qui sont caractérisées par des gradients froids. L'auteur prend comme exemple les Alpes ou Taïwan. A l'opposé, comme dans le cas extrême de l'Himalaya, après plusieurs milliers de kilomètres et de raccourcissement, la chaîne est large et son régime thermique est anormalement élevé en raison de l'épaississement de la croûte continentale qui est fortement radiogénique. Le fluage latéral de croûte partiellement fondue conduirait à la formation d'un plateau. Cette approche néglige cependant le fait que la nature et l'architecture de la croûte et de la lithosphère continentale sont en fait très différentes. En effet, dans le cas des Alpes, par exemple, la croûte continentale ouest-européenne qui est entrée en collision est le produit d'une longue histoire qui est liée à la superposition d'événements tectoniques et magmatiques qui se sont succédés depuis la fin du Paléozoïque (orogénèse varisque) et au Mésozoïque (rift tethysien). A l'opposé, la lithosphère continentale Indienne dans le cas de l'Himalaya, est une lithosphère cratonique, plus froide et plus lourde.

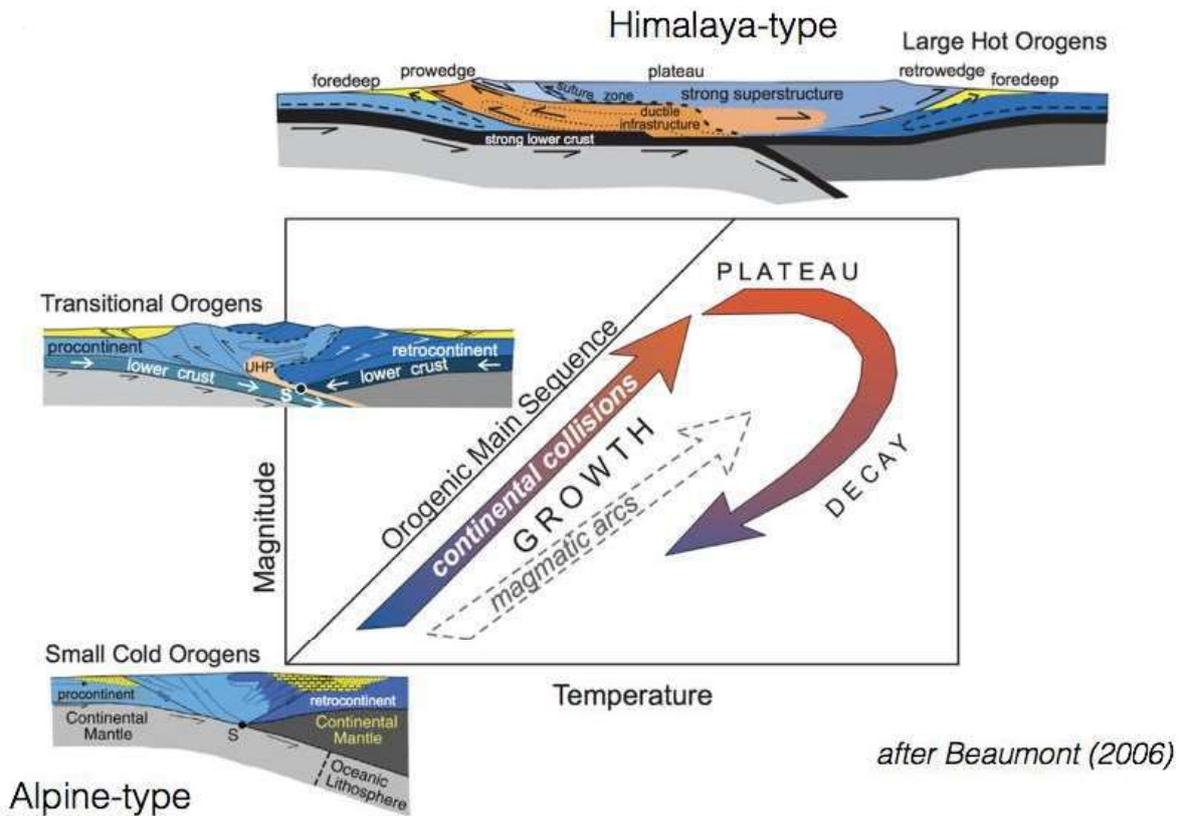


Figure 6 : Classification des orogènes de collision d’après Beaumont (2006).

Mouthereau et al. (2013) ont étudié les styles de déformation des zones externes de 30 orogènes à travers le monde (**Fig. 7**). De manière générale, on peut classiquement identifier des chaînes dites « thin-skin » associées à une déformation localisée près de la surface, dans la croûte supérieure, et plus précisément dans la couverture sédimentaire. Le décollement basal y est faiblement incliné. A l’opposé, on distingue des chaînes dites « thick-skin » dans lesquelles le « socle » est impliqué. Cette notion de socle est ambiguë ; il s’agit de la totalité de la croûte supérieure, voire moyenne et inférieure. Dans ce cas, le niveau de découplage est assez, voire très mal, défini. Cette étude montre tout d’abord que ces définitions qualitatives correspondent à une différence quantitative entre déformation localisée (« thin-skin » pour raccourcissement compris entre 40 et 70%) et plus distribué (« thick-skin » dont le raccourcissement est inférieur entre 10 et 40%). Mais le résultat le plus important de cette étude est de montrer que ces deux modes de déformation correspondent à des lithosphères dont l’évolution (âge) thermo-tectonique et magmatique est différente.

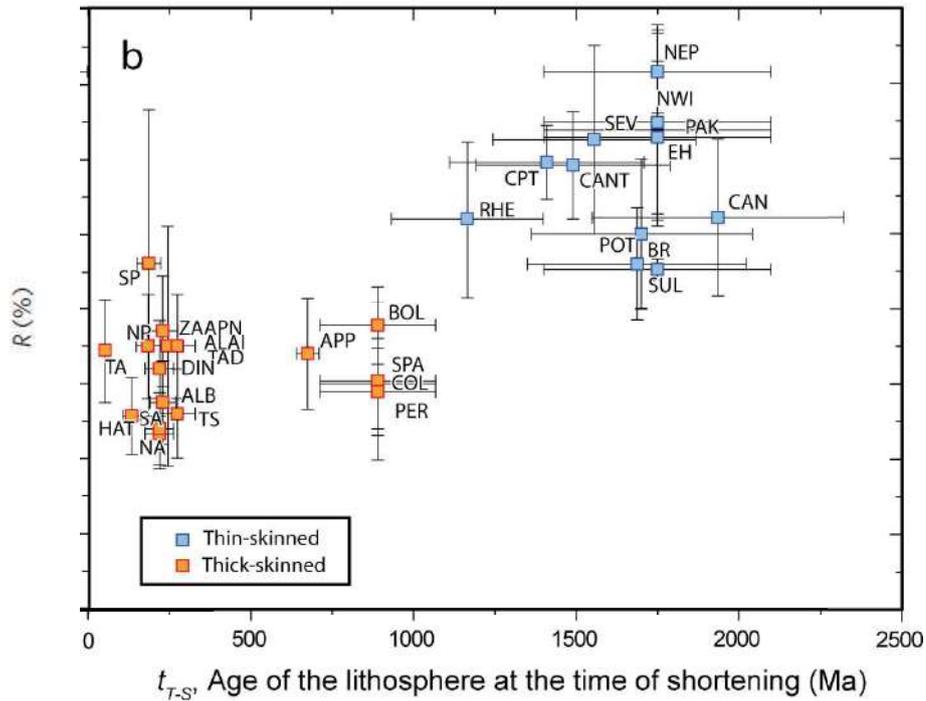


Figure 7 : Raccourcissement versus âge de la lithosphère au début de la collision, d'après Mouthereau et al. (2013).

2.4. Rôle de l'architecture et nature des marges inversée

Les modèles de prisme reposent également sur deux autres hypothèses : 1) la croûte continentale est rhéologiquement homogène ; 2) l'épaisseur de la croûte continentale est constante latéralement. Ils ne tiennent pas compte non plus ni de la structure ni des conditions cinématiques qui sont évidemment essentiellement en trois dimensions. Dans le cas d'une chaîne de montagnes construite à partir d'une marge passive, on sait que l'architecture d'une marge anté-collision n'est pas homogène et va impacter la formation de la chaîne. Les travaux portant sur les marges continentales dites pauvres en magma ont montré que la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique est caractérisée par une large bande de croûte, pouvant aller jusqu'à 200 km, qui s'amincit progressivement passant d'une épaisseur normale (~ 30 km) à une croûte extrêmement amincie (~ 5 km) (Reston et Manatschal, 2011 ; Chenin et al., 2017). Le modèle général d'une marge pauvre en magma (Mohn et al., 2012) définit plusieurs grands ensembles structuraux. Ce modèle (Fig. 8) propose successivement depuis le continent vers l'océan : la marge proximale qui présente la plus forte épaisseur de croûte, la « necking zone » (ou zone d'étranglement) où la croûte s'amincit majoritairement, la marge distale puis la transition océan-continent (TOC). Cette transition est caractérisée par une composante de manteau exhumé et serpentinisé.

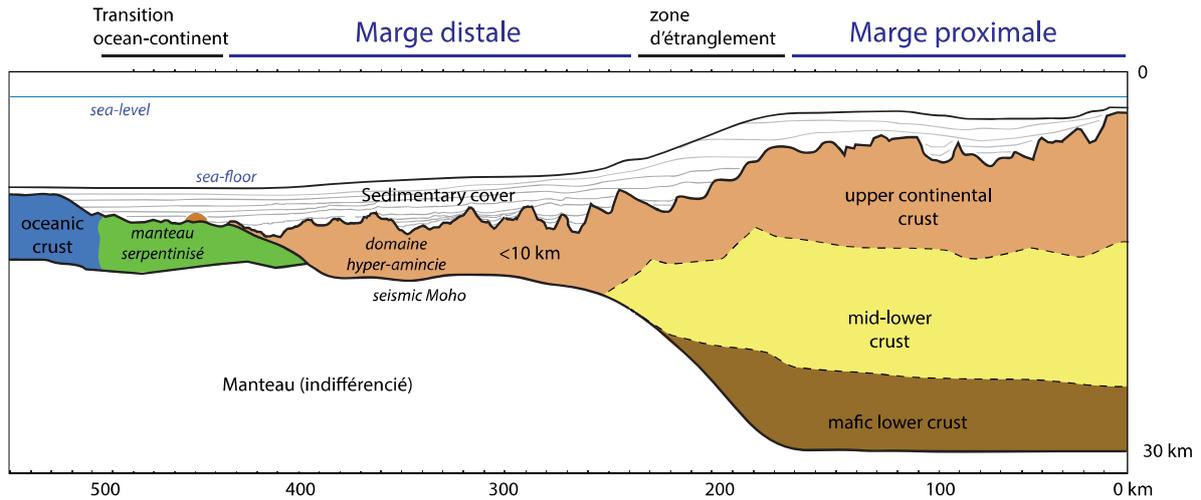


Figure 8 : Schéma général d'une marge pauvre en magma. Figure de [Mohn et al. \(2012\)](#).

Le rôle de cet héritage structural a été proposé dans le Zagros ([Ballato et al., 2010](#) ; [Mouthereau et al., 2012](#)), dans les Pyrénées ([Mouthereau et al., 2014](#)) ou Taïwan ([Mesalles et al., 2014](#)) où le rôle de l'architecture de la marge joue un rôle central. Ces auteurs proposent que le changement de dynamique de subduction souligne une différence de structure initiale de la marge. Des études dans la chaîne pyrénéenne mettent en avant le rôle de l'héritage structural mais également thermique dans la mise en place de la chaîne. Le nord de la chaîne pyrénéenne a enregistré un amincissement extrême suivi d'une inversion tectonique dans une période de ~ 30 Ma. [Vacherat et al. \(2014, 2016\)](#) ont effectué des études de thermochronologie ainsi que des modélisations thermochronologiques dans des bassins afin d'étudier le rôle des structures extensives de la marge dans l'évolution tectonique et thermique des Pyrénées. Ces auteurs suggèrent que les déformations compressives sont essentiellement accomodées dans les bassins chauds durant la période d'initiation de l'accrétion continentale en domaine sous-marin. Le régime thermique acquis durant la phase de rifting n'a donc pas eu le temps de se rééquilibrer, et la collision se produit sous un régime thermique chaud hérité de la phase extensive. Ainsi, les déformations observées dans les flyschs du nord des Pyrénées associées à des températures de l'ordre de 200-250°C ne peuvent pas être expliquées par un enfouissement tectonique ou sédimentaire mais par l'héritage.

3. Problématique générale

Au vu des différentes études réalisées sur les chaînes de montagnes, plusieurs points importants nécessitent d'être approfondis. Le premier point à mettre en avant est le fait que la compréhension actuelle des chaînes de montagnes est fondée sur des modèles cylindriques 2D. Il est donc nécessaire d'explorer la thermicité et les déformations en 3D. Le deuxième point concerne l'architecture des marges qui est complexe car elle peut être segmentée et comprendre des zones de transfert. Enfin, le

troisième point est la rhéologie des prismes qui est principalement définie comme étant cassante et homogène. Ces modèles simplifient à l'extrême la rhéologie et la géométrie de la croûte continentale. Dans la compréhension globale des processus de formation des chaînes de montagnes, de nombreuses questions font encore l'objet de débats :

I) La **distribution/répartition de la déformation** durant un épisode de collision reste encore mal comprise. En effet, le raccourcissement durant la collision doit être accommodé par différentes structures. Les modèles existants proposent majoritairement de répartir cette déformation le long de structure fragiles (chevauchements) et à travers des phases de plissement. Cependant, les études de terrain montrent qu'une partie importante de la déformation se fait en contexte ductile et ce phénomène n'est que très peu pris en compte. Il faut également caractériser la répartition spatiale de cette déformation perpendiculairement et parallèlement à la chaîne.

II) La notion d'**héritage** est également d'une importance capitale dans la formation d'une chaîne de montagne. La plupart des modèles sont construits sur une marge homogène et à l'équilibre thermique avant l'inversion. Il peut donc être intéressant de proposer des modèles tenant compte des déformations et des structures extensives sur la marge anté-inversion mais également de déterminer les conditions thermiques associées.

III) La **thermicité** va avoir d'importants impacts sur le métamorphisme ainsi que sur le mode de déformation durant l'épisode de collision. La température va notamment influencer sur la rhéologie de la marge. L'héritage thermique est donc important mais les anomalies thermiques induites durant les différents épisodes de collision sont également mal comprises, notamment durant les stades d'initiation de la collision.

IV) Lors de l'inversion, il est également difficile de déterminer quelles unités sont **accrétées, obductées** sur la marge continentale **ou subductées**. Étant donné que la phase de collision est précédée par une phase de subduction, la croûte océanique rentre pleinement dans cette problématique tout comme le prisme d'accrétion. Ces unités ophiolitiques sont d'une importance capitale car elles possèdent des roches basiques et ultra-basiques formés en contexte océaniques. Elles sont souvent les seules traces encore visibles d'anciennes croûtes océaniques qui sont presque totalement passées en subduction. Il peut donc être très intéressant de déterminer les conditions de formation mais également d'altération de ces roches. En effet, ces altérations peuvent se produire pré- mais également syn-collision. La marge proximale est généralement accrétée mais la zone de necking ainsi que la marge distale peuvent être enfouies partiellement ou totalement durant les premiers stades de collision.

V) Dans les chaînes de collision, de nombreuses roches métamorphiques sont exhumées dont le métamorphisme peut être ante- ou syn-collisionnel. La détermination de ces **conditions métamorphiques** et de leur timing est cruciale pour comprendre au mieux l'agencement des

différentes unités ainsi que pour retracer le chemin de chaque roche jusqu'à sa position actuelle. La phase d'**exhumation** est généralement la plus débattue car plusieurs scénarios impliquant différentes cinématiques sont généralement proposés. Les structures de chevauchement, de faille normale et de détachement, de faille décrochante ou transformante ainsi que de trans-tension peuvent être envisagés et compatibles avec un contexte d'exhumation. Il est important de déterminer les structures accommodant cette exhumation mais également les moteurs de cette exhumation qui peuvent être de plusieurs ordres comme une différence de densité, du sous-placage, un forçage extensif en surface ou une érosion intense. Certaines unités de haute pression comme les roches du faciès des schistes bleus et des éclogites sont souvent étudiées afin de déterminer les conditions P-T de leur pic métamorphique et les trajets rétrogrades associés à leur exhumation. La détermination des conditions métamorphiques est facilitée par les assemblages minéralogiques de haute pression qui sont généralement assez riches. Cependant ces processus d'exhumation doivent être déterminés pour toutes les roches métamorphiques depuis les séries dans des conditions schiste vert, vers le socle de plus haute température. Les séries de la couverture avec un bas grade métamorphique sont très peu étudiées d'un point de vue métamorphique car elles possèdent très souvent des assemblages minéralogiques très pauvres et sont plus difficiles à estimer, notamment du fait que la roche totale n'a la plus part du temps pas été rééquilibrée. Il est donc essentiel de déterminer les conditions métamorphiques de ces unités de bas grade ainsi que les processus d'exhumation associés.

VI) L'**évolution temporelle** des structures et de la géométrie de la chaîne est un point sensible. Afin de cerner au mieux cet aspect, un des moyens est de coupler les études de la déformation avec les études métamorphiques ainsi qu'avec les différentes données de datation sur les roches ignées et les âges thermochronologiques sur les roches sédimentaires.

VII) La plupart des modèles proposant d'expliquer la formation d'une chaîne de montagnes sont des coupes 2D dont la direction est perpendiculaire à l'axe de la chaîne afin de faire ressortir les structures majeures. Cependant, une vision en 2D ne permettra pas d'appréhender les notions de décrochement, d'extension parallèle à la chaîne ou de fluage latéral. Il est donc important d'avoir une **vision 3D** de la chaîne de collision et de proposer des modèles adaptés.

VIII) La rhéologie des différentes unités contrôle majoritairement le style de déformation. Dans les différentes modélisations, la thermicité est surtout prise en compte afin de déterminer la rhéologie des roches. Cependant, d'autres paramètres ont une forte influence sur la rhéologie comme la structure des roches, à savoir la présence ou l'absence de foliation qui va permettre un glissement le long de ces plans de foliation. La lithologie ainsi que la taille de grains va également avoir un impact majeur sur la rhéologie de la roche.

IX) Finalement, le modèle de prisme orogénique est également un sujet brûlant. Dans la grande majorité des chaînes de montagnes, les reconstructions sont réalisées en 2D le long de segments

perpendiculaires à la chaîne. Ces modélisations tentent la plupart du temps de reconstruire les chemins de particules ou l'évolution thermique le long du transect en fonction de la profondeur. Ces modélisations sont basées sur les modèles de prismes d'accrétion simulant une pile sédimentaire accrétée contre un butoir avec plus ou moins de sous-plaquage. Dans ces modèles, le prisme repose sur un socle souvent découpé qui s'enfonce sous le butoir (Malavieille & Trullenque, 2009, Barr et al., 1991, Simoes & Avouac, 2006).

4. Taïwan : chaîne en cours de formation

La plupart des chaînes de montagnes sont anciennes et ne permettent pas d'observer les stades précoces de collision, et notamment la transition subduction-collision. Afin de répondre à ces questions, nous avons choisis d'étudier la chaîne de Taïwan car les processus de formation de chaîne de montagnes y sont actifs et rapides. En effet, l'initiation de la collision a été datée autour de 7 Ma (Lin et al., 2003) dans la partie mature de la chaîne, ce qui en fait une chaîne très jeune. La collision taïwanaise présente une cinématique oblique ainsi qu'une propagation de la collision vers le sud (Suppe et al., 1981; Davis et al., 1983; Dahlen et al., 1990), permettant d'observer toutes les étapes de la collision à l'état actuel. On peut observer dans la zone de Luçon l'étape de subduction de la Mer de Chine du sud sous la plaque des Philippines. Durant cette étape de subduction, l'arc volcanique de Luçon est formé sur la plaque des Philippines. En allant vers le nord, on peut observer le début de l'accrétion de la marge chinoise puis, sur l'île de Taïwan, les zones d'initiation de la collision et enfin la collision mature. La chaîne de Taïwan est également très bien documentée du point de vue des structures profondes car de nombreuses études géophysiques y ont été menées. De nombreuses données thermo-chronologiques sont également disponibles dans les formations anté- syn- et post-rift permettant de toucher du doigt la notion d'héritage structural et thermique. La chaîne mature a également été très bien caractérisée du point de vue de la sédimentation, des structures, des datations et de la thermicité.

Cependant, peu d'études ont été menées sur la déformation et le métamorphisme dans la zone d'initiation de la collision à Taïwan, située dans la partie sud de l'île. A travers ce travail de thèse, nous avons étudié les unités méta-sédimentaires pré- syn- et post- rift ainsi que les mélanges ophiolitiques présents dans la zone d'initiation de la collision.

Cette étude a permis de proposer un nouveau modèle structural 3D de la zone d'initiation de la collision à Taïwan ainsi que des trajets d'exhumation des différentes unités de la chaîne. Un nouveau modèle schématique d'initiation de la collision est également proposé depuis le stade de subduction jusqu'au stade mature de la collision.

5. Organisation de la thèse

Afin de présenter les travaux que j'ai réalisés durant ma thèse, ce manuscrit a été découpé en 6 chapitres.

Le **Chapitre 1** présente le contexte géologique de Taïwan en faisant la synthèse des grands évènements géodynamiques ayant marqué le SE de l'Asie ainsi que Taïwan. Les différentes unités de Taïwan ainsi que leur stratigraphie sont ensuite synthétisées ainsi que les différentes données disponibles concernant la déformation, la thermochronologique et la thermo-barométrique et la structure profonde de la chaîne.

Le **Chapitre 2** décrit les matériels et méthodes utilisés durant ce travail de thèse. Il s'agit dans un premier temps de définir la méthodologie de travail sur le terrain. Dans un deuxième temps, les méthodes analytiques sont décrites comme les analyses roche totale, les analyses microsondes et la spectrométrie Raman. Les différentes méthodes de calcul de thermométrie (RSCM et chlorite) et de thermo-barométrie (chlorite-phengite et modélisations Perple_X) sont également détaillées. Enfin le traitement de toutes ces données et la fabrication de bases de données associées sont synthétisés.

Le **Chapitre 3** présente les résultats et les interprétations d'un modèle tectonique et structural du sud de Taiwan, dans la zone d'initiation de la collision. Les données de terrain, thermométriques et thermo-barométriques y sont décrites et interprétées au regard des études existantes afin de proposer un nouveau modèle 3D de la zone d'initiation de la collision ainsi que des trajets et des modes d'exhumation des différentes unités. Ce chapitre est la partie centrale de cette thèse et a monopolisée la majeure partie des efforts.

Le **Chapitre 4** propose d'étudier la Yuli Belt qui est l'unité contenant les blocs de haute pression. Nous proposons une ré-interprétation des contours et du découpage en sous-unités de cette formation ainsi que des modes de déformation. Cette étude de terrain et de la déformation est accompagnée par un travail microstructural, pétrographique ainsi que géochimique dans le but de déterminer les conditions métamorphiques ainsi que les sources des roches de cette unité.

Le **Chapitre 5** vise à étudier les deux mélanges ophiolitiques de Taïwan situés dans des positions structurales très différentes. Je présente dans un premier temps une synthèse géochronologique et des conditions métamorphiques enregistrées par ces mélanges. Dans un second temps, je compare la composition géochimique des basaltes dans les mélanges avec d'autres basaltes dans le sud-est de la Chine afin de proposer des sources à ces mélanges.

Le **Chapitre 6** présente la discussion générale de cette thèse afin de mettre en lien les observations et les interprétations des différents chapitres. L'objectif est de discuter les processus de formation d'une chaîne de montagnes et de proposer un nouveau modèle tenant compte des déformations extensives et décrochantes.

Introduction générale

Introduction générale

Préface historique

De nombreuses publications scientifiques traitent de la chaîne de Taïwan. Cependant, les premières études de cette chaîne ont été conduites il y a fort longtemps, et il m'a paru intéressant de présenter l'histoire des différentes colonisations qui ont rythmé l'histoire de Taïwan et l'avancée de la cartographie dans le même temps.

L'histoire de Taïwan est une histoire complexe, de par son insularité et du fait des nombreuses colonisations qui ont rythmé son histoire. Les premiers habitants de Taïwan sont des Proto-Austronésiens qui sont aujourd'hui appelés « Aborigènes », et représentent seulement 2% de la population actuelle de Taïwan.

Les premiers européens à découvrir Taïwan sont les portugais en 1542 qui ont baptisé cette île Formosa qui signifie « belle île » en portugais. A partir de 1593, les Japonais font plusieurs tentatives de colonisation mais sans résultat. C'est finalement les hollandais qui colonisent les premiers Taïwan de 1624 à 1662. La carte réalisée par les navigateurs hollandais en 1625 (*Illu. 1a*) est la première carte représentant Taïwan sous la forme d'une île unique. Avant cette représentation, Taïwan était dessinée comme 3 îles séparées. Par la suite, Johannes Vingboons (également hollandais) a réalisé une carte (*Illu. 1b*) en 1640 mettant en évidence la présence de la chaîne de montagne sur la partie est de l'île et de la plaine côtière sur la partie est.

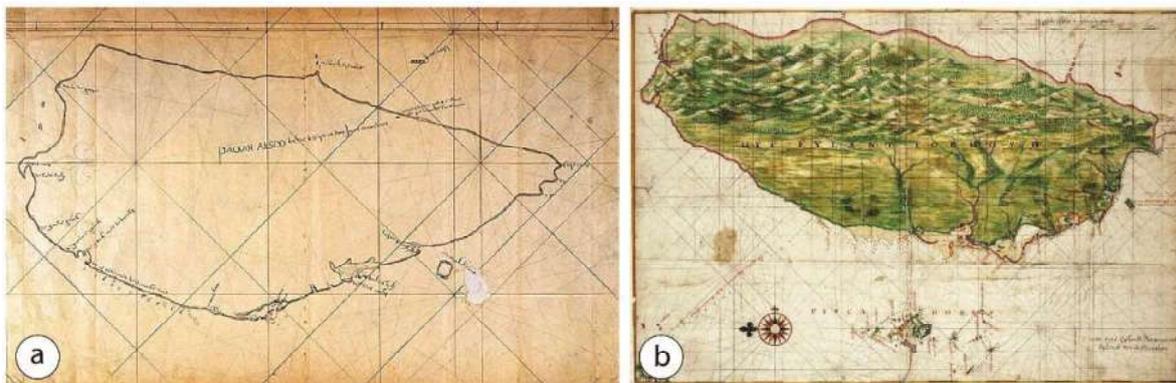
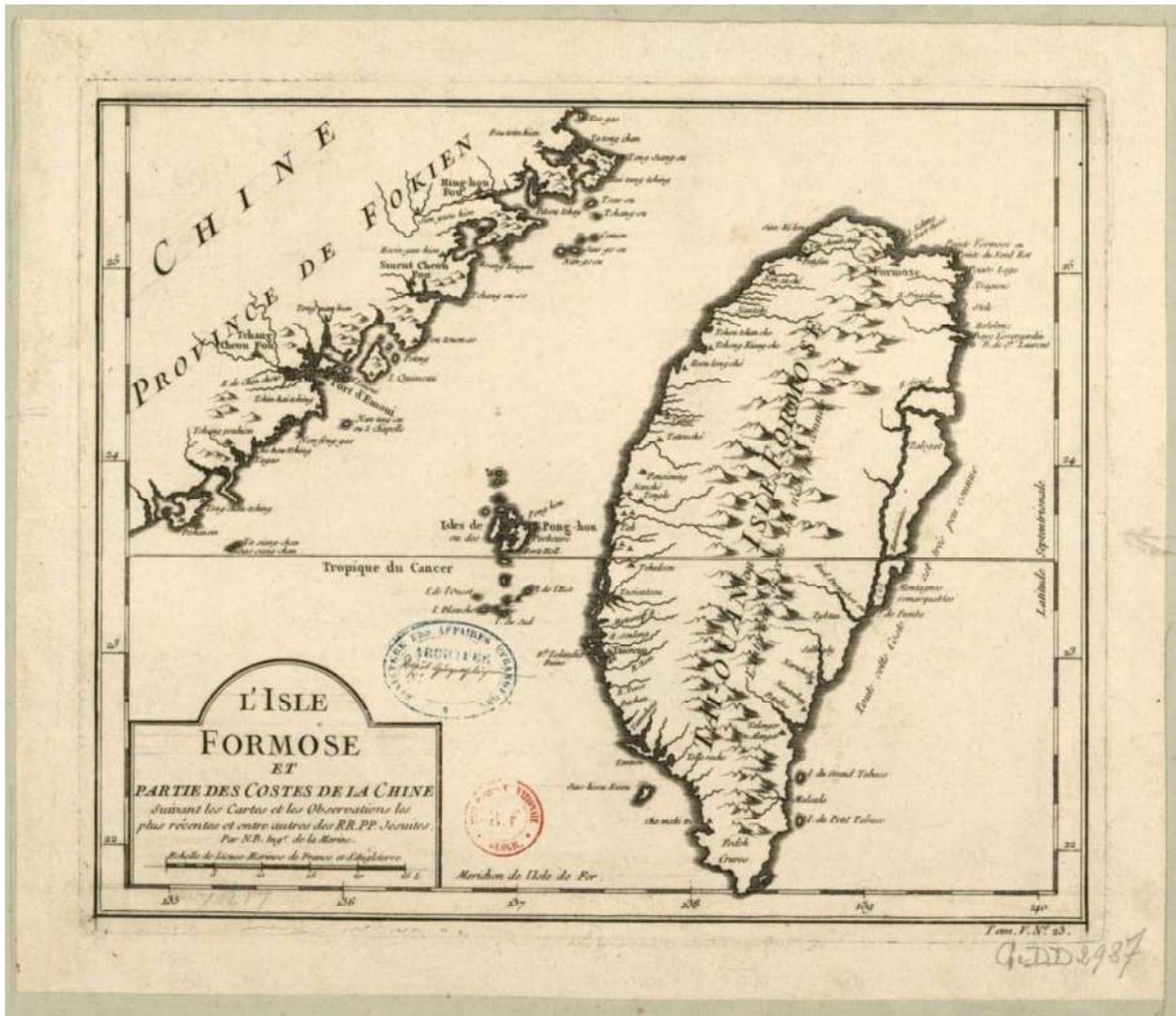


Illustration 1 : (a) Carte de Formosa (Taïwan) de 1625 réalisée par des navigateurs hollandais. (b) Carte de l'île de Formosa et des îles Pescadores réalisée en 1640 par Johannes Vingboons qui était un cartographe et peintre à l'aquarelle hollandais.

Les hollandais sont ensuite chassés par les chinois en 1662 qui vont régner sur Taïwan pendant plus de 200 ans et une immigration très importante se met en place de la Chine vers Taïwan.



Source gallica.bnf.fr / Bibliothèque nationale de France

Illustration 2 : Carte française de 1703-1772 de l'île de Formose et des côtes chinoises. On peut observer que l'île est appelée TAI-OUAN ou Isle Formose. Il est indiqué sur la carte que la partie est de l'île est mal connue.

Durant cette époque, un cartographe français a effectué une carte de Formosa et des côtes chinoises entre 1703 et 1772 (*illu. 2*). Sur cette carte, l'île est appelée TAI-OUAN ou Isle Formose. On y remarque également que la chaîne de montagnes est cette fois bien identifiée au centre de l'île tandis que dans la partie est, la vallée longitudinale est bien tracée. En 1868, une autre carte française est produite (*illu. 3*) avec des tracés de côte plus justes venant d'un amiral anglais, et présentant la répartition des différentes tribus, présentes seulement à l'est de Formose. Du fait de la très forte colonisation des chinois, les aborigènes sont donc forcés de se replier dans les montagnes au centre, à l'est et au sud de Taïwan (*illu. 3*). A l'heure actuelle, les habitants autochtones sont encore présents dans ces parties de l'île.

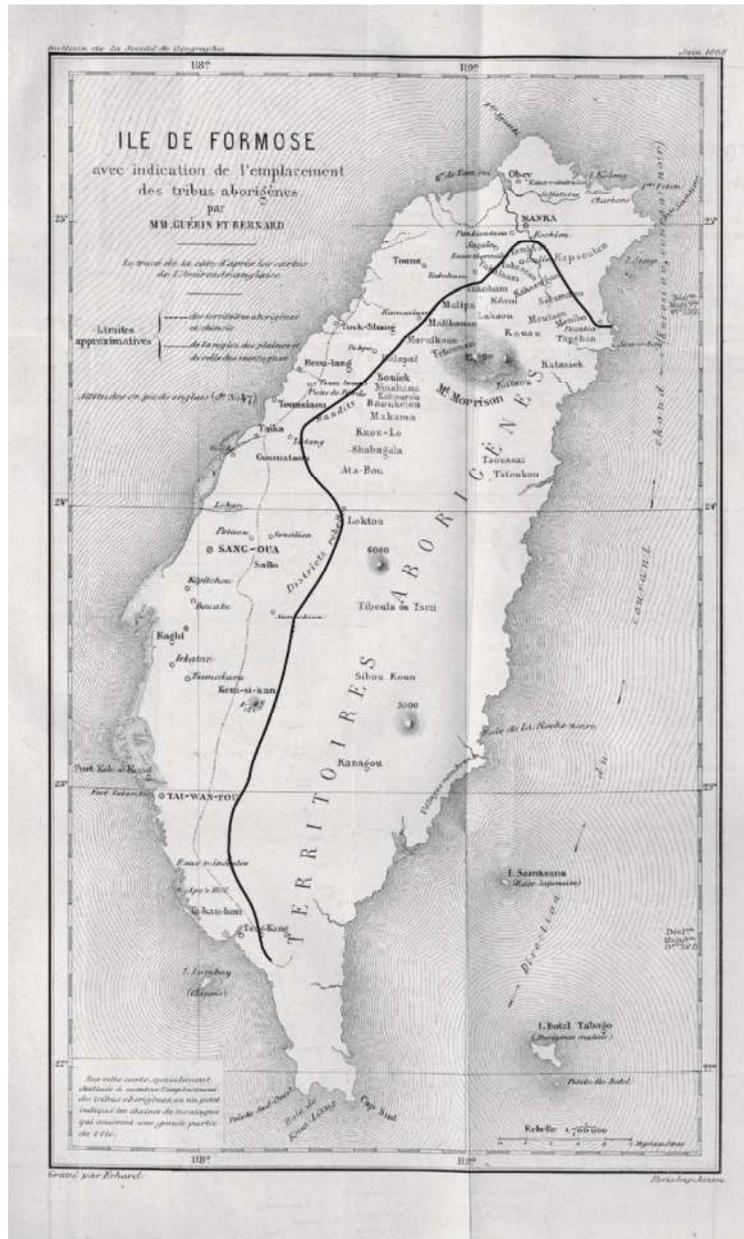


Illustration 3 : Carte française de l’île de Formose avec indication de l’emplacement des tribus aborigènes réalisée en 1868 réalisée par Mr Guérin et Bernard.

Après la défaite de la Chine en 1895, Taïwan est cédée aux Japonais. Pendant plus de 50 ans, Taïwan est aux mains des japonais jusqu’en 1945 où la fin de la guerre fait repasser Taïwan sous le joug chinois. Une deuxième vague migratoire importante se déroule à partir de ce moment. Aujourd’hui, le statut de Taïwan est très particulier, sous tutelle chinoise officielle mais très indépendant, les tensions politiques se sont transformées en tensions militaires.

Pendant la colonisation des japonais, la cartographie de Taïwan fait un grand pas avec la production d’une carte géologique de très bonne qualité en 1926 (*Illu. 4*), représentant de manière très détaillée les différents grades métamorphiques dans le sud et l’est de l’île, notamment avec de nombreuses

Préface historique

campagnes et l'ouverture de routes permettant de traverser la chaîne d'ouest en est dans le sud de l'île.

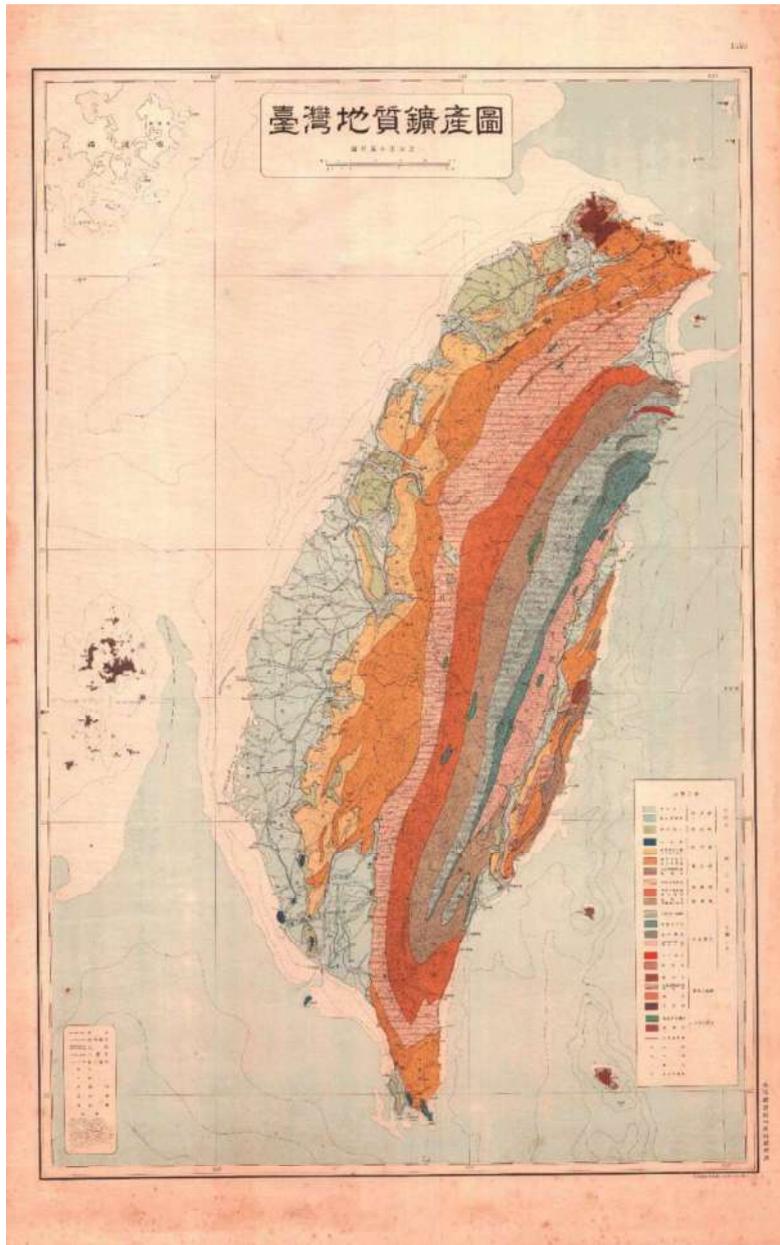


Illustration 4 : Carte géologique et métamorphique des Japonais en 1926. Cette carte présente les différentes lithologies et les grades métamorphiques d'une façon très détaillée.

En 1935 les japonais produisent également une carte topographique (*Illu. 5*) très proche de la réalité.

Préface historique

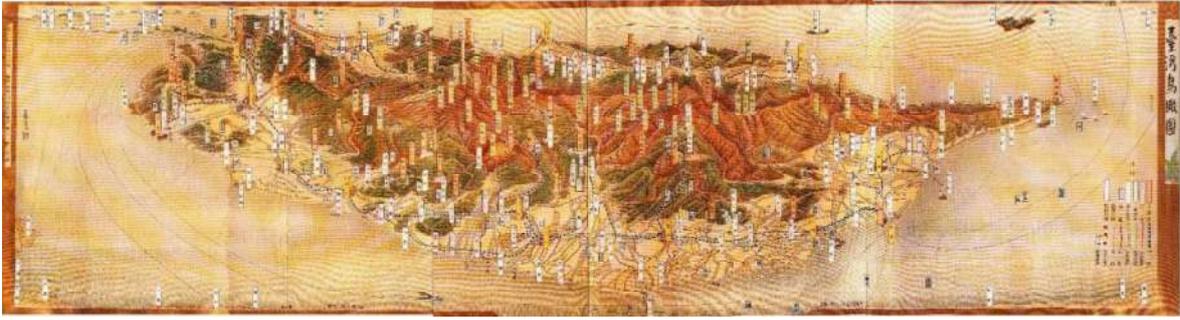


Illustration 5 : Carte topographique des japonais en 1935

Enfin en 2000, une carte géologique est produite par le bureau géologique de Taïwan (*Illu. 6*) et cette carte fait référence pour toutes les publications sur la chaîne taïwanaise. Cette carte présente des limites très bien définies selon une classification stratigraphique mais n'est pas la plus précise sur les structures tectoniques.



Illustration 6 : Carte géologique au 1 : 500 000 de Taïwan publiée par le central geological survey, ministère des affaires économiques.

Préface historique

Chapitre I : Etat de l'art

Table des matières

1. Géodynamique et cinématique de l'Asie du Sud Est et de la région de Taïwan	29
1.1. Subduction Yenshanienne	33
1.2. Evolution et architecture de la Mer de Chine du sud et de sa marge nord.....	36
1.3. Arc volcanique de Luçon et subduction de Manille	41
2. La collision arc-continent à Taïwan.....	44
2.1. Taïwan, un laboratoire pour étudier les différentes étapes de la collision	44
2.2. Imagerie en profondeur à Taïwan et en Mer de Chine du sud	49
2.2.1. Les profils sismiques	49
2.2.2. Isotropie mantellique, flux de chaleur et anomalies gravimétriques.....	53
3. Géologie et structure de Taïwan.....	59
3.1. Grandes unités et contacts tectoniques à Taïwan	60
3.2. Détail de la géologie des différentes unités.....	64
3.2.1. Plaine Côtière (CP)	64
3.2.2. Piémonts de l'Ouest (WF)	64
3.2.3. Chaîne de Hsuehshan (HR).....	64
3.2.4. Chaîne Centrale (CR).....	65
3.2.5. Chaîne Côtière (CoR).....	67
3.2.6. Mélanges ophiolitiques de Kenting et de Lichi (KM et LM).....	69
4. Datations et métamorphisme.....	72
4.1. Thermochronologie	72
4.2. Métamorphisme de la Central Range.....	75
5. Forçage climatique.....	80
5.1. Interactions Erosion-tectonique active-surrection	80
5.2. Risques naturels	83
6. Conclusion sur l'état de l'art et problématiques ciblées.....	84

L'île de Taïwan mesure 360 km de long (NNE-SSO) pour 150 km de large, et se trouve à 180 km à l'est de la Chine. La capitale, Taipei, se trouve au nord. Les plus hauts sommets de la chaîne de Taïwan sont situés à l'est de l'île dans le « Yu Shan » également appelé montagne de Jade et dont le sommet culmine à 3952 mètres. Dans ce chapitre, nous définissons les grands ensembles tectoniques à l'échelle du SE de l'Asie en détaillant les différents événements géodynamiques marquant l'histoire récente de cette partie du globe. Après avoir synthétisé les études tectoniques portant sur la Mer de Chine du sud, l'arc de Ryukru et l'arc de Luçon, nous nous attarderons sur le contexte géologique de Taïwan.

De très nombreuses études ont été conduites sur la chaîne de Taïwan mais également sur la Mer de Chine du sud appelée aussi « South China Sea » (SCS). De nombreuses missions de terrain ont été conduites à Taïwan afin de déterminer les structures de la chaîne en surface à travers des études sédimentaires, structurales, pétrologiques et géomorphologiques. Afin de déterminer les structures en profondeur de la chaîne de Taïwan ainsi que de la SCS, des études géophysiques ont également été conduites comme la sismique réflexion, l'isotropie sismique, la mesure du flux de chaleur en surface et la gravimétrie. Afin de déterminer une chronologie dans les événements, de nombreuses datations ont été réalisées en utilisant notamment des méthodes de thermo-chronologie car la chaîne de Taïwan est majoritairement composée de métasédiments. Pour retracer les chemins Pression-Température (P-T) empruntés par les différentes unités de la chaîne et leurs sources, c'est-à-dire la provenance des différents blocs composant ces unités, des études géochimiques ont été conduites sur l'île de Taïwan ainsi que dans la Mer de Chine du sud par le biais de forages et de carottages. Enfin, dans le but de mieux comprendre les interactions entre la formation de la chaîne et le climat, de nombreuses études se sont intéressées aux phénomènes de précipitation, d'érosion et de surrection.

1. Géodynamique et cinématique de l'Asie du Sud-Est et de la région de Taïwan

Afin de comprendre au mieux la chaîne de Taïwan et le contexte géodynamique associé, il est primordial de s'intéresser en premier lieu à la cinématique à l'échelle du SE de l'Asie. La chaîne de Taïwan résulte de la collision oblique entre la marge passive Eurasiatique et l'arc volcanique de Luçon, localisé sur la plaque océanique des Philippines. Le modèle proposé par [Wu et al. \(2016\)](#) à l'échelle du SE de l'Asie présente une suite de reconstitutions depuis 50 Ma centrée sur la plaque océanique des Philippines (**Fig. 1**). Ces reconstitutions montrent la complexité de la zone qui présente une multitude de plaques tectoniques dont les principales sont les plaques Eurasiatique, Indo-Australienne, Pacifique et Philippines. D'autres plaques océaniques sont également proposées mais leur reconstruction demeure difficile du fait qu'elles soient passées en subduction et ne sont pas observables aujourd'hui. En effet, cette zone présente un très grand nombre de zones de subduction dans des directions variées,

entraînant une tectonique très complexe. L'ouverture de la plaque océanique des Philippines se fait au détriment de ces tronçons de lithosphère océaniques subductées depuis 50 Ma. Dans un même temps, la plaque Pacifique subducte sous l'Asie au niveau du Japon et la Mer de Chine du sud s'ouvre entre la plaque Philippines et le continent Eurasien. Afin d'accommoder ces mouvements tectoniques, de grandes limites de plaque décrochantes se mettent en place notamment au niveau de la bordure ouest de la plaque Philippines (**Fig. 1**).

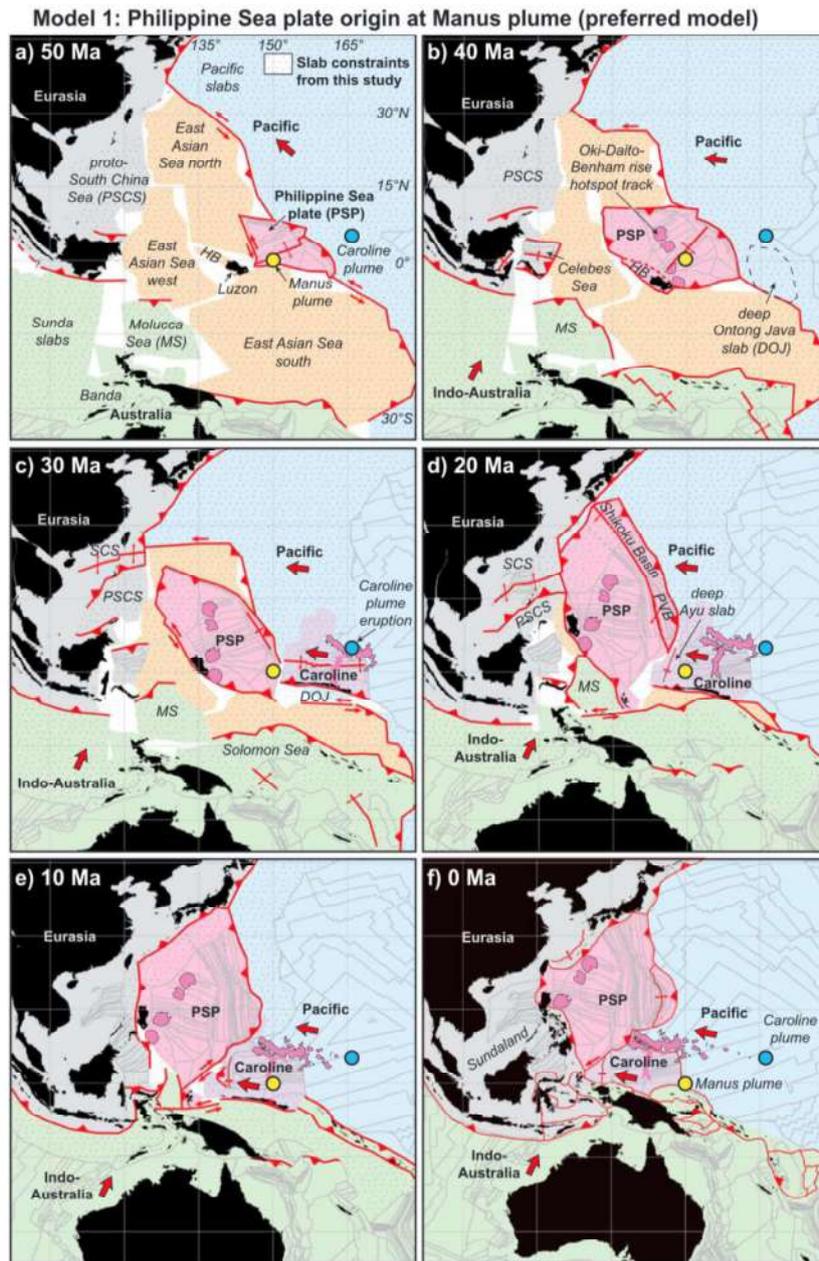


Figure 1 : Reconstruction cinématique centrée sur la plaque océanique des Philippines. Modèle et figure de [Wu et al. \(2016\)](#).

La reconstruction cinématique de [Stephan et al. \(1986\)](#) est focalisée sur la Mer de Chine du sud, l'arc volcanique de Luçon et la chaîne de Taiwan et permet de présenter les grands évènements

marquant cette zone (**Fig. 2**). Elle montre l'ouverture de la Mer de Chine du sud (**Fig. 2 B, C**) associée progressivement à la mise en place de la subduction de Manille et de l'arc volcanique de Luçon associé. A la fin de la phase d'océanisation, la Mer de Chine du sud subducte dans la fosse de Manille, permettant le déplacement de l'arc de Luçon vers l'ouest et la mise en place de structures décrochantes associées (**Fig. 2 D, E**). Cette cinématique permet également de mettre en place la subduction Ryukyu qui voit subduiter la plaque des Philippines vers le nord.

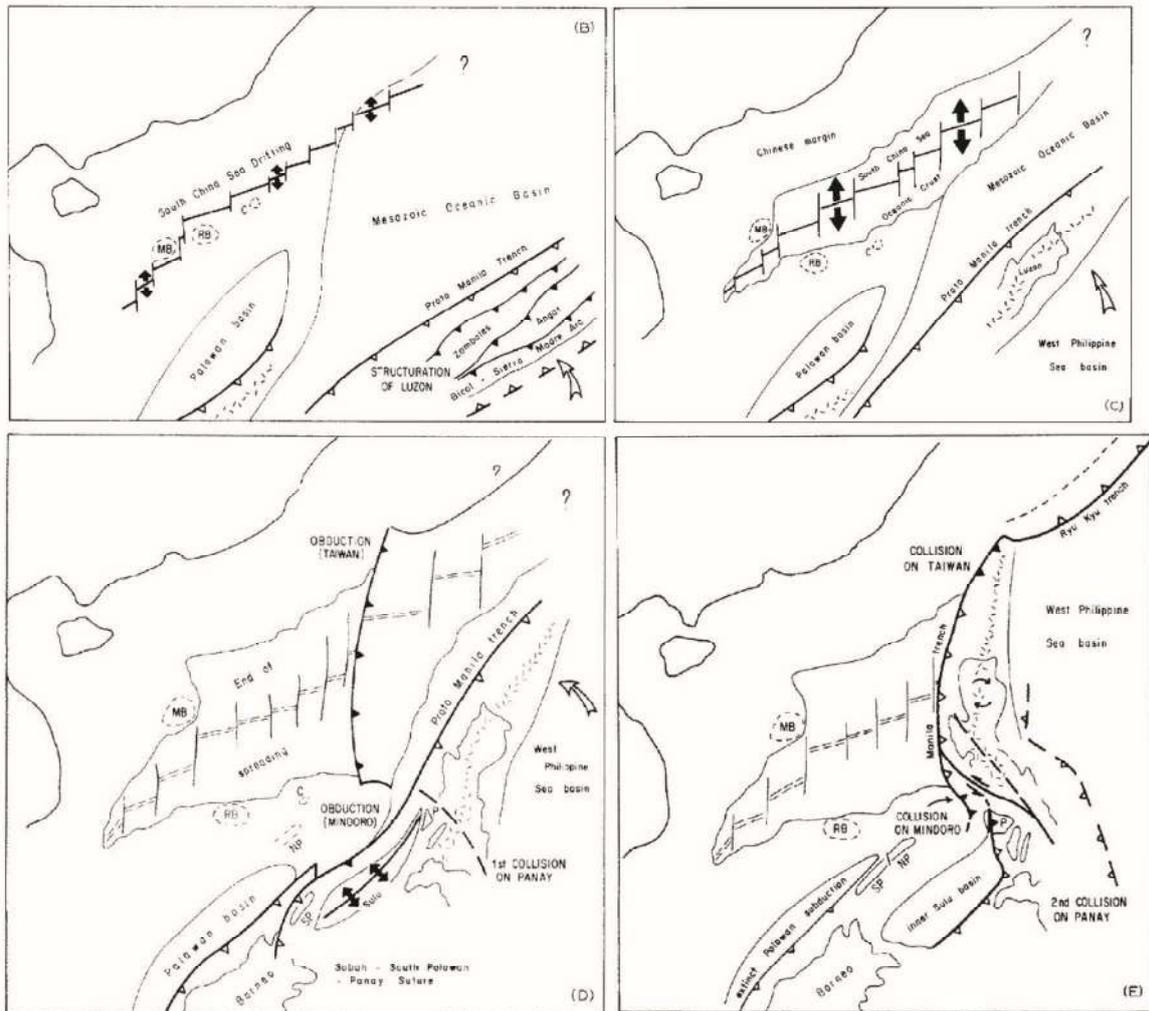


Figure 2 : Reconstructions cinématiques centrées sur la Mer de Chine du sud, l'arc de Ryukyu et la chaîne de Taiwan. Modèle et figure de [Stephan et al. \(1986\)](#).

Quand la partie nord de l'arc volcanique de Luçon entre en contact avec la marge Eurasiatique (**Fig. 3**), l'épaisseur lithosphérique des deux plaques entraîne la transition d'un contexte de subduction vers un contexte de collision et la chaîne de Taiwan se met en place.

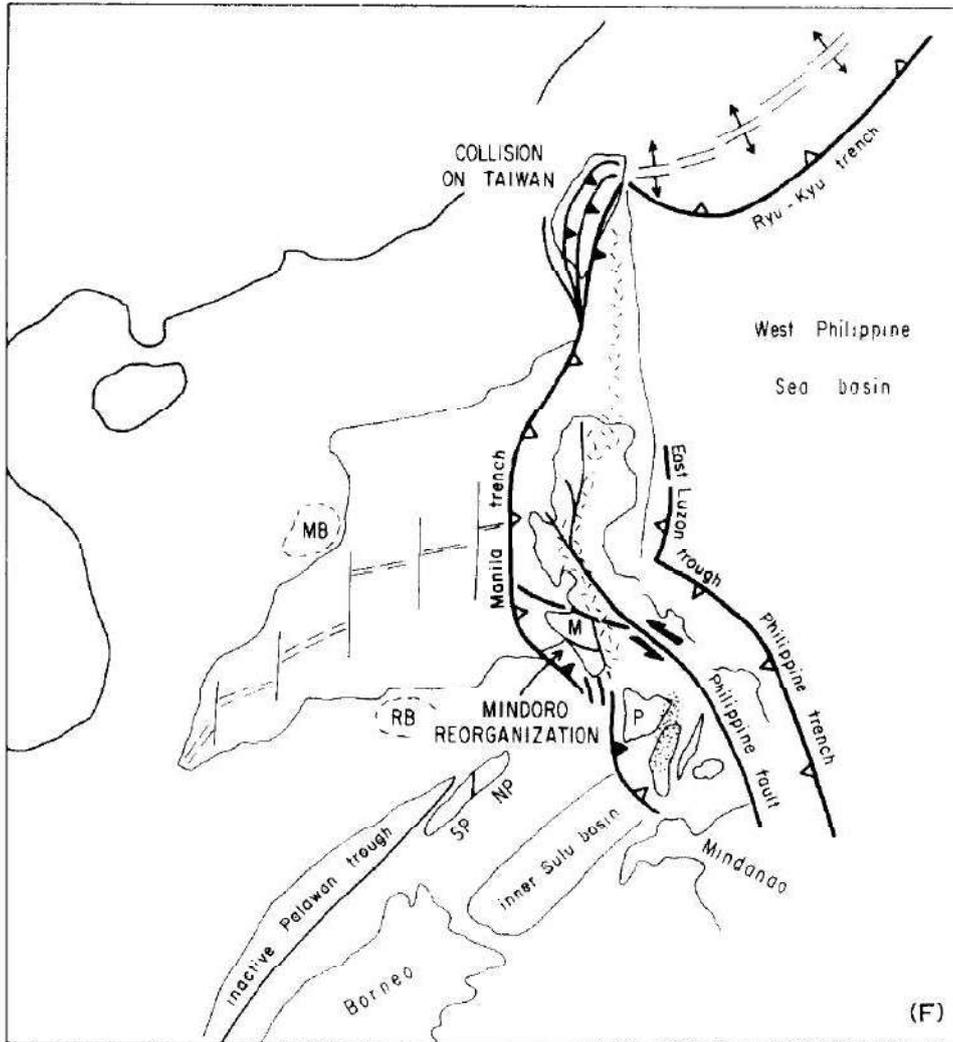


Figure 3 : Structures actuelles dans la Mer de Chine du sud, l'arc de Ryukyu et la chaîne de Taïwan. Modèle et figure de [Stephan et al. \(1986\)](#).

La chaîne de Taïwan résulte donc de la collision arc-continent entre la marge Eurasiatique et l'arc volcanique de Luçon. Cette chaîne présente un cycle de Wilson complet depuis la phase de rifting suivi d'une océanisation ayant formé la Mer de Chine du sud (SCS : South China Sea) ainsi que la marge continentale Eurasiatique ([Ru et Pigott, 1986](#)) jusqu'à la subduction de la Mer de Chine du sud puis la collision entre l'arc de Luçon et la marge Eurasiatique. Cette zone a donc connu une histoire complexe ante-collision.

En effet, les traces d'une subduction à vergence ouest sont présentes sur la marge Eurasiatique, dans le SE de la Chine ainsi qu'à Taïwan aux alentours de 90-110 Ma ([Charvet et al., 1994](#)).

Cet épisode de convergence est ensuite suivi d'une inversion et d'une phase de rifting. L'extension se poursuit jusqu'à la rupture continentale à l'Eocène/Oligocène inférieur puis la formation de la croûte océanique de la Mer de Chine du sud entre l'Oligocène inférieur et le Miocène moyen ([Briais et al., 1993](#)). Cette période d'océanisation prend fin aux alentours de 15-20 Ma ([Barckhausen et al.,](#)

2014 ; Hsu et al., 2004) selon la localisation. Ce n'est qu'à partir de ce moment que la convergence est réactivée avec la mise en place de la subduction des Philippines (ex. Hall, 2002) qui fait subduire la Mer de Chine du sud (et probablement la proto-SCS (Holloway, 1982 ; Taylor et Hayes, 1982 ; Hall, 1996) sous la plaque océanique des philippines (PSP : Philippines Sea Plate) à travers la fosse de Manille. Cette subduction sera suivie aux alentours de 6-7 Ma par la collision oblique entre la marge Eurasiatique et l'arc volcanique de Luçon qui a formé et qui forme toujours la chaîne de Taïwan.

Afin de comprendre la formation de cette chaîne de collision, il est donc important de bien comprendre les différentes étapes qui ont affecté cette zone avant le début de la collision. En effet, ces différents événements géodynamiques ont pu modifier de très nombreux paramètres comme l'épaisseur de la lithosphère, entraîner des zones de faiblesses (grandes failles), créer des mouvements asthénosphériques ou installer un régime thermique spécifique plus ou moins équilibré. Tous ces paramètres peuvent être déterminants et changer grandement les conditions de mise en place de la collision taïwanaise. Ils représentent la notion d'héritage. Plus généralement, la marge Eurasiatique présente une géométrie irrégulière, avec des bassins (dépôt sédimentaire important) et des hauts du socle (Mouthereau et al., 2001) qui présentent une variabilité très forte.

1.1. Subduction Yenshanienne

Comme évoqué précédemment, les traces d'une subduction à vergence ouest sont présentes sur la marge Eurasiatique, dans le SE de la Chine ainsi qu'à Taïwan aux alentours de 90-110 Ma (Charvet et al., 1994). Cet épisode Yanshanien (Zhou et al., 2006) voit subduire la paléo-plaque Pacifique sous la marge sud-est chinoise et entraîne la mise en place de nombreuses roches magmatiques sur cette marge, aussi bien en Chine que dans l'unité formant le socle de Taïwan (Ernst, 1982). La répartition des granitoïdes en lien avec cet épisode (Fig. 4) montre une distribution spatiale importante durant l'évènement Yanshanien inférieur (190-140 Ma) tandis que l'évènement Yanshanien (140-70 Ma) supérieur est cantonné aux zones côtières.

La majeure partie de ces granitoïdes est associée à d'importantes ressources minières (Xie et al., 1996 ; Wang et Zhou, 2002) comme des gisements de W (Tungstène), Sn (Étain), U (Uranium), Nb-Ta (Niobium-Tantale), REE (Rare Earth Element : terres rares), Sb (Antimoine) et Hg (Mercure). Ces mêmes granitoïdes sont également présents dans l'unité formant le socle de Taïwan (Ernst, 1982).

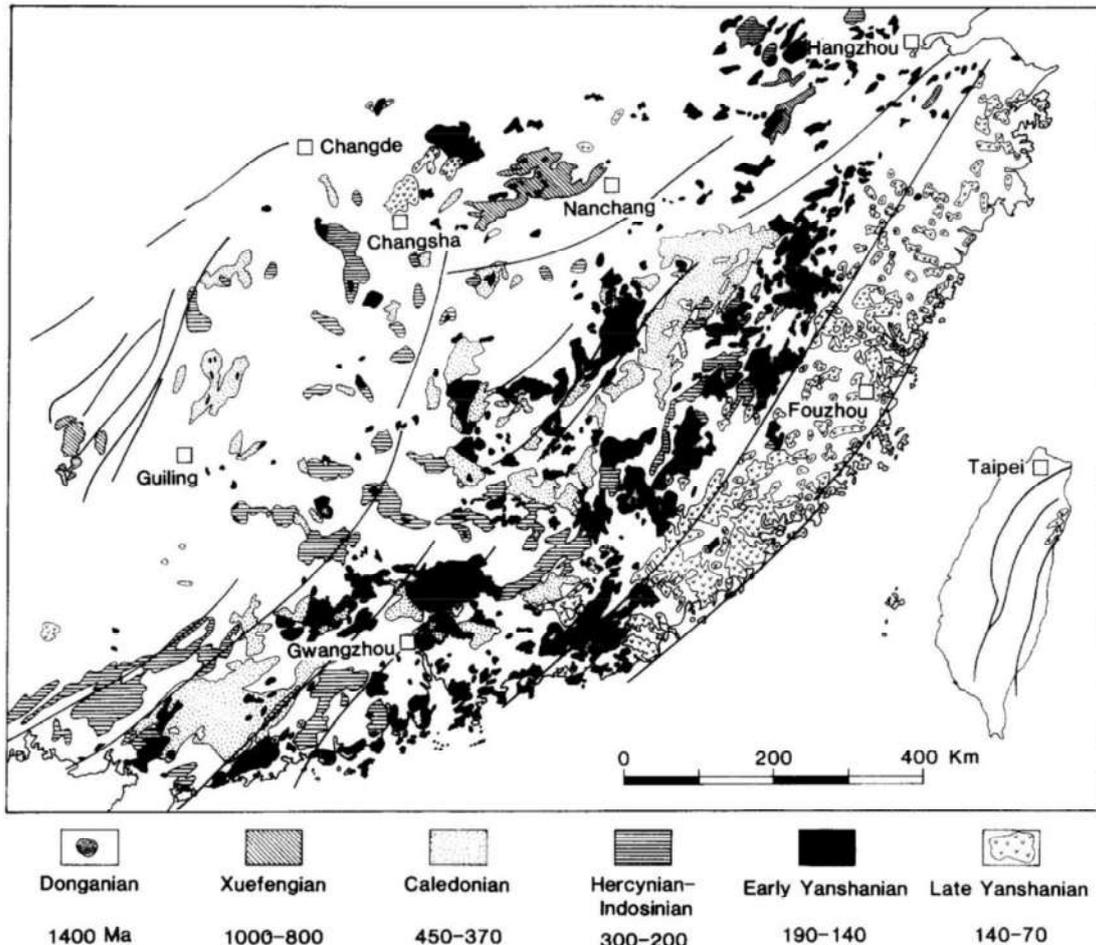
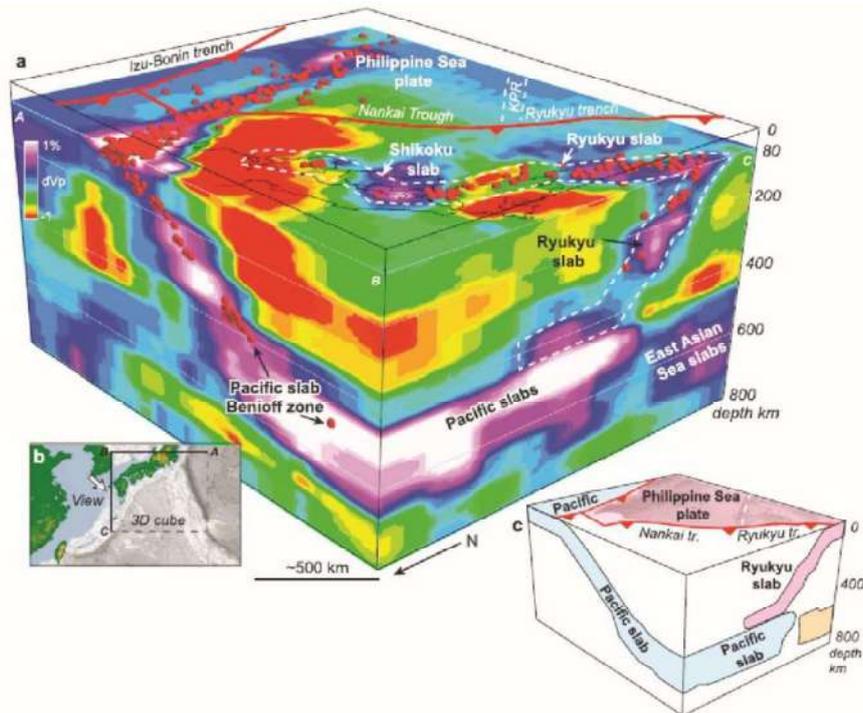
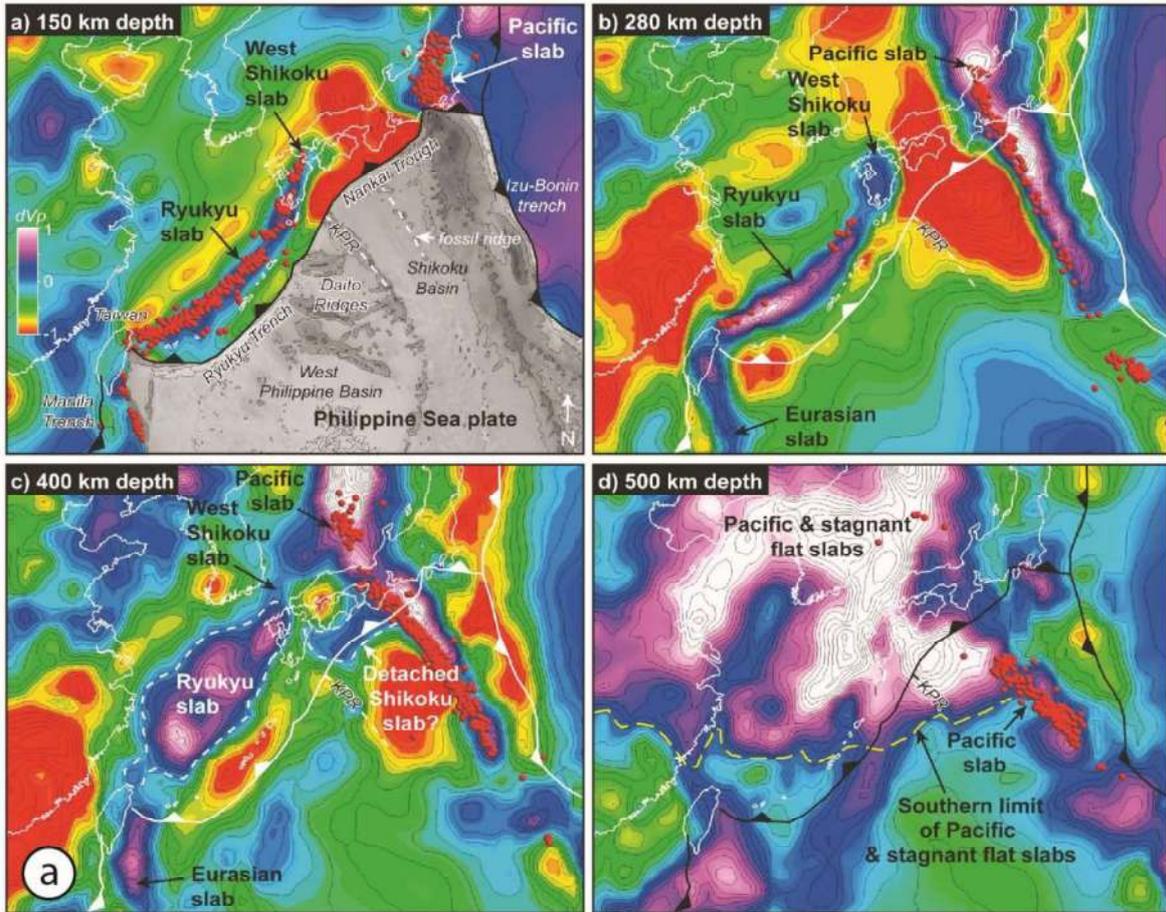


Fig. 2. Distribution of granitoids of different crystallization ages in part of the Yangtze Craton and in the Cathaysian foldbelts and Taiwan (modified after Guiyang (1979) and Nanjing (1980)). A general tendency of rocks younging towards the southeast is recognizable but the detailed age pattern is much more complicated. For instance, the great width of both the early and late Yanshanian magmatic arcs from near Changde to Taiwan (≥ 1000 km) cannot be explained by subduction processes alone. Deep fractures (heavy lines) represent sutures of microcontinents; many have been identified by the occurrence of ophiolitic melange (Hsü et al., 1987, 1988).

Figure 4 : Distribution des granitoïdes classés par âge de mise en place dans le SE de la Chine et au NE de Taïwan. Figure de [Jahn et al. \(1990\)](#).

Des études de tomographie sismique ont permis de mettre en évidence des portions de slab en profondeur sous le SE de la Chine, le Japon, la Mer de Chine du sud et la plaque des Philippines ([Wu et al., 2016](#)). La **Figure 5a** montre plusieurs cartes de données de tomographie sismique à plusieurs profondeurs. On peut y observer le slab de Ryukyu dont la limite sud est l'île de Taïwan ainsi que le slab Eurasien sous Taïwan et au SE. Enfin, à 500 km de profondeur, on distingue très clairement la présence du slab Pacifique qui est passé en subduction durant le Mésozoïque. Ces auteurs ([Wu et al., 2016](#)) proposent également une représentation en 3D permettant de comprendre les structures de ces slabs en profondeur (**Fig. 5b**).



(b)

Figure 5 : (a) Cartes de tomographie sismiques à différentes profondeurs dans le SE de l'Asie. Les sphères rouge représentent la sismicité projetée en dessous de 20 km. (b) Représentation des slabs sur un bloc 3D centré sur le Japon. Figures de [Wu et al. \(2016\)](#).

1.2. Evolution et architecture de la Mer de Chine du sud et de sa marge nord

La Mer de Chine du sud s'est formée par une étape de rifting, suivie d'une courte océanisation. Cette mer est composée de 3 parties qui sont la marge continentale nord (marge Eurasiatique), le bassin océanique et la marge continentale sud.

La compréhension de cette Mer de Chine du sud est un point clef dans la compréhension de la collision taïwanaise. En effet, les mélanges ophiolitiques de Taïwan (Lichi et Kenting) ainsi que la Yuli Belt (unité de haute pression) présentent des serpentinites, basaltes et gabbros dont l'origine est encore discutée. Il est donc important de connaître la chimie des roches de la Mer de Chine du sud car la lithosphère océanique de cette plaque est entrée en subduction avant l'épisode de collision taïwanais qui fait intervenir l'arc volcanique de Luçon et la marge nord de la Mer de Chine du sud. Les roches basiques de ces mélanges ophiolitiques pourraient donc provenir de cette plaque océanique.

Différents auteurs ont daté la mise en place de la cette mer (**Fig. 6**), majoritairement grâce aux anomalies magnétiques (Taylor et Hayes, 1983 ; Briaies et al., 1993 ; Hsu et al., 2004 ; Yao et al., 1997 ; Barckhausen et al., 2014) et une compilation des datations a été réalisée par Lin et al. (2019). La SCS s'est ouverte progressivement depuis le SW vers le NE avec des âges de 31-20.5 Ma au SW (Barckhausen et al., 2014) et 37-15 Ma au NE (Hsu et al., 2004), même si l'accrétion océanique reste mal contrainte vers Taïwan.

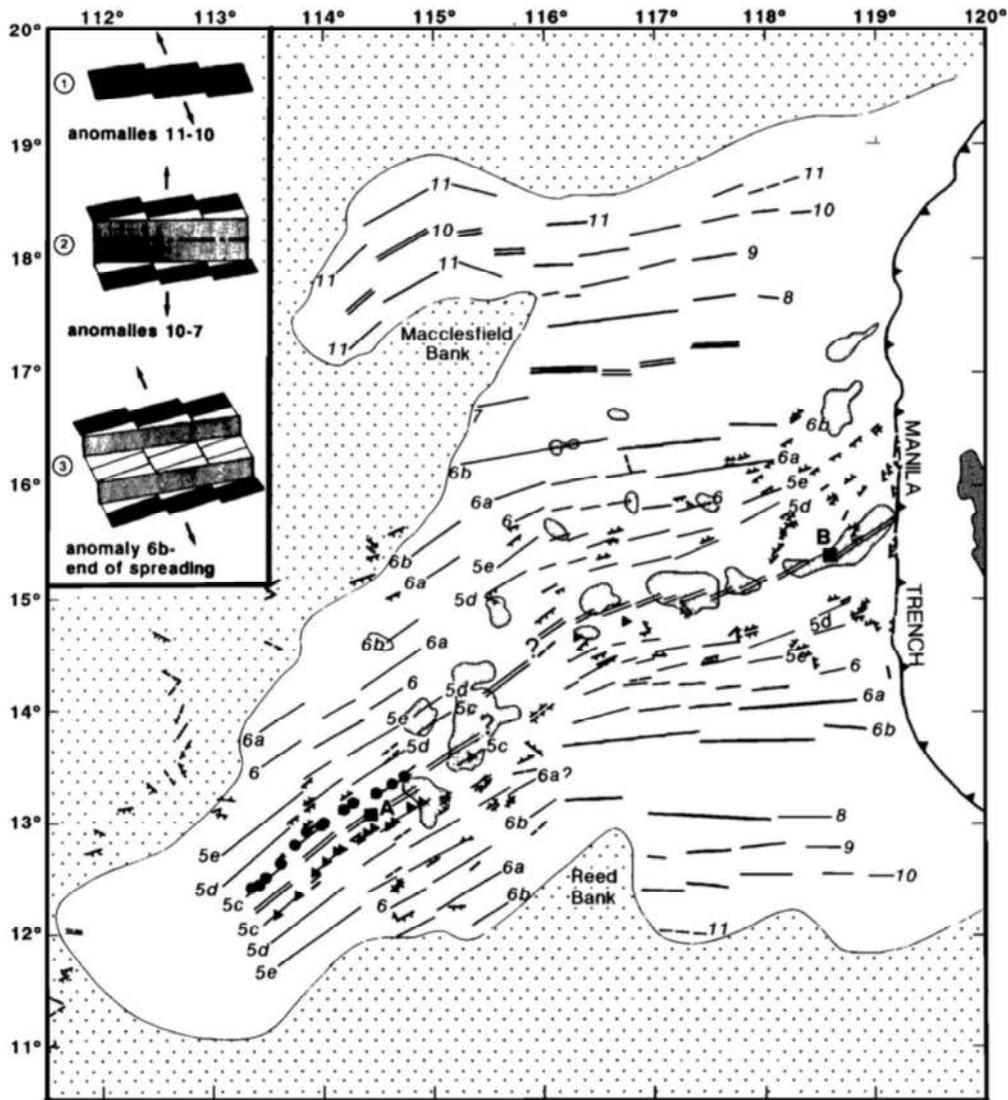


Figure 6 : Carte des inéations magnétiques et des failles en Mer de Chine du sud. Les sketches 1 à 3 représente l'évolution de la géométrie de la ride. Figure de [Briais et al. \(1993\)](#).

[Brune et al. \(2016\)](#) ont effectué une synthèse des principales structures en Mer de Chine du sud (**Fig. 7**) ainsi qu'un calendrier simplifié des différentes étapes de formation de cette Mer. Les coupes de la marge nord et sud présentent des structures très différentes. En effet, la marge nord possède une zone de fort amincissement au niveau de la zone de necking qui est accompagnée par des épaisseurs de dépôts syn-rift beaucoup plus importantes que sur la marge sud.

La transition océan-continent est moins abrupte sur la marge nord et la marge distale présente également une partie basale composée de manteau serpentinsé.

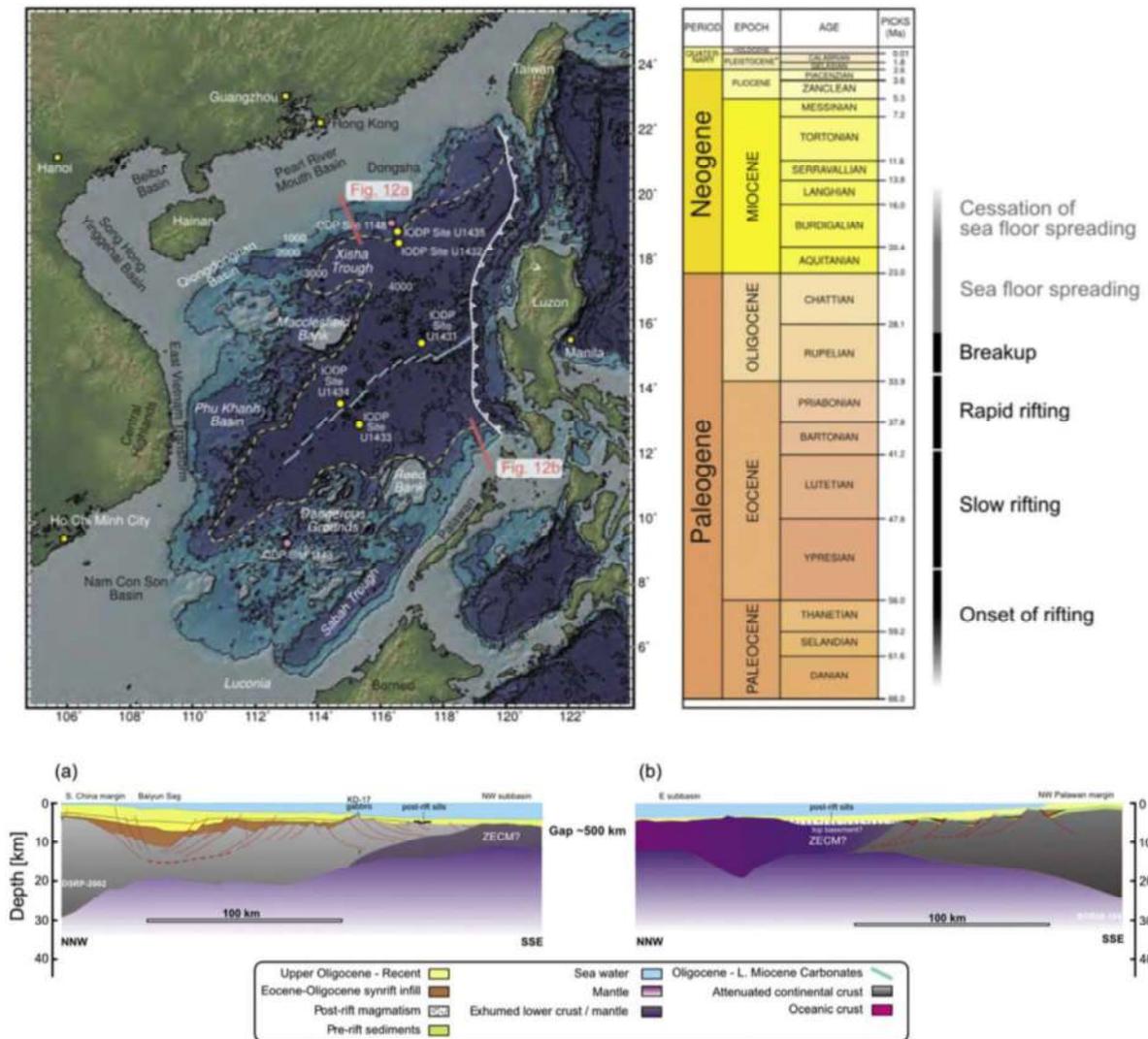


Figure 7 : Carte bathymétrique de la Mer de Chine du sud montrant les principales structures. L'échelle des temps géologiques synthétise les différentes étapes de la mise en place de la Mer de Chine du sud depuis le début du rifting jusqu'à la fin de l'océanisation. Les deux coupes sont localisées sur la carte et présentent la structure des marges nord et sud de la Mer de Chine du sud, basée sur des profils sismiques. Figure de [Brune et al. \(2016\)](#).

Plusieurs modèles ont tenté d'expliquer la formation de la mer de Chine du sud. Du fait qu'elle soit située entre les plaques Eurasiatique, Indienne, Australienne et Pacifique, une multitude d'hypothèses ont été proposées quant à sa formation. Cette multitude de modèles est due au fait que de nombreuses lithosphères océaniques sont passées en subduction mais également au contexte géodynamique compliqué de la zone. Les principales hypothèses sont les suivantes :

Extrusion : La collision entre l'Inde et l'Eurasie entrainerait la formation de la Ailaoshan–Red River fault (ASRR), avec une cinématique décrochante sénestre, et par conséquent l'extrusion du bloc Indochine vers le sud ([Tapponnier et al. 1982, 1990](#) ; [Briais et al. 1993](#) ; [Leloup et al. 1993](#) ; [Sun, 2016](#)). L'extrusion différentielle de ce bloc par rapport au sud de la Chine aurait entraîné l'ouverture de la Mer de Chine du sud.

Extension arrière arc : Ce modèle propose que la Mer de Chine du sud serait un bassin d'arrière arc de la marge Eurasiatique durant la subduction de la plaque Neotethys sous la plaque Eurasiatique (Hilde et al., 1977). D'après ce modèle, l'extension commencerait à 100 Ma (Hilde et al., 1997 ; Stern et Bloomer, 1992). Ce modèle ne prend pas du tout en compte l'extrusion du bloc Indochine entraînée par la collision entre l'Inde et la Chine.

Entraînement de la proto-SCS : Ce modèle propose qu'une proto-SCS serait passée en subduction sous les îles de Luçon et Sulu du Cretacé sup au Paléocène. La subduction de cette proto-SCS entraînerait une extension et une phase de rifting le long de la marge sud-est de la Chine et la formation de la Mer de Chine du sud (Holloway, 1982 ; Taylor et Hayes, 1982 ; Hall, 1996).

Plume mantellique : Le modèle impliquant un Plume est supporté par des données sismiques montrant une anomalie HT sous la Mer de Chine du sud (Huang et Zhao 2006 ; Zhao, 2007) et des données géochimiques sur des basaltes (Yan et al., 2008 ; Zou et Fan, 2010 ; Xu et al., 2012 ; Huang et al., 2013). Cependant, un plume mantellique n'est peut-être pas la force motrice majeure qui a initié l'ouverture de la SCS. Le Hainan plume pourrait être initié par la subduction à vergence ouest de la Neotethys (Sun, 2016).

Enfin certaines hypothèses proposent une combinaison des modèles de proto-SCS et d'extrusion et/ou de plume mantellique.

Les marges passives ont été étudiées depuis longtemps (Lister et al., 1986 ; Whitmarsh et al., 2001 ; Lavie et Manatschal, 2006) afin de comprendre quelles sont les déformations et l'évolution géodynamique dues aux épisodes de rifting puis d'océanisation mais également afin de mieux comprendre la transition continent-océan (COT : Continent Ocean Transition ; e.g. Manatschal et al., 2007) qui est à l'heure actuelle une problématique encore entière. Les structures sont également complexes car très variables d'une marge à l'autre. Les marges passives sont découpées en plusieurs parties qui sont la marge proximale qui représente la partie la plus proche du continent et la plus épaisse, la zone de « necking » qui est une zone d'amincissement et la marge distale qui représente l'extrémité la plus amincie dont une partie se trouve dans la COT. Durant l'extension, la déformation est accommodée par une série de failles normales et de blocs basculés qui viennent se connecter à un accident majeur, permettant l'exhumation du manteau. Durant son exhumation, le manteau va être déstabilisé et serpentinisé. Ce manteau serpentinisé est donc présent dans la COT.

Dans le cas de Taiwan, la marge Eurasiatique est passée de marge passive pauvre en magma à marge en collision. La structure de cette marge est représentée sous la forme d'un socle pré-rift, de sédiments syn-rift Eocène et Oligocène (49-23 Ma) puis de sédiments post-rift Miocène en contexte de marge passive (23-15 Ma) pour finir par des dépôts en contexte convergent (15-0 Ma) à partir de l'inversion tectonique (Fig. 8, Lin et al., 2019).

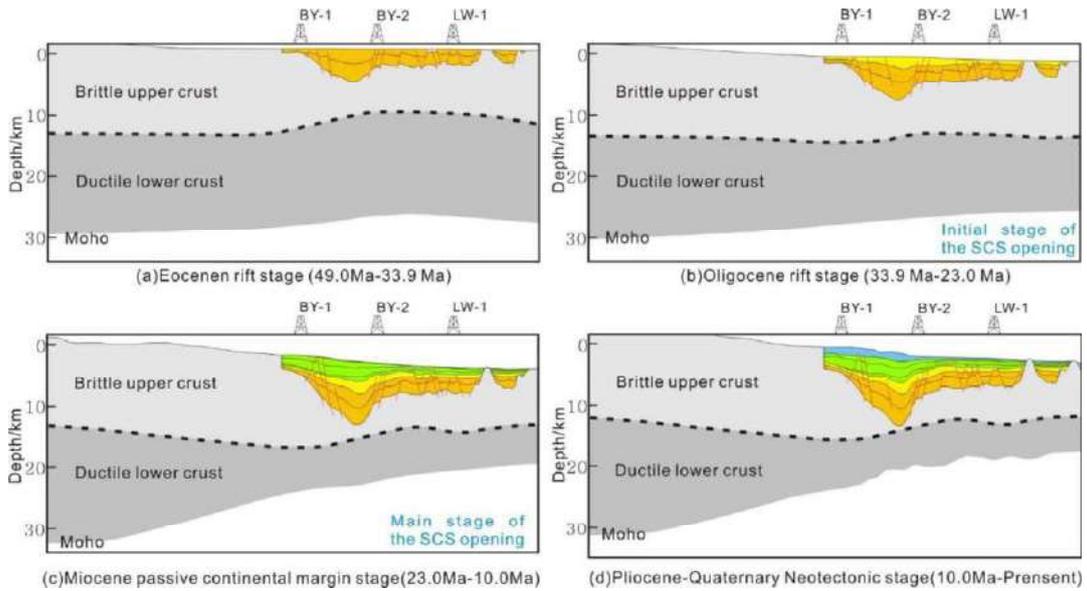


Figure 8 : Schémas des différentes séries déposées sur la marge nord-ouest de la SCS. Les dépôts syn-rift sont représentés en orange et en jaune, les dépôts sur la marge passive en vert et les dépôts syn-convergence en bleu. Carte de [Li et al., 2019](#).

Cette marge a fait l'objet de nombreuses études de sismique réflexion, gravité, flux de chaleur, des carottages IODP, des études des lithologies de la chimie des roches sur cette marge (à partir des forages) et de datations. Toutes ces études ont permis de reconstruire des représentations de la marge nord-ouest de la Mer de Chine du sud ([Fig. 9, Gao et al., 2015](#)). Etant donné que la chaîne de Taiwan est majoritairement composée de cette marge inversée, cette vision de la marge ante-inversion est essentielle à la compréhension, et à l'affectation des déformations au phénomène de collision ou à un héritage structural datant de la formation de la marge.

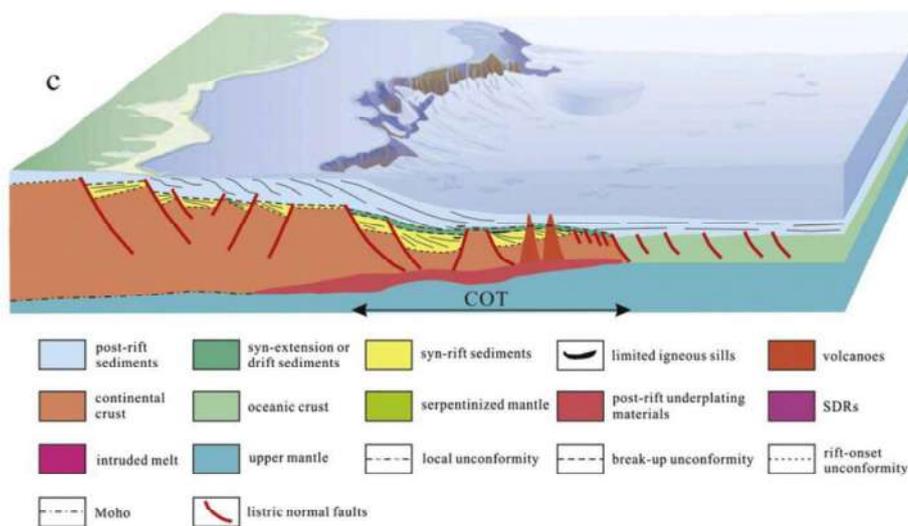


Figure 9 : Modèle de la marge nord-ouest de la SCS avec la COT (Continent Ocean Transition). On peut y observer la mise en place de volcans sous-marins dans la COT. Carte de [Gao et al. \(2015\)](#).

1.3. Arc volcanique de Luçon et subduction de Manille

L'arc de Luçon est un élément clef dans la compréhension de l'orogène taiwanais étant donné que c'est la collision entre cet arc et la marge Eurasiatique qui a formé la chaîne de Taïwan.

L'arc volcanique de Luçon est un chapelet d'îles (*Fig. 10*) pris entre deux subductions qui sont la fosse de Manille à l'ouest de Luçon et la fosse des Philippines à l'est. La fosse de Manille voit subducter la Mer de Chine du sud le long d'une subduction à vergence est. L'étude de la chimie des roches magmatiques de cet arc montre qu'elles se sont formées selon différents processus ([Maury et al., 1998](#) ; [Prouteau et al., 1999](#) ; [Shinjo, 1999](#) ; [Piercey et al., 2001](#)).

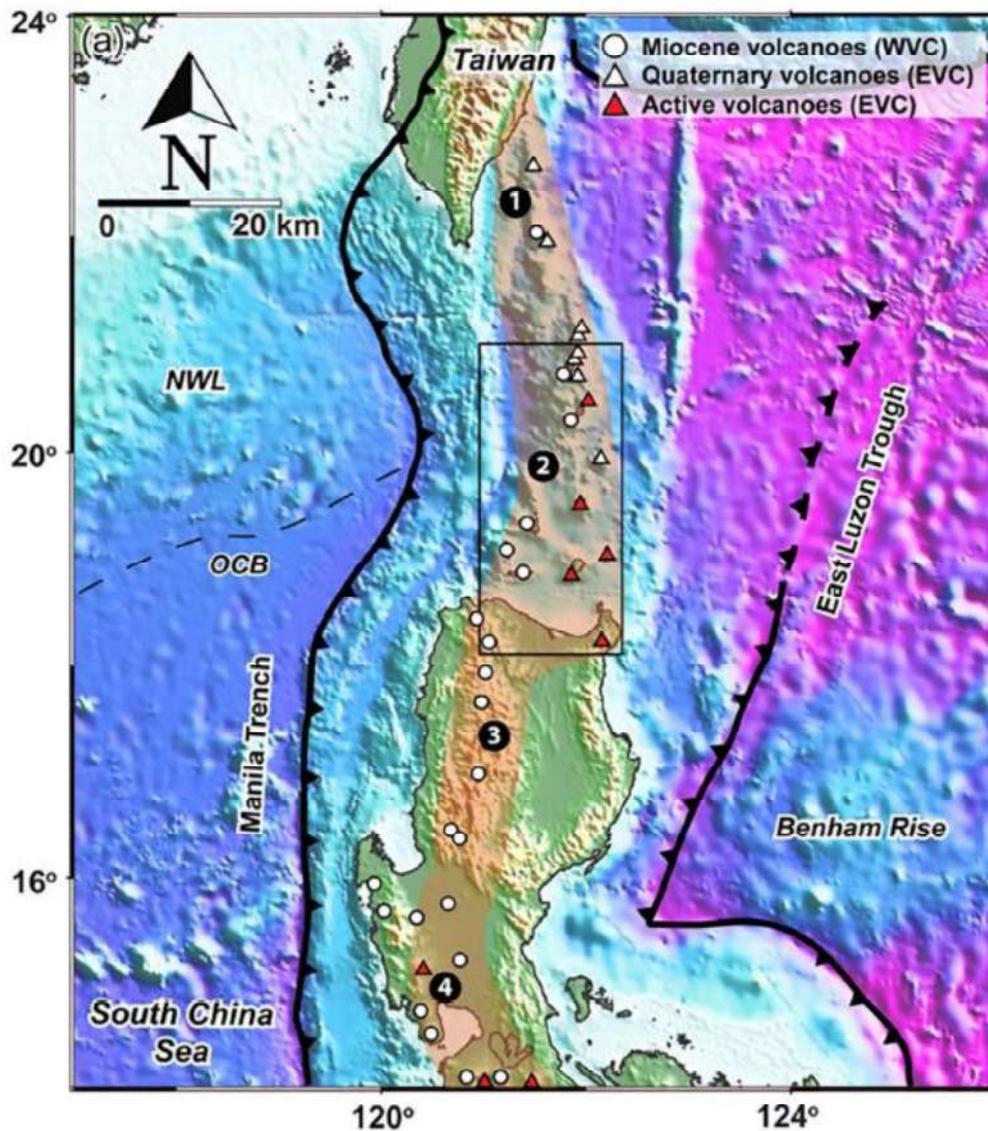


Figure 10 : Carte montrant les différents centres volcaniques, l'étendue de l'arc de Luçon ainsi que les structures tectoniques autour. Les nombres représentent les différents segments de l'arc 1. Taiwan, 2. Babuyan, 3. Northern Luçon et 4. Bataan. NWL : Northwest Luzon ocean bathymetric high ; OCB : Ocean Continent Boundary. Carte de [Valera et al., 2019](#).

Cet arc est essentiellement composé de séries pyroclastiques, de tuffs et de coulées basaltiques à andésitiques. Les éruptions se sont majoritairement produites dans un environnement océanique entre le Miocène moyen et supérieur (Lai et Song, 2013 ; Shao et al., 2015).

La source de ces roches serait un manteau de type MORB (Defant et al., 1990) avec un haut degré de fusion partielle ou une source précédemment appauvrie. Cependant, certains auteurs font état d'une composante liée à la subduction qui amènerait des fluides hydrothermaux dérivés du slab et même des sédiments terrigènes du plancher de la Mer de Chine du sud. C'est le cas de certaines roches de cet arc qui sont décrites comme des adakites (Maury et al., 1996 ; Prouteau et al., 2000 ; Defant & Kepezhinskas, 2001 ; Sajona et al., 2001 ; Gregoire et al., 2008), c'est-à-dire des roches issues de la fusion partielle du panneau plongeant.

Des ophiolites ont été identifiées à l'est et à l'ouest de Luçon (ophiolite de Zambales et d'Angat) et ces lithologies formeraient le socle autochtone de Luçon (Encarnacion et al., 1993). Des dunites sont également présentes. Ce sont des roches contenant plus de 90 % d'olivine et de petites quantités de pyroxène et de chromite et qui sont des roches d'origine mantellique.

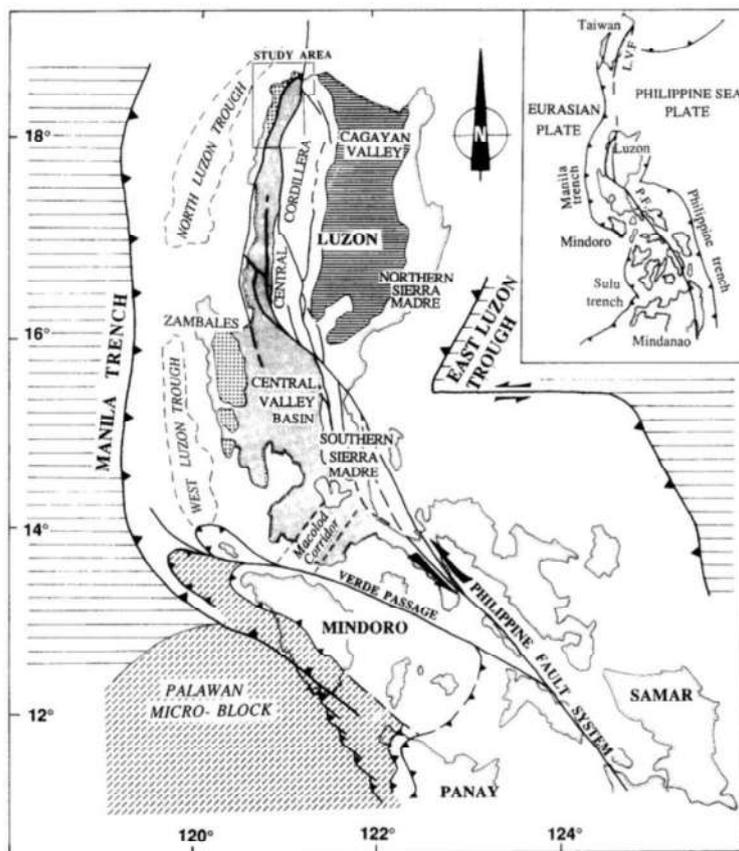


Figure 11 : Carte des principales structures de l'arc de Luçon avec notamment le Philippines Fault System qui présente une structure décrochante senestre majeure. Figure de Pinet et Stephan (1990).

La **Figure 11** présente les structures de l'arc de Luçon ainsi que la fosse de Manille à l'ouest. La partie nord de cet arc est affectée par une série de failles décrochantes sénestres qui semblent se prolonger vers le nord (Pinet et Stephan, 1990). Il est également proposé que ces structures décrochantes soient reliées à la zone de suture principale taïwanaise qui présente une cinématique très similaire.

En conclusion, cet arc possède donc un socle ophiolitique intrudé par des séries volcaniques. Ces séries sont en lien avec la subduction de Manille et ont une source mantellique mais également du slab subduit (adakites) et des sédiments terrigènes (Gregoire et al., 2008). Cet arc présente une croûte bien plus épaisse que la Mer de Chine du sud car elle est de 8-20 km pour la croûte océanique contre 20-25 km pour l'arc entrant en collision (Hao et al., 2008). C'est la raison pour laquelle il fait l'objet de butoir dans la collision taïwanaise.

2. La collision arc-continent à Taïwan

2.1. Taïwan, un laboratoire pour étudier les différentes étapes de la collision

L'orogénèse taïwanaise résulte de la collision oblique entre la marge passive NW de la SCS et l'arc volcanique de Luçon (Suppe, 1981 ; Davis et al., 1983 ; Dahlen et al., 1990). Les vitesses de rapprochement relatif entre les plaques Eurasiatique et Philippines sont d'environ 8-9 cm/an avec une orientation de $\sim 309^\circ\text{N}$ (Yu et al., 1997). La chaîne de Taïwan est un laboratoire unique pour étudier la formation des chaînes de montagnes car on peut y observer à l'actuel toutes les étapes d'une orogénèse (**Fig. 12, 13**) depuis la marge ante-inversion au sud de Taïwan vers la chaîne mature au centre de l'île, avec une propagation de la collision du nord vers le sud (Barr et Dahlen, 1989 ; Byrne et Liu, 2002 ; Malavieille et al., 2002 ; Sibuet et al., 2002 ; Sibuet et Hsu, 2004 ; Suppe, 1981 ; Teng, 1987, 1990 ; Willett et al., 2003) et des taux de propagation 20 à 90 mm/an (Byrne et Liu, 2002 ; Fuller et al., 2006 ; Liu et al., 2001 ; Lundberg et Dorsey, 1990 ; Simoes et Avouac, 2006 ; Suppe, 1981, 1984). Dans la partie nord de l'île, il est même possible d'observer l'effondrement de la chaîne avec des structures extensives post-collision qui ont pour origine principale l'extension arrière arc de la subduction Ryukyu (Suppe, 1981 ; Angelier et al., 1990 ; Letouzey et Kimura, 1986 ; Sibuet et al., 1987 ; Teng, 1996 ; Clift et al., 2008). Cette zone subduction à vergence nord voit passer la PSP sous la marge Eurasiatique.

La plupart des modèles proposent que cette chaîne se serait formée du fait de la compression WNW-ESE et l'accrétion de la marge Eurasiatique perpendiculairement à l'allongement de l'orogène (e.g., Barr et al., 1991 ; Barr et Dahlen, 1989 ; Dahlen et Barr, 1989 ; Kaus et al., 2008 ; Yamato et al., 2009), par le biais de grandes failles inverses enracinées au niveau de la croûte moyenne (Suppe, 1981 ; Davis et al., 1983 ; Dahlen et al., 1990 ; Crespi et al., 1996 ; Simoes et al., 2007 ; Malavieille, 2010).

Deux grandes théories s'affrontent quant à la géométrie de la collision dans son ensemble, à savoir les modèles « thin-skinned » et « thick-skinned » (Mouthereau et al., 2013). Le modèle « thin-skinned » considère que l'essentiel de la chaîne de Taïwan résulte de l'accrétion de partie superficielle de la croûte de la Mer de Chine le long d'un décollement majeur par analogie aux prismes d'accrétion océanique. Il s'agit donc avant tout de la subduction de la plaque Eurasiatique sous l'île de Taïwan (Suppe, 1984 ; Carena et al., 2002). Ce modèle implique que la chaîne de Taïwan appartienne cinématiquement à la PSP. Le modèle thick-skinned prédit que Taïwan se forme par la déformation distribuée dans la plaque Eurasiatique (Wu et al., 1997) impliquant l'architecture et la rhéologie complexe de la marge chinoise plus en accord avec la définition d'une collision.

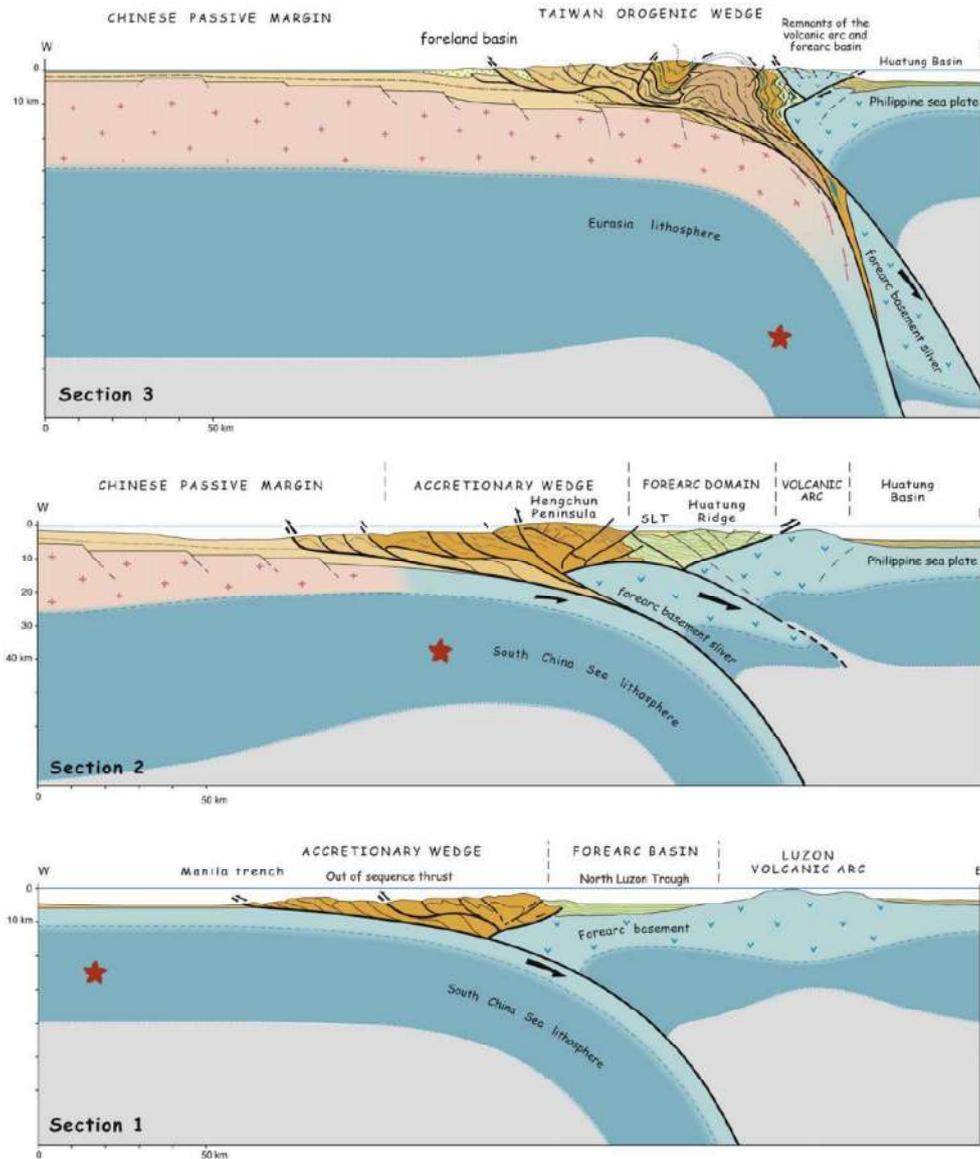


Figure 13 : Modèles de Malavieille et Trullenque (2009) de formation de l'orogénèse taïwanaise depuis le sud dans le domaine off-shore en contexte de subduction (section 1) vers le nord avec d'abord les premiers stades d'accrétion continentale (section 2) puis la mise en place de la chaîne mature avec l'exhumation des unités de haut grade métamorphique (section 3). Figure de Malavieille et Trullenque (2009). Les coupes sont localisées sur la **Figure 12**.

Les deux zones de subduction au nord (Ryukyu) et au sud (Manille) de Taïwan présentent des vergences opposées qui ont un impact majeur sur la géodynamique de Taïwan (**Fig. 14**).

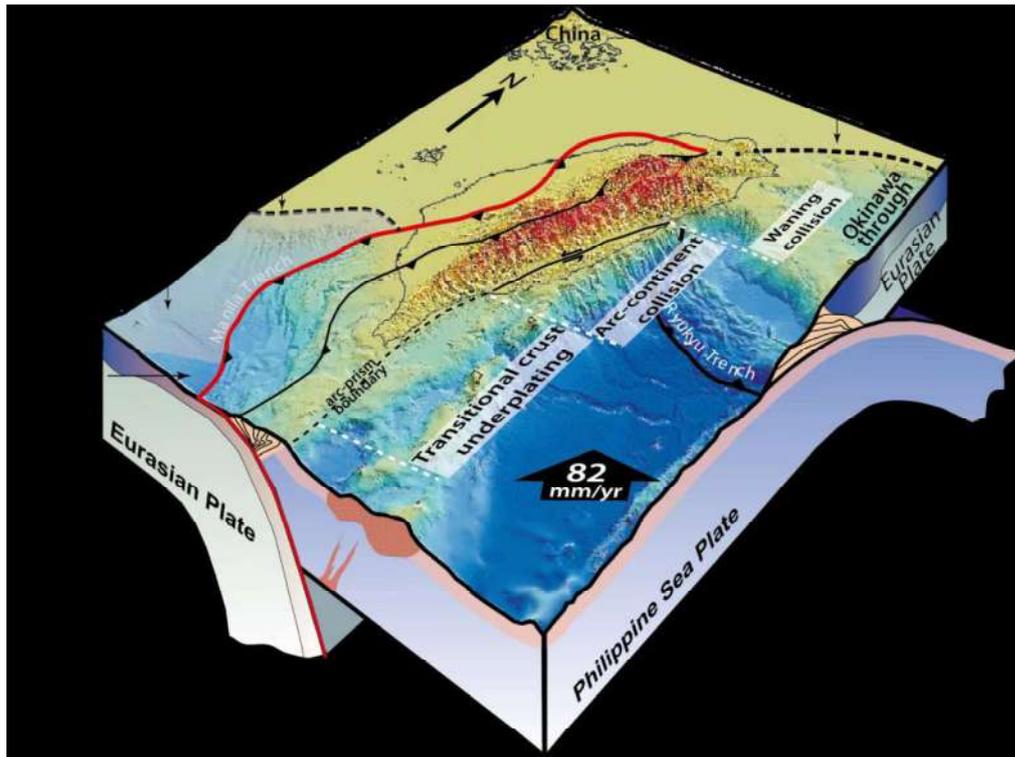


Figure 14 : Modèle 3D montrant la double vergence de subduction entre le nord et le sud de Taïwan. Figure de Ramsey (2006) modifiée par Mesalles (2014).

Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer ces vergences opposées. Ustaszewski et al. (2012) ont utilisé la tomographie sismique et déterminent que la verticalité du panneau plongeant joue un rôle important. Ils proposent que la verticalisation vers le nord du panneau plongeant eurasiens ainsi que son retrait associé à une délamination vers l'ouest ait laissé un espace requis pour que la plaque océanique des Philippines puisse subduire vers le nord sous l'Eurasie (Fig. 15).

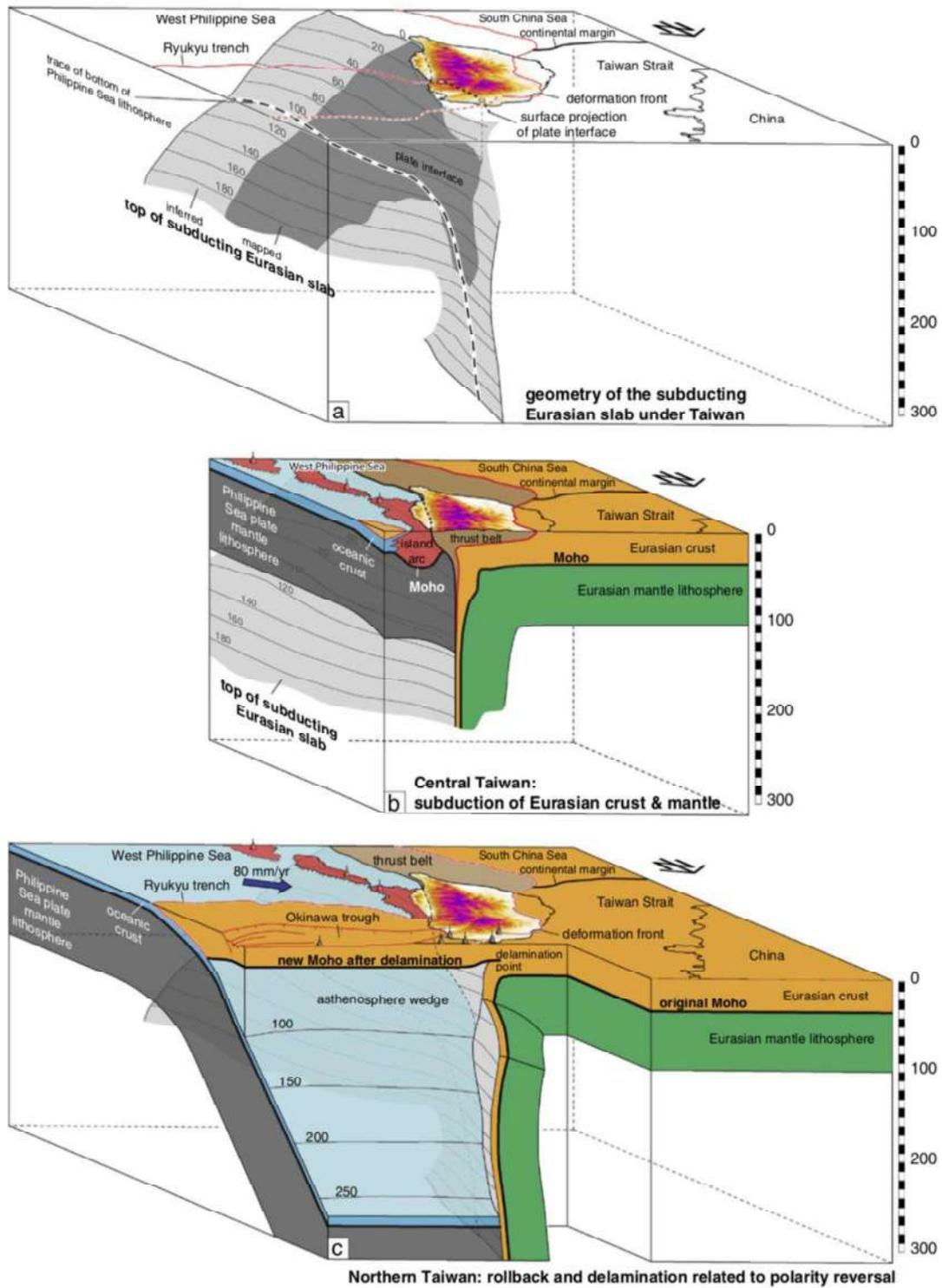


Figure 15 : Hypothèse d'un changement de vergence de la subduction dû au retrait et à la délamination du slab associée à une verticalisation. Figure d'[Ustaszewski et al. \(2012\)](#).

[Lallemand et al. \(2013\)](#) proposent une autre hypothèse basée sur des données de sismique marine. Ils proposent que la partie la plus à l'ouest de la plaque océanique des Philippines aurait subi un début de « break-off » représenté par des zones de cisaillement en échelon vers le NW sous la partie sud de l'arc de Ryukyu. Ces déformations seraient la preuve d'une déchirure du slab (**Fig. 16**)

qui se propagerait du nord au sud et permettrait l'insertion de la plaque océanique des Philippines et la mise en place de la subduction Ryukyu à vergence nord.

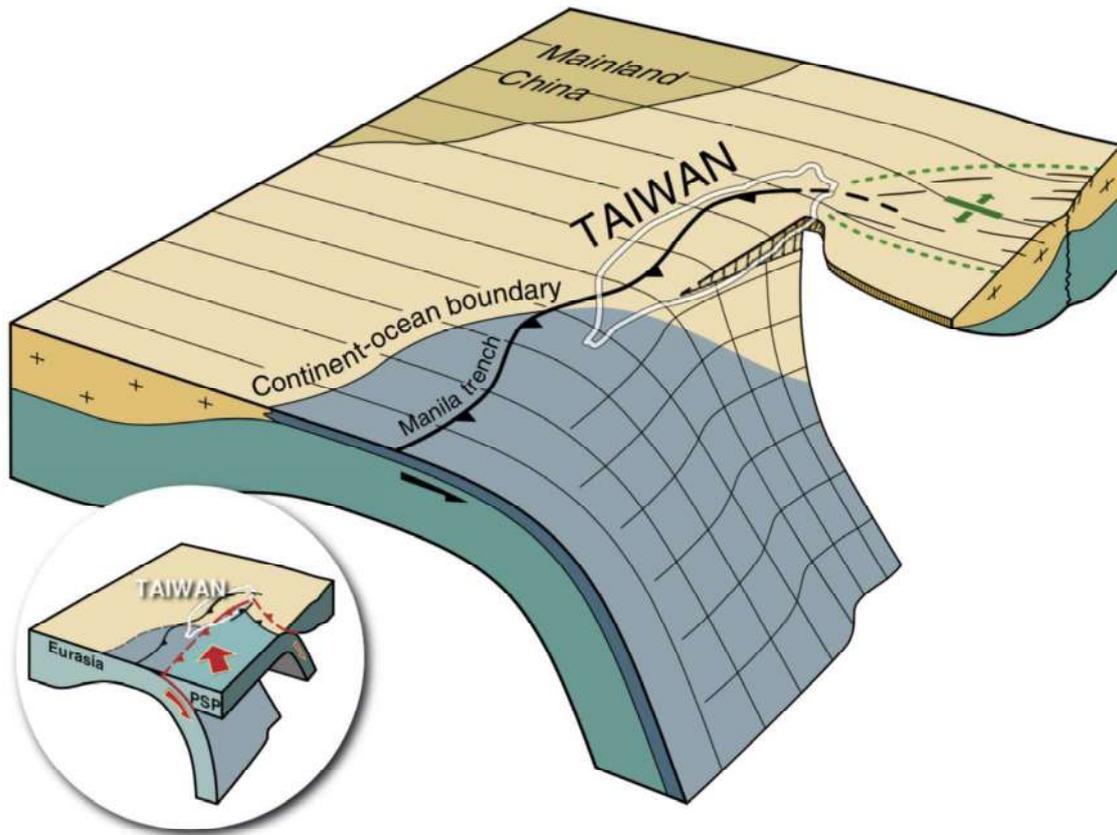


Figure 16 : Hypothèse de déchirure du slab Eurasién. Figure de [Lallemand et al. \(2013\)](#).

2.2. Imagerie en profondeur à Taïwan et en Mer de Chine du sud

Afin de compléter les observations de terrain, il est important de comprendre la géométrie de la marge Eurasiatique ante-collision et syn-collision pour pouvoir identifier les structures héritées des structures syn-collisionnelles. Les études géophysiques menées apportent des clefs d'une importance cruciale afin de mieux comprendre les structures en profondeur.

2.2.1. Les profils sismiques

Deux stades géodynamiques principaux vont nous intéresser en premier lieu, à savoir dans un premier temps la géométrie de la marge passive ante-inversion qui a été évoquée plus tôt avec la présentation de la Mer de Chine du sud (**Fig. 7, 8, 9**). Dans un deuxième temps, le stade de subduction dans la fosse de Manille (subduction de la SCS sous la PSP) est une étape de déformation importante et dont résulte la mise en place de l'arc volcanique de Luçon, dont l'équivalent à Taïwan est la Chaîne Côtière (Coastal Range).

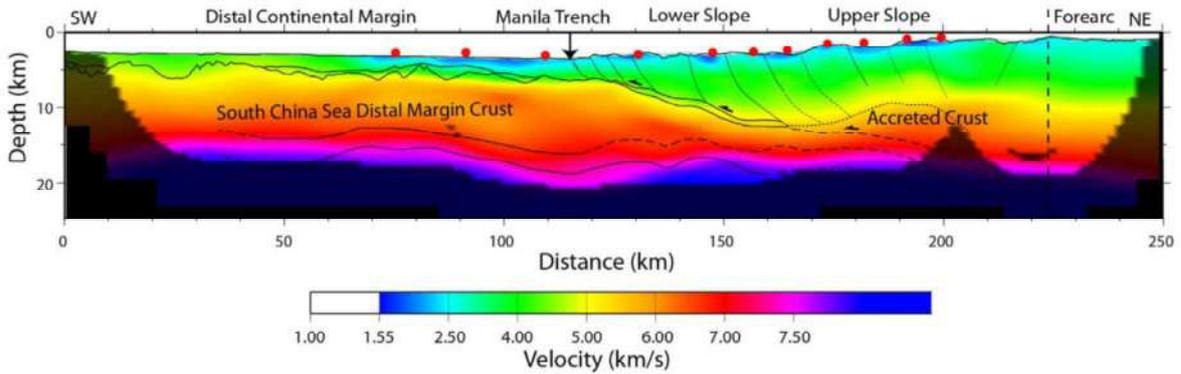


Figure 17 : Profil sismique interprété du début de l'accrétion continentale au sud de Taïwan dont la partie est est à 30 km de la péninsule d'Hengchun (Lester et al., 2013).

A la suite de cette étape de subduction se produit l'initiation de l'accrétion continentale au sud de Taïwan (**Fig. 17** et profil C-C' **Fig. 18**). Ce stade se produit quand la marge Eurasiatique commence à buter contre le bassin forearc (bassin d'avant arc, à l'ouest dans le cas présent) et l'arc volcanique de Luçon (Lester et al., 2013). A la suite de ce moment, c'est le bassin forearc qui va encaisser une partie importante des déformations engendrées par la convergence.

Dans le centre de la chaîne, où la collision est mature et installée, certains profils présentent le plongement de la marge Eurasiatique sous l'arc volcanique de Luçon. Dans cette zone le bassin forearc a été complètement subducté et/ou érodé. Ce contexte géodynamique est qualifié de subduction continentale. Cette étape se continue jusqu'à un blocage quand la marge en subduction s'épaissit dans les domaines plus proximaux et vient buter directement contre l'arc. A partir de ce blocage, la convergence doit être accommodée par d'autres processus, majoritairement dans la plaque Eurasiatique et on parle ici **d'initiation de la collision**.

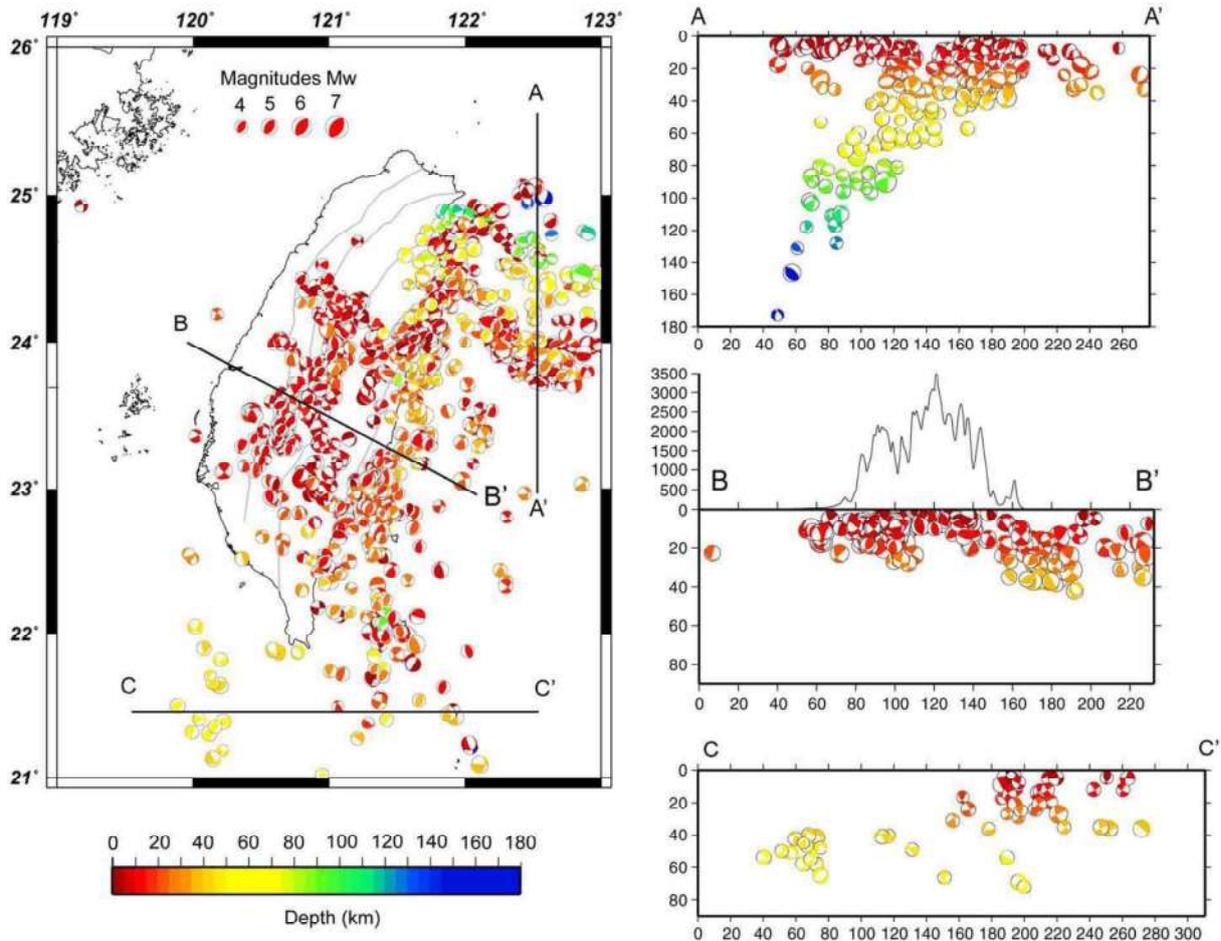


Figure 18 : Répartition des données sismiques de 1129 événements reportés sur 11 ans (1995-2005) dans le catalogue du BATS (Broadband Array in Taiwan for Seismology). La coupe C se situe dans zone zone du début de l'accrétion continentale et la coupe B dans la chaîne mature où l'on observe un enfouissement des séismes vers l'est correspondant à la subduction continentale. La coupe A est localisée sur la subduction Ryukyu qui voit passer la PSP sous la plaque Eurasiatique par le biais d'une zone de subduction à vergence nord. Figure de [Mouthereau et al. \(2009\)](#).

Au nord-est de la chaîne, la subduction Ryukyu (coupe C-C' **Fig. 20** et profil A-A' **Fig. 18**) voit subduire la plaque Philippines sous la plaque Eurasiatique par le biais d'une zone de subduction à vergence nord. La profondeur des séismes dans la zone permet de mettre clairement en lumière la vergence nord avec des séismes d'enracinants jusqu'à plus de 140 km ([Mouthereau et al., 2009](#)). Au nord de la fosse, une extension arrière-arc se met en place du fait du retrait du slab. Cette zone se propage vers l'ouest et vient affecter la partie nord-est de Taïwan (coupe B-B' **Fig. 20**). On observe dans cette zone une structure extensive majeure avec d'importants dépôts quaternaires dans une plaine alluviale appelée la plaine d'Ilan (**Fig. 19**).

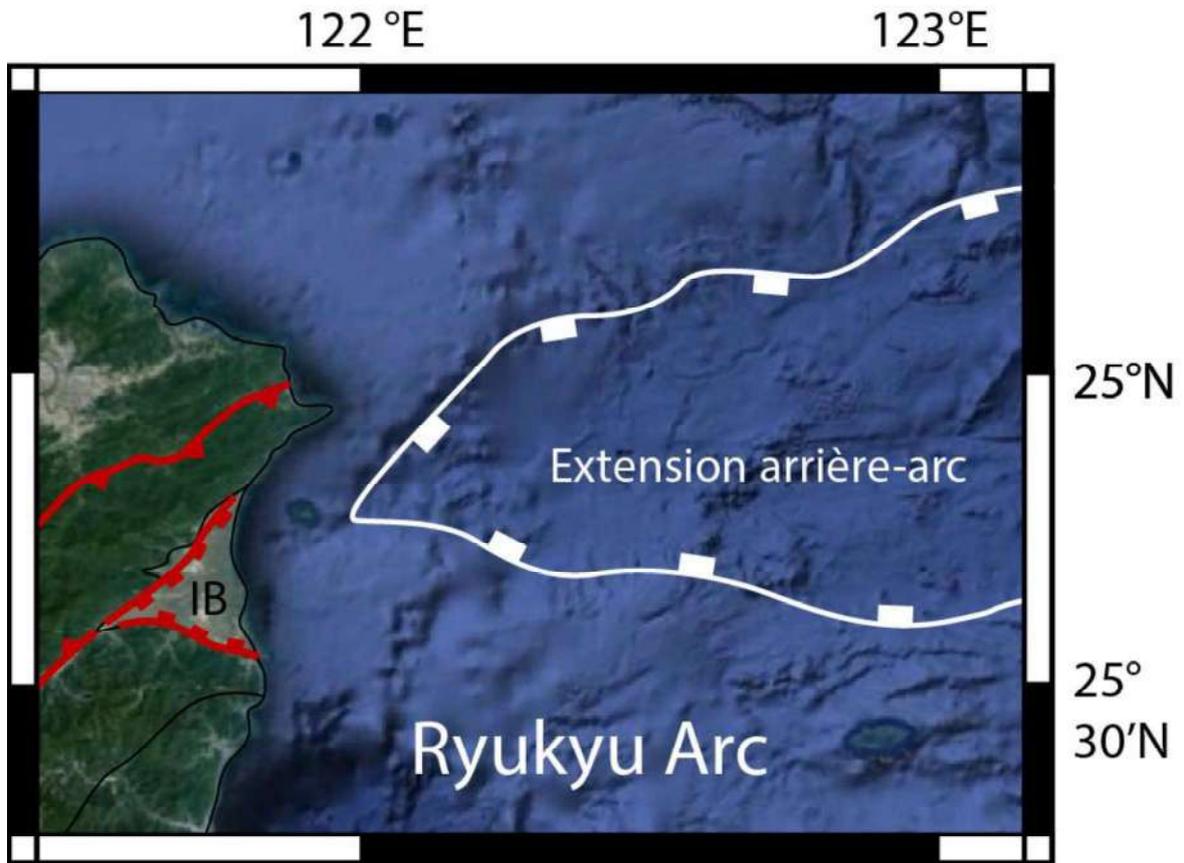


Figure 19 : Carte de l'extension arrière-arc en mer en lien avec la subduction Ryukyu et de l'extension au nord-est de l'île. La surface plane résultant de cette extension sur terre est la plaine d'Ilan qui est couverte de sédiments quaternaires. IB : Ilan Basin

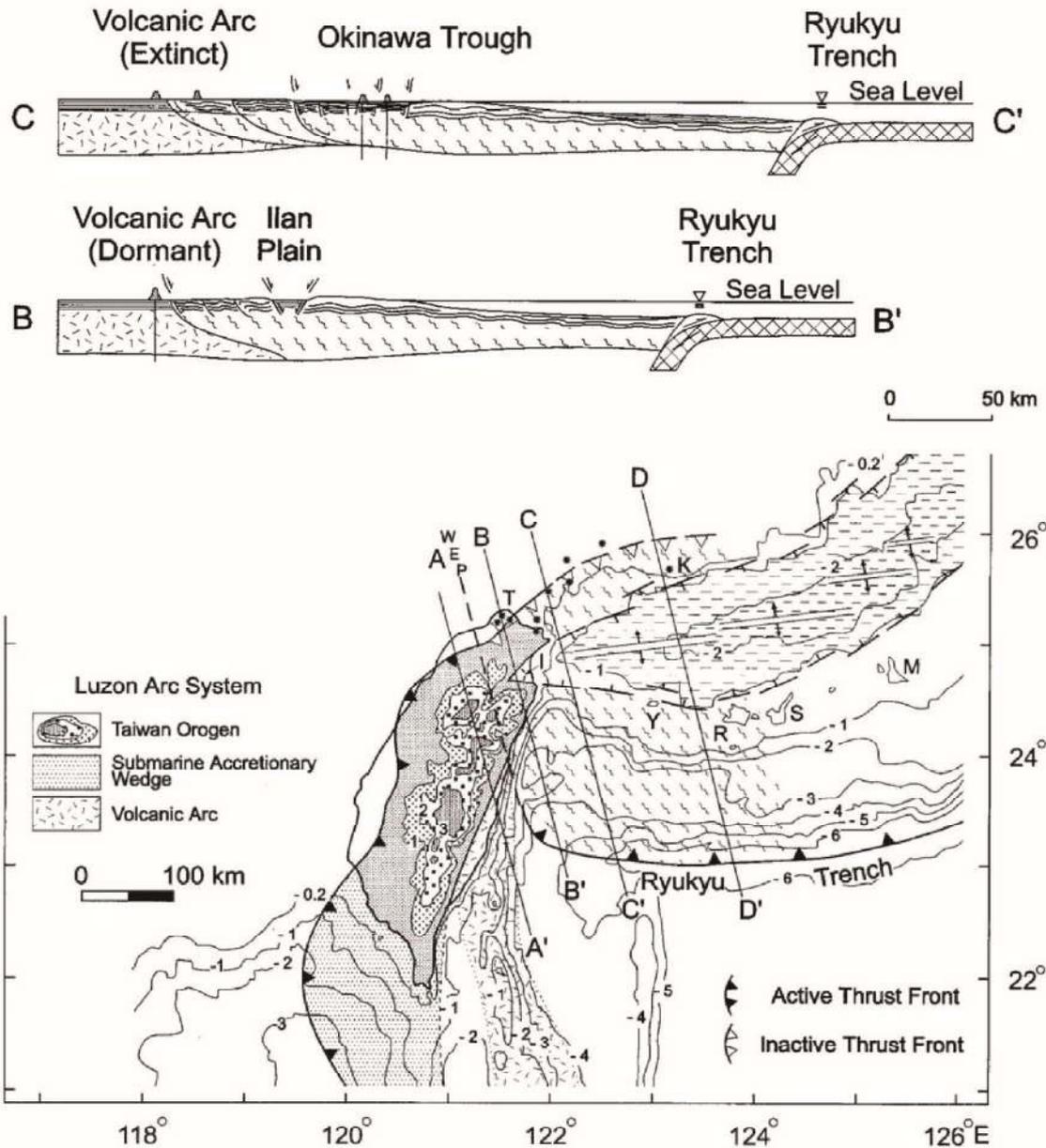


Figure 20 : Coupes de l'extension arrière arc en mer (coupe C) et de la même extension propagée sur terre (coupe B) dans la plaine d'Ilan. Carte et coupes de [Teng \(1996\)](#).

2.2.2. Isotropie mantellique, flux de chaleur et anomalies gravimétriques

En complément des études de réflexion sismique et des profils réalisés, des études d'anisotropie par tomographie sismique, de flux de chaleur et de gravimétrie ont été menées.

En effet, plusieurs études ont été conduites sur l'anisotropie sismique ([Wu et al., 2007](#) ; [Huang et al., 2006](#) ; [Huang et al., 2015](#) ; [Kuo-Chen et al., 2013](#)). Une étude édifiante a été conduite par [Huang et al. \(2015\)](#) sur l'anisotropie par tomographie sismiques sous Taïwan.

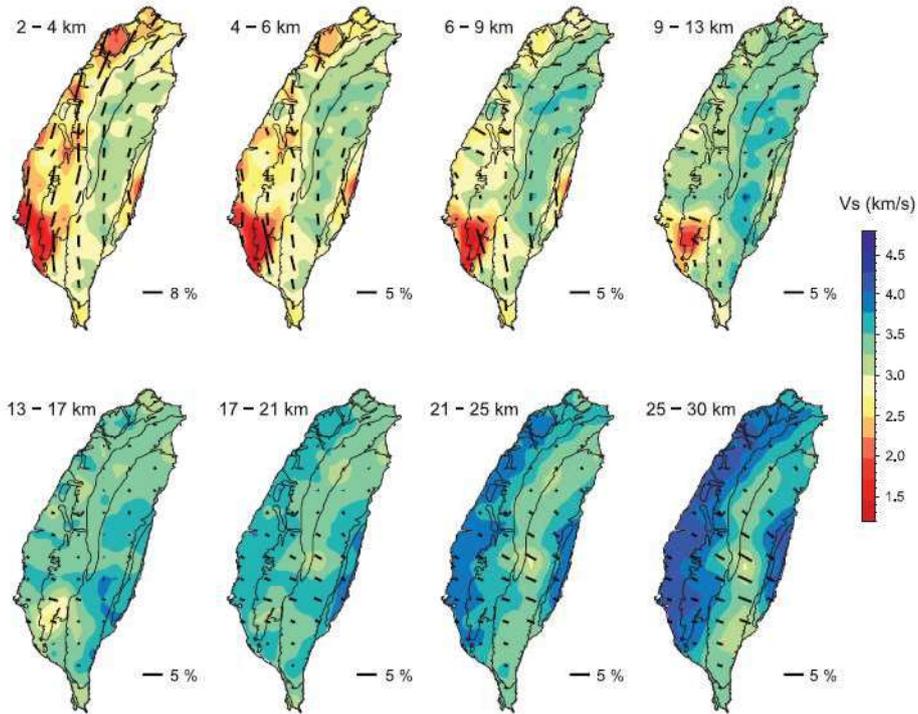


Figure 21 : Carte de Vs et d'anisotropie à différentes profondeurs. La direction de l'anisotropie est indiquée par les barres et l'intensité est définie par la longueur. Les Vs dans les hautes montagnes (CR) sont relativement élevées dans la croûte supérieure et relativement basses dans la croûte inférieure. La direction de l'anisotropie subit une rotation de parallèle à la chaîne à perpendiculaire depuis la surface vers la profondeur aux alentours de 9-17 km. Figure de [Huang et al. \(2015\)](#).

Cette étude (**Fig. 21**) montre que l'anisotropie est parallèle à la chaîne dans les 10 premiers kilomètres et qu'elle subit une rotation entre 9 et 17 km. En dessous de 17 km, l'anisotropie est perpendiculaire à la chaîne. Ce changement indiquerait deux niveaux de déformation (**Fig. 22**). La croûte supérieure serait dominée par une déformation en compression relative à la collision tandis que la croûte inférieure serait dominée par une déformation cisailante parallèle à la convergence ([Huang et al., 2015](#)).

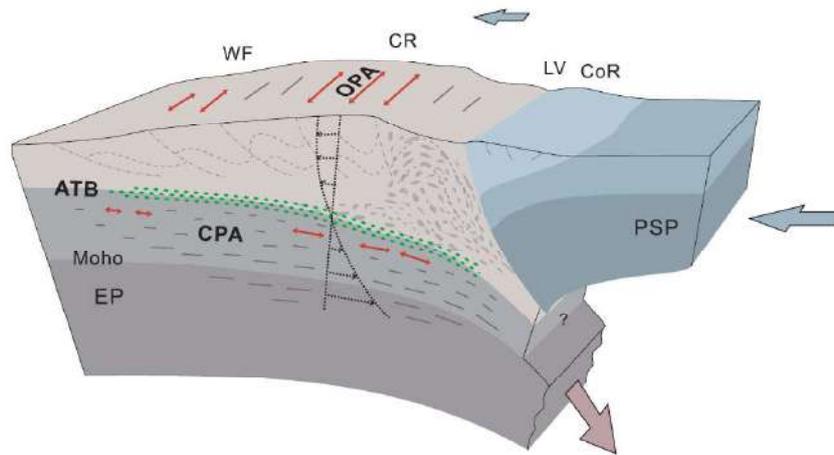
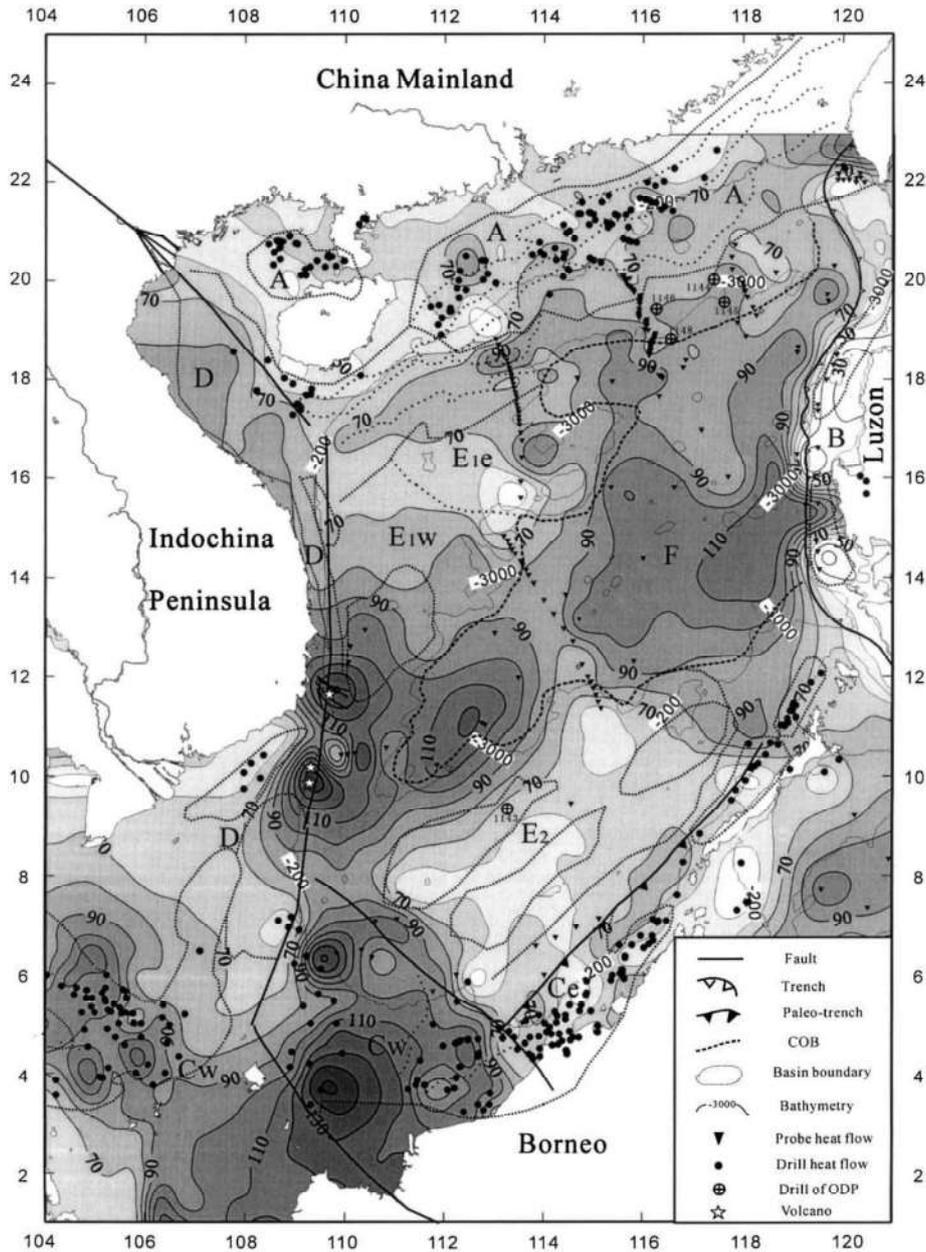


Figure 22 : Illustration des deux niveaux de déformation dans l'orogène taiwanais mis en lumière par l'anisotropie sismique (**Fig. 21**). La tectonique compressive est représentée par OPA et la déformation dominée par la subduction est représentée par CPA. Modèle de [Huang et al. \(2015\)](#).

Le flux de chaleur a également beaucoup été investi dans la Mer de Chine du sud car il permet d'avoir une fenêtre directe sur la compréhension de l'état thermal interne de cette croûte océanique ([Ru et Pigott, 1986](#) ; [Kulinich, 1987](#) ; [Rao et Li, 1991](#) ; [Rao, 1994](#) ; [Nissen et al., 1995](#) ; [Chen et al., 1991](#) ; [Qian et al., 1995](#) ; [Yao et al., 1994](#) ; [Xia et al., 1995](#) ; [He et al., 2001, 2002](#) ; [Zhang et Wang, 2000](#) ; [Shi et al., 2003](#) ; [Shyu et al., 2006](#)).



Une autre étude de [Shyu et al. \(2006\)](#) est concentrée sur la Mer de Chine du sud au sud-ouest de Taïwan (**Fig. 24**). Ces données présentent des valeurs entre 36 et 87 mW/m² comparables aux études précédentes dans la même zone.

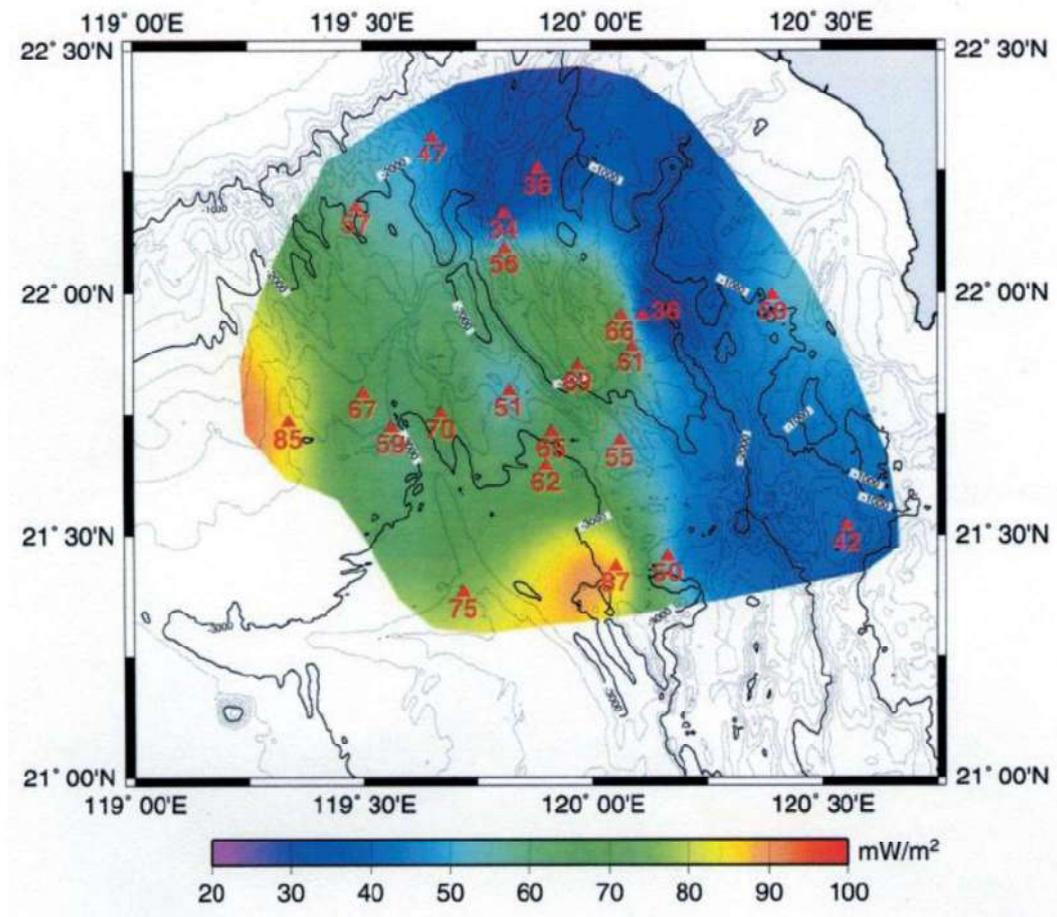


Figure 24 : Carte de mesures de flux de chaleur en mW/m² au sommet des sédiments au sud-ouest de Taïwan. Carte de [Shyu et al. \(2006\)](#).

Les données disponibles sur l'île de Taïwan ([Lee et Cheng, 1986](#)) présentent des valeurs sensiblement supérieures (**Fig. 25**). Ces données ont été interprétées et utilisées dans le modèle de formation de la chaîne de [Barr et Dahlen \(1990\)](#). On y voit que les données de flux de chaleurs lissées sur l'île sont comprises entre 70 et 250 mW/m² et sont croissantes vers l'est. Les valeurs les plus élevées sont concentrées sur les unités de la TB et de la YB dans la partie mature de la chaîne. Dans la partie sud de l'île où se produit l'initiation de la collision, le flux de chaleur croit du sud-ouest au nord-est. Les données brutes montrent également une zone avec un flux supérieur à 200 mW/m² au sud-ouest du bassin d'Ilan où l'extension arrière-arc de la subduction Ryukyu vient impacter la chaîne.

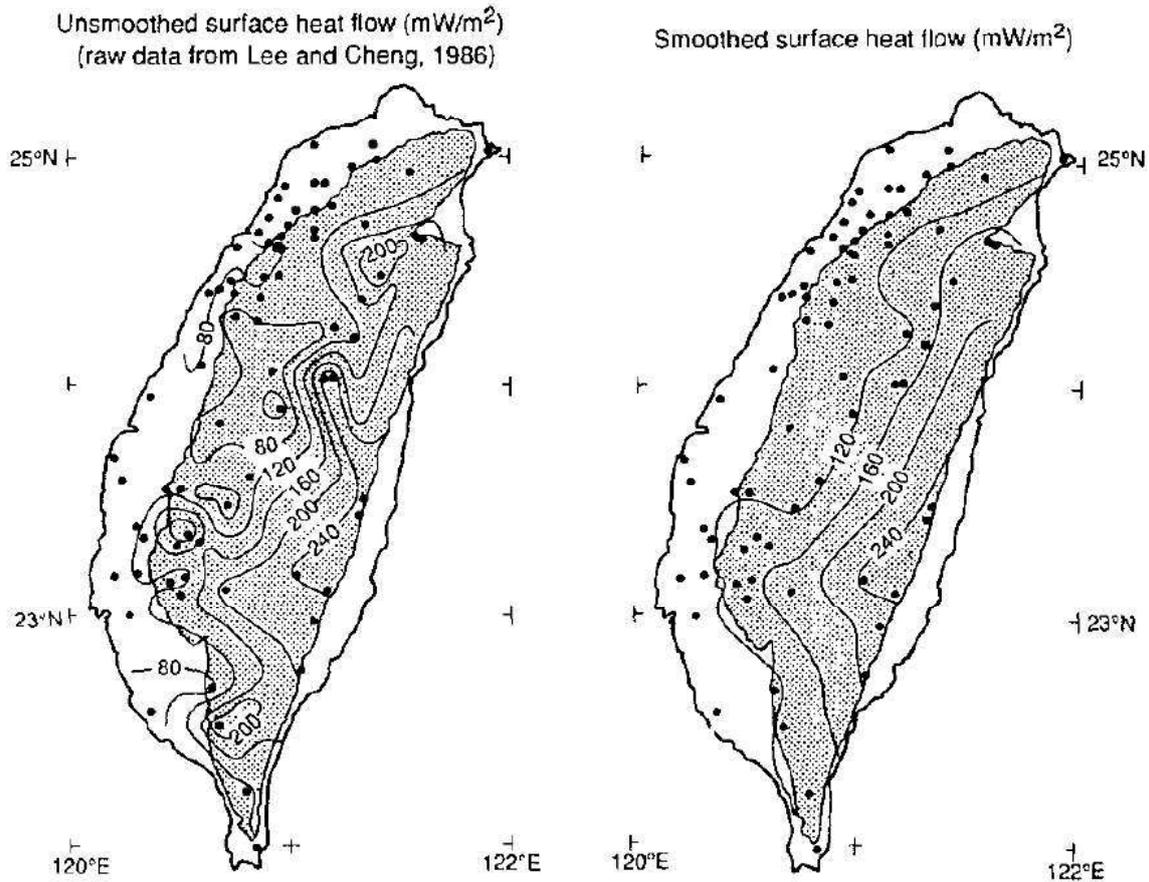


Figure 25 : Carte des données de flux de chaleur en mW/m^2 à Taïwan. Carte de [Barr et Dahlen \(1990\)](#) et données de [Lee et Cheng \(1986\)](#).

Des études gravimétriques ont également été menées ([Yen et al., 1990](#) ; [Hsu et al., 1998](#) ; [Hwang et al., 2007, 2014](#) ; [Lo et al., 2018](#) ; [Doo et al., 2018](#)) et peuvent être comparées avec les données de flux de chaleur. L'anomalie gravimétrique permet d'étudier l'effet de la pesanteur. Si un corps dense est présent en profondeur (par exemple un pluton), l'anomalie sera positive. Au contraire s'il y a un déficit de densité (par exemple présence de serpentinites), l'anomalie sera négative. Cette anomalie s'exprime souvent en mGal. L'anomalie gravimétrique à l'air libre correspond à la mesure de la pesanteur après correction de l'altitude. L'anomalie gravimétrique de Bouguer est, au point considéré sur l'ellipsoïde de référence, l'écart entre le champ de pesanteur terrestre mesuré et corrigé et le champ de pesanteur théorique. La carte d'anomalie à l'air libre (**Fig. 26**) de [Doo et al. \(2018\)](#) a été réalisée avec des données acquises entre 2005 et 2015 et des données de la littérature. Cette carte révèle une anomalie positive à l'est de Taïwan, au niveau de l'arc de Luçon et de l'arc de Ryukyu. On peut remarquer que l'anomalie positive en lien avec la formation de l'orogène commence en « offshore » au sud-est de l'île et se prolonge dans la chaîne à l'est de l'île. Une anomalie négative est visible au niveau du bassin d'Ilan où l'extension arrière-arc de la subduction Ryukyu vient impacter la chaîne.

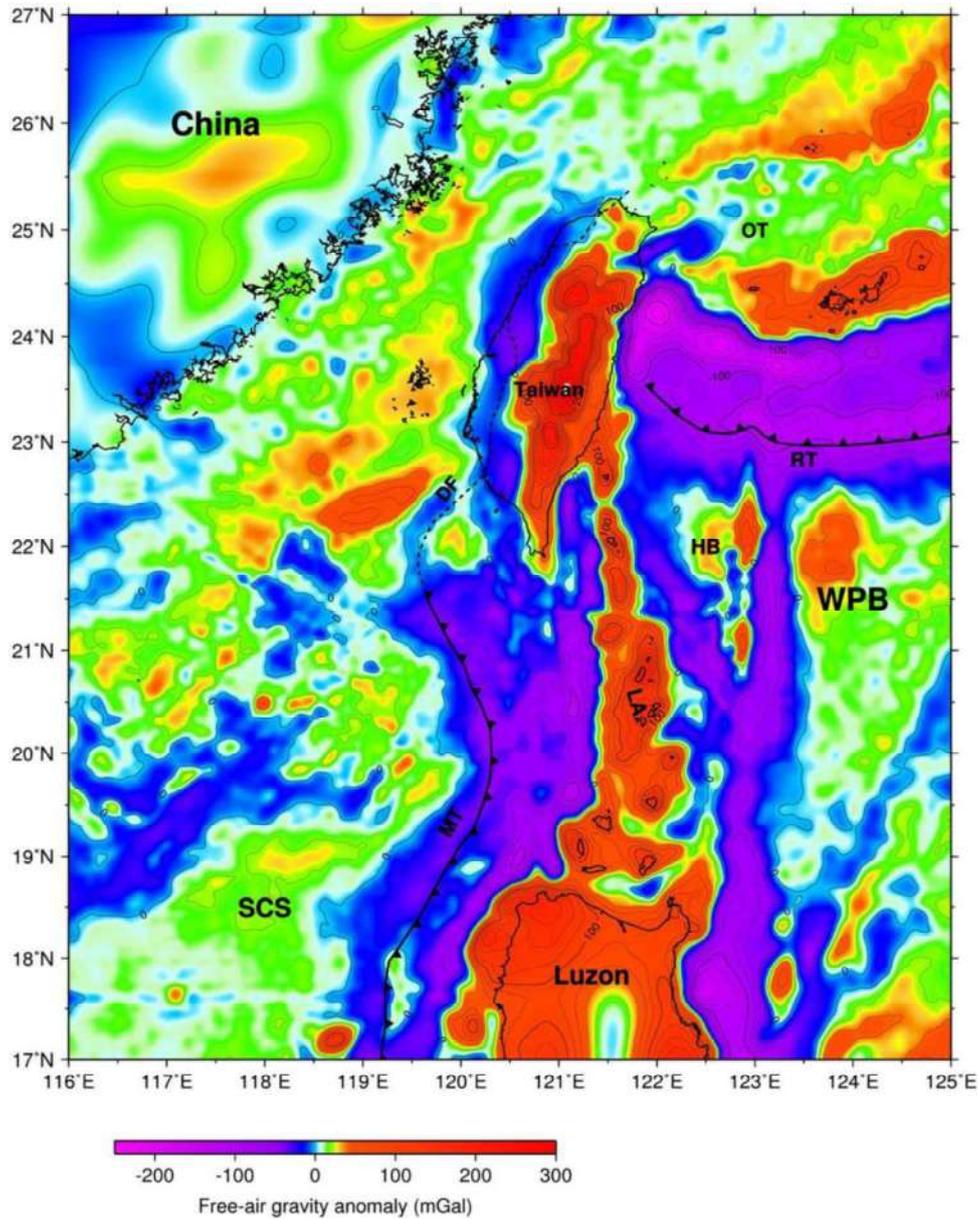


Figure 26 : Carte de l'anomalie de gravité à l'air libre sur Taïwan et les régions alentours. DF, deformation front; HB, Huatung Basin; LA, Luçon Arc; MT, Manila Trench; OT, Okinawa Trough; RT, Ryukyu Trench; SCS, South China Sea; WPB, West Philippine Basin. Carte de [Doo et al. \(2018\)](#).

3. Géologie et structure de Taïwan

L'île de Taïwan est découpée en plusieurs unités présentant des conditions et des âges de dépôt ainsi que des déformations et des grades métamorphiques différents. La carte géologique de Taïwan (**Fig. 27**) présente toutes les formations géologiques de l'île qui ont ensuite été regroupées sous forme d'unités (**Fig. 28**). Cette carte géologique est la référence pour la majeure partie des publications en géosciences à Taïwan.

Central Range) et la chaîne côtière (**CoR** : Coastal Range). Les unités CP, WF, HR et CR composent la marge Eurasiatique inversée tandis que la CoR fait partie de l'arc volcanique de Luçon. La CR et la CoR sont séparées par la vallée longitudinale (**LV** : Longitudinal Valley) qui est située au niveau de la zone de suture entre les deux plaques.

Deux mélanges ophiolitiques se rajoutent à ces unités. Le mélange de Kenting (**KM** : Kenting Melange) se situe à l'extrémité sud de l'île (Byrne, 1998 ; Chang et al., 2009), sur la péninsule d'Hengchun, et fait partie de la CR. Le mélange de Lichi (**LM** : Lichi Melange) se situe dans la zone de suture entre l'arc et la marge (Hsu, 1976), au niveau de la vallée longitudinale.

Plusieurs grandes structures tectoniques ont été identifiées dans cette chaîne de collision. La faille de la vallée longitudinale (**LVF** : Longitudinal Valley Fault) est la structure majeure de l'orogène qui sépare la plaque Eurasiatique et la PSP (Ho, 1986 ; Tsai, 1986). Cette faille a une orientation moyenne de 20°N et un pendage approximatif de 55° vers l'ESE. Elle peut être suivie sur une distance de 160 km sur une profondeur d'au moins 45 km. Cette LVF est un exemple de concentration extrême des contraintes dans une zone de collision oblique (Angelier et al., 1997) et sa cinématique est inverse avec une composante sénestre, spécifiquement dans la partie sud (Barrier et al., 1982).

De nombreuses études se sont intéressées à l'activité sismique associée à ce système de failles (Chen et al., 2009 ; Rau et al., 2007 ; Shyu et al., 2008 ; Thomas et al., 2014). Des séismes de magnitude supérieure à 7 se sont produits à l'Est de Taiwan en 1908, 1919, 1937, 1938, 1951, 1957, 1986. Récemment, un séisme de magnitude 6.4 s'est déclenché à Hualien (nord de la LVF) le 6 février 2018 avec deux composantes sénestre et inverse (Huang et al., 2018). Cependant l'abondance de sédiments présents dans la LV rend très difficile l'observation des déformations et des plans de failles. Des études complémentaires ont donc été menées en géomorphologie pour étudier les déplacements des failles (Shyu et al., 2006a, 2006b). Des études de déformation des infrastructures humaines couplées avec des suivis GPS ont également permis de quantifier les déplacements engendrés par les failles (Angelier, 1997 ; Hsu et al., 2006 ; Yu et Kuo, 2001 ; Mouthereau et al., 2009).

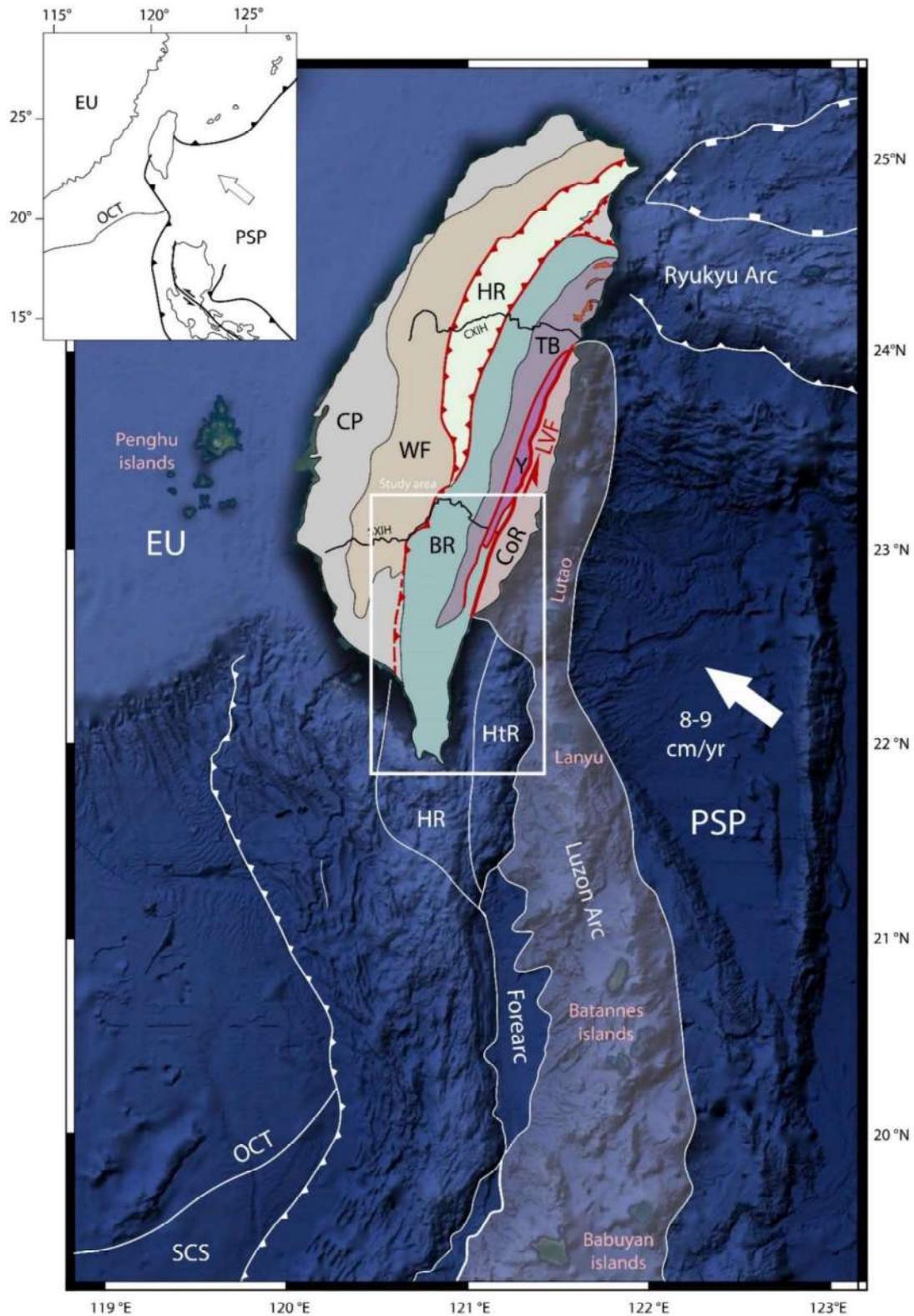


Figure 28 : Carte de Taïwan présentant les différentes unités de l'île ainsi que les structures off-shore. Abbreviations : EU, Eurasian plate; PSP, Philippine Sea Plate; OCT, Ocean-Continent Transition; SCS, South China Sea; CP, Coastal Plain; WF, Western Foothills; HR, Hsuehshan Range; BR, Backbone Range; TB, Tailuko Belt; Y, Yuli belt; CoR, Coastal Range; CXIH, Central-Cross Island Highway; SXIH, Southern-Cross Island Highway; HR, Hengchun Ridge; HtR, Huatung Ridge; SLVT, South Longitudinal Valley Through. Les domaines offshore sont tirés de [Malavieille et Trullenque \(2009\)](#).

Cette LVF représente l'accident tectonique majeur de Taïwan mais d'autres contacts de grande envergure sont également présents. La faille de Lishan, décrite par [Tsan \(1971\)](#) et [Biq \(1971\)](#) est une structure majeure et une limite stratigraphique ([Ho, 1975](#) ; [Tsan, 1971](#)). Elle mesure 200 km de long orientée NNE-SSW avec une vergence ouest et sépare la HR de la CR. La cinématique de cette faille a été débattue et il en ressort plusieurs hypothèses. Certains auteurs la décrivent comme une faille normale sur la marge continentale qui aurait été inversée durant la collision ([Teng et al., 1991](#) ; [Lee et al., 1997](#) ; [Brown et al., 2012](#)), une suture entre la marge continentale et le prisme d'accrétion tardi-Miocène ([Lu et Hsu, 1992](#) ; [Huang et al., 1997](#)), une faille inverse senestre à fort pendage mise en place durant le Cénozoïque supérieur ([Lee et al., 1997](#)) ou une rampe jouant le rôle de niveau de décollement sous la chaîne plissée et faillée à l'ouest de Taïwan ([Brown et al., 2012](#)).

La faille de Chaochou superpose la CR sur les WF ([Mouthereau et al., 2002](#) ; [Tang et al., 2011](#) ; [Wiltschko et al., 2010](#)). Cette faille est prolongée par certains auteurs avec la faille de Hengchun ([Biq, 1972](#) ; [Liew et Lin, 1987](#) ; [Huang et al., 1997](#) ; [Willet et al., 2003](#) ; [Shyu et al., 2005](#) ; [Lin et al., 2008](#) ; [Giletycz et al., 2017](#)). La faille d'Hengchun est une faille inverse sénestre majeure localisée sur la péninsule d'Hengchun ([Giletycz et al., 2017](#)).

La faille de Chelungpo est une faille active, qui est en fait présente sous la forme d'une zone faillée de 200 à 400 m de largeur entre les WF et la CP. Cette faille a été réactivée le 21 septembre 1999, engendrant le séisme de Chi-Chi de magnitude 7.6-7.7 ([Chen et al., 2001](#) ; [Chen et al., 2003](#)).

3.2. Détail de la géologie des différentes unités.

3.2.1. Plaine Côtière (CP)

La Plaine Côtière (CP ; **Fig. 28**) est la partie émergée de l'arc volcanique de Luçon qui est entrée en collision avec la marge passive Eurasiatique. La formation de la chaîne de montagne se faisant du côté est de l'île, les séquences sédimentaires se déposent sur le plateau continental à l'ouest. Cette sédimentation est forcées par le jeu des failles inverses imbriquées à vergence ouest au sein des WF (Ho, 1982 ; Teng, 1990). Les sédiments de la CP proviennent majoritairement de l'érosion des WF et le taux d'accumulation sédimentaire est donc contrôlé par l'activité tectonique dans cette zone (Deffontaines et al., 1997). Cette partie de la marge n'a subi que peu de déformation en lien avec la collision taïwanaise.

3.2.2. Piémonts de l'Ouest (WF)

Les Piémonts de l'Ouest (WF ; **Fig. 28**) représentent la partie ouest de la chaîne de Taïwan composée de sédiments et métasédiments Eocène à Pliocène. Ils sont décrits comme une « fold-thrust belt » (chaîne plissée et faillée) typique dont les plis sont à vergence ouest avec une déformation « thin-skinned » (e.g. Suppe, 1981, 1983). Cette unité est bordée à l'ouest par les failles de Chelungpo et Chuko. Ce sont des failles inverses avec un toit Eocène-Pliocène sur un mur d'alluvions récents déposés au Quaternaire supérieur (Chang, 1971 ; Chang et al., 1996). C'est sur la faille de Chelungpu que s'est produit le séisme Chi-Chi en 1999 (Magnitude 7.4 ; Chen et al., 2001 ; Chen et al., 2003 ; Mouthereau et al., 2001) qui a entraîné la mort de 2415 personnes. Le début du jeu de cette faille inverse ainsi que de la faille inverse de Shuangtung sont datés de 0.7-1.1 Ma (Chen et al., 2000 ; Chen et al., 2001 ; Simoes et Avouac, 2006). Des profils sismiques ainsi que des logs stratigraphiques ont été relevés dans le cadre d'exploration pétrolière (ex. Covey, 1984a, 1986 ; Lin et al., 2003 ; Yu et Chou, 2001) afin de définir un calendrier de l'activité de ces failles.

La déformation dans cette unité est donc contrôlée par les nombreuses failles qui s'y trouvent et qui entraînent la formation de « fault-bend folds » (plis contrôlés par les failles) décrits à Taïwan (e.g. Suppe et Namson, 1979 ; Suppe, 1980) mais également dans d'autres chaînes de type « fold-thrust belt » (Rich, 1934).

3.2.3. Chaîne de Hsuehshan (HR)

La Hsuehshan Range (HR ; **Fig. 28**) est composée de schistes et meta-grès Eocène à Oligocène (Ho, 1975, 1988). Cette unité est considérée comme un demi graben inversé jouant le rôle de piège pour les sédiments Oligocène (Teng et al., 1991) et bordé par deux failles dont la faille de Lishan à l'est et la

faille de Chuchih à l'ouest. Les études pétrologiques ont permis de définir un faciès prehnite-pumpellyite dans la partie ouest et un faciès schiste vert dans la partie est (Chen, 1981, 1984 ; Chen et al., 1983). Du point de vue structural, un large anticlinal est décrit dans la partie ouest de l'unité tandis que dans la partie est, la stratigraphie et la foliation possèdent un pendage SE très bien réglé (Clarck et al., 1993). La linéation sur les plans de foliation est également SE-NW, donc parallèle à la convergence.

3.2.4. Chaîne Centrale (CR)

La Central Range (CR ; **Fig. 28**) est le cœur de la chaîne de Taïwan, en contact direct avec la CoR par le biais de la LVF. Cette chaîne présente les sommets les plus hauts dont le YuShan qui culmine à 3952 m, ainsi que les unités présentant le plus haut degrés métamorphique. Elle est composée de sédiments de la marge passive Eurasiatique métamorphisés ainsi que de son socle pré-Cénozoïque. Cette unité est donc d'une importance capitale pour la compréhension de la mise en place de la chaîne. Cependant, c'est l'unité la moins accessible de toute l'île étant donné que seulement deux routes la traversent d'est en ouest, et que la végétation y est très dense. Les plus hauts sommets présentent également de nombreux glissements de terrain rendant l'accès difficile. La CR est composée de 3 sous-unités (Ho, 1982) qui sont 1) la chaîne de Backbone (**BR** : Backbone Range), 2) la chaîne de Tailuko (**TB** : Tailuko Belt) et 3) la chaîne de Yuli (**YB** : Yuli Belt). La TB et la YB sont rassemblées sous une formation appelée le « Tananao complex » qui regroupe les roches présentant les plus hauts grades métamorphiques de Taïwan.

1) La Backbone Range (BR ; **Fig. 28**) est une unité présente au sud et à l'ouest de la CR et représente la couverture de la chaîne centrale. Elle est composée de flysch Eocène syn-rift et Miocène post-rift ayant subi un faible métamorphisme. Les dépôts Eocène sont composés de Phyllite avec des méta-grès/conglomérats et des calcaires interstratifiés quand le Miocène est constitué d'argilite et de schiste noir contenant de fins niveaux de grès et de méta-grès (Ho, 1986 ; Chen et al., 1983a, Fisher et al., 2002). Les conditions métamorphiques ont été définies comme schiste vert avec des conditions de 300 ± 50 °C et 4 kb (Liou et Ernst, 1984). Certains niveaux basaltiques sont également inter-stratifiés dans ces séries. Des datations ont été réalisées par analyse des microfossiles (e.g. Mesalles et al., 2014) et mettent en évidence des âges Eocène et Miocène mais cependant aucun sédiment Oligocène n'a été identifié. L'extrémité sud de la BR est composé de sédiments du Miocène supérieur qui n'ont été que très peu chauffés et qui ne présentent pas de métamorphisme. Une fabrique ductile a également été décrite dans la partie est de la BR avec un étirement parallèle à la chaîne. Cette fabrique est recoupée par des failles normales et de nombreuses veines (Fisher et al., 2002).

2) La Tailuko Belt (TB ; **Fig. 28**) est une unité située à l'est de la CR (**Fig. 28**). Cette unité constitue le « socle » de Taïwan (**Ho, 1986**). Elle est composée de 4 sous-unités dont 3 sont majoritairement métasédimentaires et composées de phyllite-quartz-micaschiste-metagrès, metabasite-métachert-marbre et marbre massif. Ces unités métasédimentaires sont intrudés par des roches granitiques au crétacé qui ont été ensuite métamorphisées en gneiss (**Ernst, 1982**). Le dépôt des sédiments à l'origine de ce socle métamorphisé est daté du Paléozoïque au Mésozoïque.

Les gneiss (**Fig. 29**) sont des meta-granites dont la mise en place date de l'orogénèse Yanshanienne (**Zhou et Li 2000 ; Zhou et al. 2006**) avec des âges de 85–90 Ma obtenus par méthode U–Pb sur zircon (**Jahn et al. 1986 ; Yui et al. 1996 ; Yui et al., 2009 ; Wintsch, 2014**). Ce magmatisme est en lien avec la subduction de la plaque paléo-Pacifique sous le sud de la Chine entre le Jurassique et le Crétacé (e.g. **Jahn et al., 1976**).

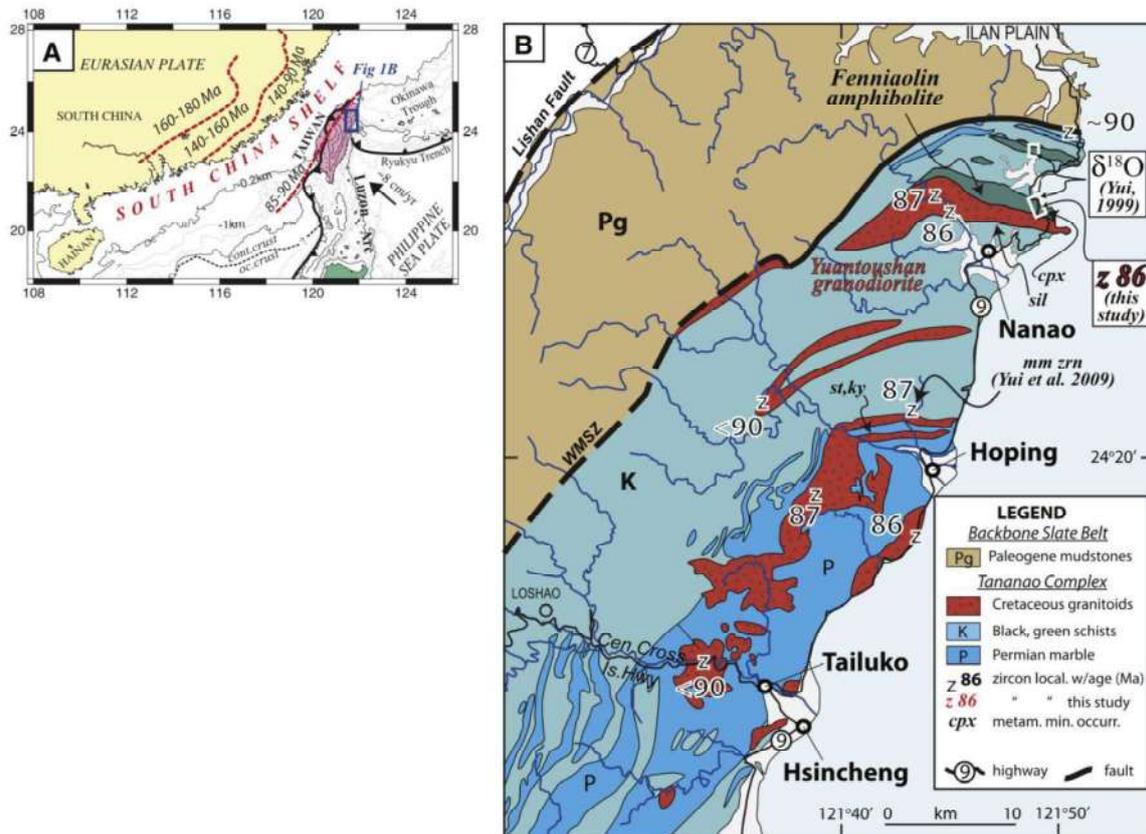


Figure 29: Carte du nord de la Tailuko Belt précisant l'âge des intrusions granitiques métamorphisées par la suite en gneiss. Figure de **Wintsch et al. (2014)**.

3) La Yuli Belt (YB ; **Fig. 28**) est majoritairement composée de schistes encaissants mais comprend également des blocs exotiques métamafiques (**Yen, 1963**) d'affinité océanique (**Ho, 1988**). Plus précisément, les blocs allochtones présentent de multiples lithologies de schiste bleu, schiste à grenat, amphibolite, nephrite, serpentinites, gabbro, albitite, schiste à chlorite et metabasite. C'est la seule unité de Taïwan présentant des roches de haute pression en faciès schiste

bleu et élogite. Elle permet donc d'en savoir plus sur les conditions métamorphiques durant l'épisode de subduction mais également durant l'exhumation.

Cette unité a été décrite par certains auteurs comme un mélange Mésozoïque (Biq, 1971 ; Jahn et Liou, 1977 ; Jahn et al., 1981 ; Liou, 1981 ; Liou et al., 1975 ; Lo et Yui, 1996 ; Yen, 1963 ; Yui et Lo, 1989 ; Yui et al., 2012). Son âge de dépôt serait autour du Jurassique moyen (Ho, 1988) et des études géochronologiques ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) réalisées sur les blocks métamafiques montrent un âge de refroidissement entre 14 et 8 Ma suggérant un métamorphisme très récent (Jahn et Liou, 1977 ; Jahn et al., 1981).

3.2.5. Chaîne Côtière (CoR)

La Chaîne Côtière (CoR ; **Fig. 30**) est une partie de l'arc volcanique de Luçon. Dans la région de Taiwan, cet arc est accréte contre la marge Eurasiatique (Teng, 1990 ; Huang et al., 1997).

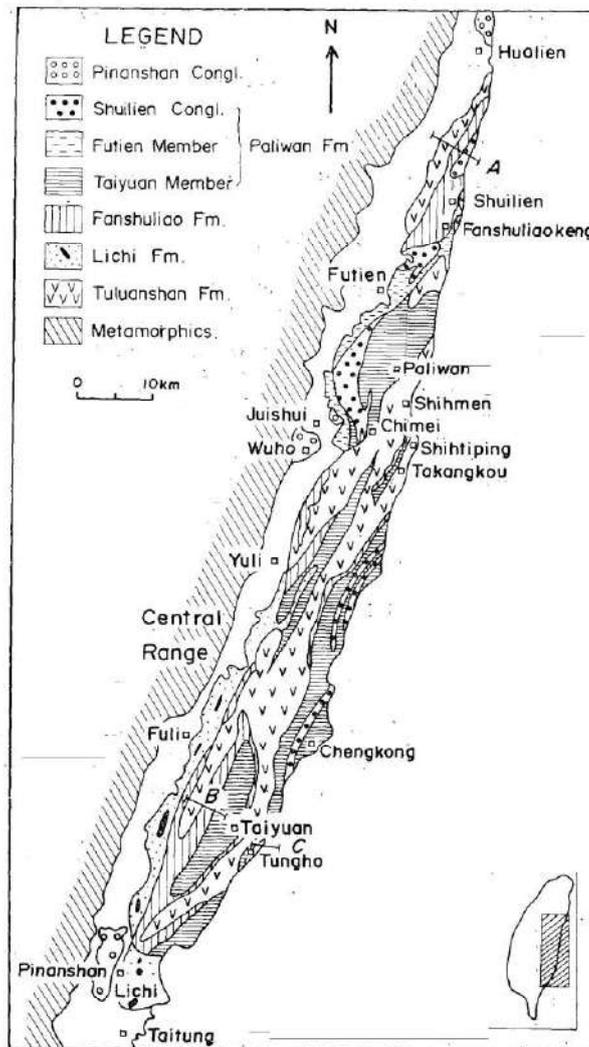


Fig. 1. Geologic sketch map of the Coastal Range. A: Yenliao section; B: West Taiyuan section; C: Tungho section.

Figure 30 : Carte de la Coastal Range réalisée par Teng et al. (1988).

Plus au sud, cet arc est séparé de la marge par un bassin avant-arc émergé (sud de la CR et péninsule d'Hengchun) ou submergé (ride d'Hengchun). Cette CoR est essentiellement composée de séquences volcaniques et sédimentaires (Huang et al., 1995, 200 ; Teng et al., 1988). De fines séries sédimentaires sont mises en place en contexte avant- et intra-arc recouvrant les séries volcaniques et le socle de l'arc. L'activité volcanique s'étend de 16-14 Ma jusqu'à 6 Ma dans le nord et 3.3 Ma dans le sud (Lo et al., 1994 ; Song et Lo, 2002 ; Huang et al., 2006 ; Lai et Song, 2013 ; Lai et al., 2017). Le long d'une séquence volcanique (**Fig. 31**), les faciès changent depuis des pillows lavas et des corps intrusifs à la base vers des coulées de lave, des brèches, des tufs et des ignimbrites au sommet (Lai et Song, 2013 ; Song et Lo, 2002).

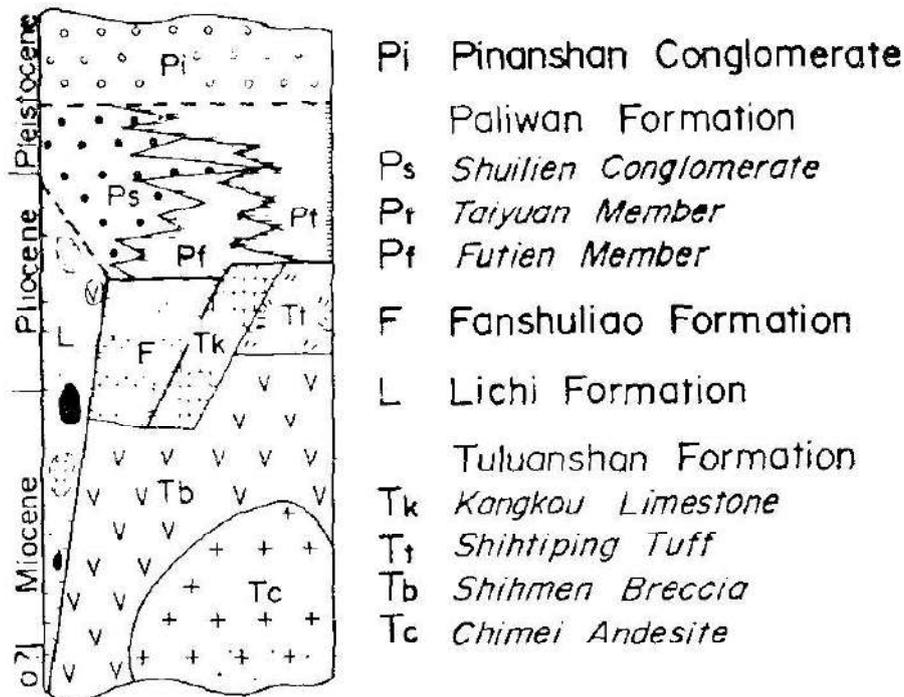


Figure 31 : Schéma stratigraphique de la Coastal Range. Figure de Teng et al. (1988).

L'épaisseur des sédiments atteint 6-8 km avec des taux de sédimentation allant jusqu'à 200 m/Ma. Ces dépôts se font majoritairement en contexte marin, et présentent donc des structures turbiditiques. De nombreuses études ont étudié la géochimie de ces roches d'arc (Chen, 1975 ; Chen et al., 1990 ; Defant et al., 1990 ; Fourcade et al., 1994 ; Jacques, 1987 ; Lai et al., 2008 ; Lan, 1982 ; Marini et al., 2005 ; McDermott et al., 1993 ; Song, 1990 ; Vidal et al., 1989 ; Yang, 1992 ; Yang et al., 1992, 1996) afin de comprendre l'évolution magmatique de l'arc. La genèse des laves d'arc incluent plusieurs composantes comme le coin mantellique, le slab en subduction et la croûte continentale supérieure ou océanique (Zellmer et al., 2015). Des variations de contribution en croûte et en manteau ont été proposées par différents auteurs (Chen et al., 1990 ; Defant et al., 1990 ; Fourcade et al., 1994 ; Marini et al., 2005 ; McDermott et al., 1993 ; Shao et al., 2015 ; Yang, 1992) pour expliquer la variation

en éléments incompatibles et en ϵNd depuis le nord vers le sud. Cependant, il est difficile de distinguer si les signatures continentales traduisent plutôt un apport des sédiments subductés ou de la plaque chevauchante.

3.2.6. Mélanges ophiolitiques de Kenting et de Lichi (KM et LM)

Les mélanges ophiolitiques de Kenting et de Lichi sont des unités d'une importance capitale car elles permettent d'observer des lithologies telles que des gabbros, serpentinites, meta-granites et basaltes. Un débat important vise à déterminer la source de ces différents blocs qui peuvent provenir de la marge Eurasiatique, de la Mer de Chine du sud ou bien de la plaque Philippines (arc volcanique compris). Le mélange de Kenting est situé dans la partie ouest de la péninsule d'Hengchun au sud de Taïwan tandis que le mélange de Lichi est localisé dans la LV entre la CoR et la CR. La source ainsi que le contexte géodynamique ayant permis leur mise en place est donc probablement différent et peut nous apporter des clefs dans la compréhension de la mise en place de la collision.

1) Le mélange de Kenting aurait été mis en place sur la marge Eurasiatique à partir de 10 Ma (Pelletier et Stephan, 1986a ; Chang et al., 2002, 2009a). Ce mélange (**Fig. 32**) serait une relique de la marge distale Eurasiatique arrachée par l'inversion tectonique durant la collision selon certains auteurs, plutôt qu'un mélange océanique typique de subduction. A l'est du mélange, des sédiments post-rift (conglomérats de Shimen) contiennent des fragments pré-collisionnels de péridotites et de serpentinites provenant du manteau associés à des plagiogranites et des basaltes datés de 20 Ma (âges K-Ar : Pelletier et Stephan, 1986). Les mêmes éléments sont présents dans le mélange de Kenting supportant l'hypothèse qu'il se soit formé comme un dépôt de type olistostrome suite à l'érosion des sédiments Miocène inversés (Stephan et Pelletier, 1986). Cependant, des analyses géochimiques des blocs magmatiques proposent plutôt une origine océanique avec comme source la Mer de Chine du sud (Zhang et al., 2015 ; Yu et al., 2018).

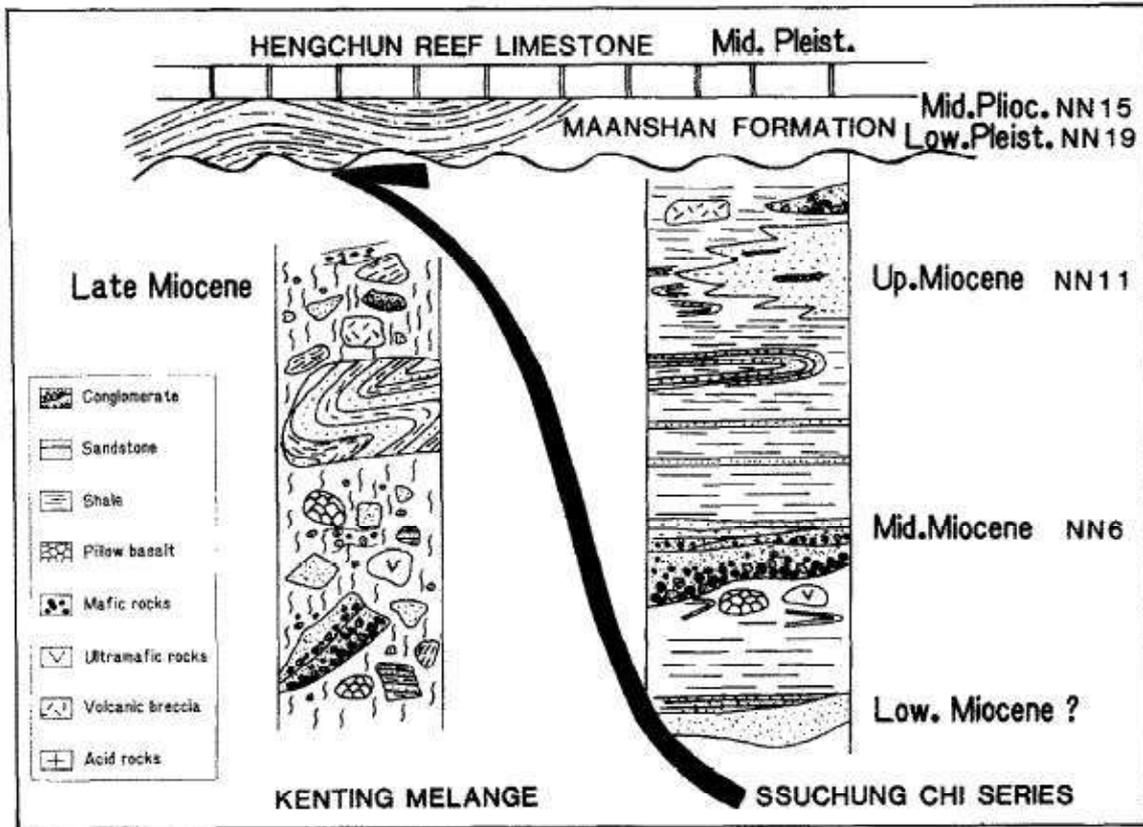


Figure 32 : Stratigraphie du mélange de Kenting et des relations avec les séries post-rift Miocène de la péninsule d'Hengchun. Figure de [Pelletier and Stephan, 1986](#).

2) Le mélange de Lichi, qui est présent en contact de l'ETO (East Taiwan Ophiolite) est localisé dans la zone de suture principale entre l'arc et la marge. Il peut par conséquent apporter beaucoup d'informations sur l'initiation de la collision et sur les différentes lithologies qui ont pu être subductées, obductées et/ou accrétées. Ce mélange de Lichi contient des blocs issus de la Mer de Chine du sud, qui sont des reliques de la naissance et de l'évolution de cette plaque océanique dont l'histoire précoce est mal connue ([Moore, 1970](#) ; [Dewey et Bird, 1970](#) ; [Coleman, 1971](#) ; [Dilek et Furnes, 2011, 2014](#)). Plusieurs hypothèses sont proposées quant à la formation de ce mélange ([Lin et al., 2019](#)). L'hypothèse majoritaire est qu'il serait une relique du prisme d'accrétion de la subduction de Manille faisant subduire la Mer de Chine du sud sous la plaque Philippines ([Beq, 1971](#) ; [Chai, 1972](#) ; [Kerig, 1973](#) ; [Ho, 1977](#) ; [Hsu, 1988](#)). Une autre hypothèse basée sur la géochimie des blocs est une origine olistostrome, mis en place par le biais de glissements de grande ampleur depuis la partie ouest du bassin avant-arc de Luçon ([Hsu, 1954](#) ; [Wang, 1976](#) ; [Ernst, 1977](#) ; [Page et Suppe, 1981](#) ; [Barrier et Muller, 1984](#)). Ce modèle suppose que certains blocs proviennent du prisme d'accrétion ([Page et Suppe, 1981](#)). Certaines études proposent que certains blocs proviennent du socle de l'arc incorporés dans le mélange durant l'épisode de collision ([Chang et al., 2000, 2001](#) ; [Huang et al., 2008](#) ; [Chen et al., 2017](#) ; [Huang et al.,](#)

2018). [Lin et al. \(2019\)](#) proposent que les blocs mantelliques proviennent de la plaque supérieure et qu'ils soient incorporés dans le chenal de subduction.

4. Datations et métamorphisme

4.1. Thermochronologie

De nombreux auteurs se sont appliqués à effectuer des datations selon différentes méthodes à Taïwan et une grande partie de ces datations sont des études thermochronologiques. Ces méthodes permettent de définir l'âge de refroidissement d'un échantillon, c'est-à-dire, l'âge auquel l'échantillon est passé sous la température de fermeture de la méthode étudiée. Ces températures de fermeture sont synthétisées dans le **Tableau 1** pour les méthodes K-Ar (potassium-argon), ZFT (traces de fission sur zircon), ZHe (hélium sur zircon) et AFT (traces de fission sur apatite).

Tableau 1 : Température de fermeture de différentes méthodes de thermochronologie.

Méthode	K-Ar	ZFT	ZHe	AFT
T°C fermeture	300-350 (250-280)	230 (260)	160-200	90-120

Le travail de [Simoes et al. \(2012\)](#) est un très bon départ car il synthétise les différents âges déterminés par les études précédentes pour les datations K-Ar sur micas blancs ([Tsao, 1996](#)), ZFT ([Lee et al., 2006](#) ; [T. K. Liu, 1982](#) ; [T. K. Liu, 1988](#) ; [T. Liu et al., 2001](#) ; [Tsao, 1996](#) ; [Tsao et al., 1992](#) ; [Willett et al., 2003](#)), ZHe ([Beyssac et al., 2007](#)) et AFT ([Fuller et al., 2006](#) ; [Willett et al., 2003](#) ; [Lock, 2007](#)). En plus de ces études s'ajoutent les travaux de [Mesalles et al. \(2014\)](#) qui ont effectué des datations ZFT dans la zone d'initiation de la collision.

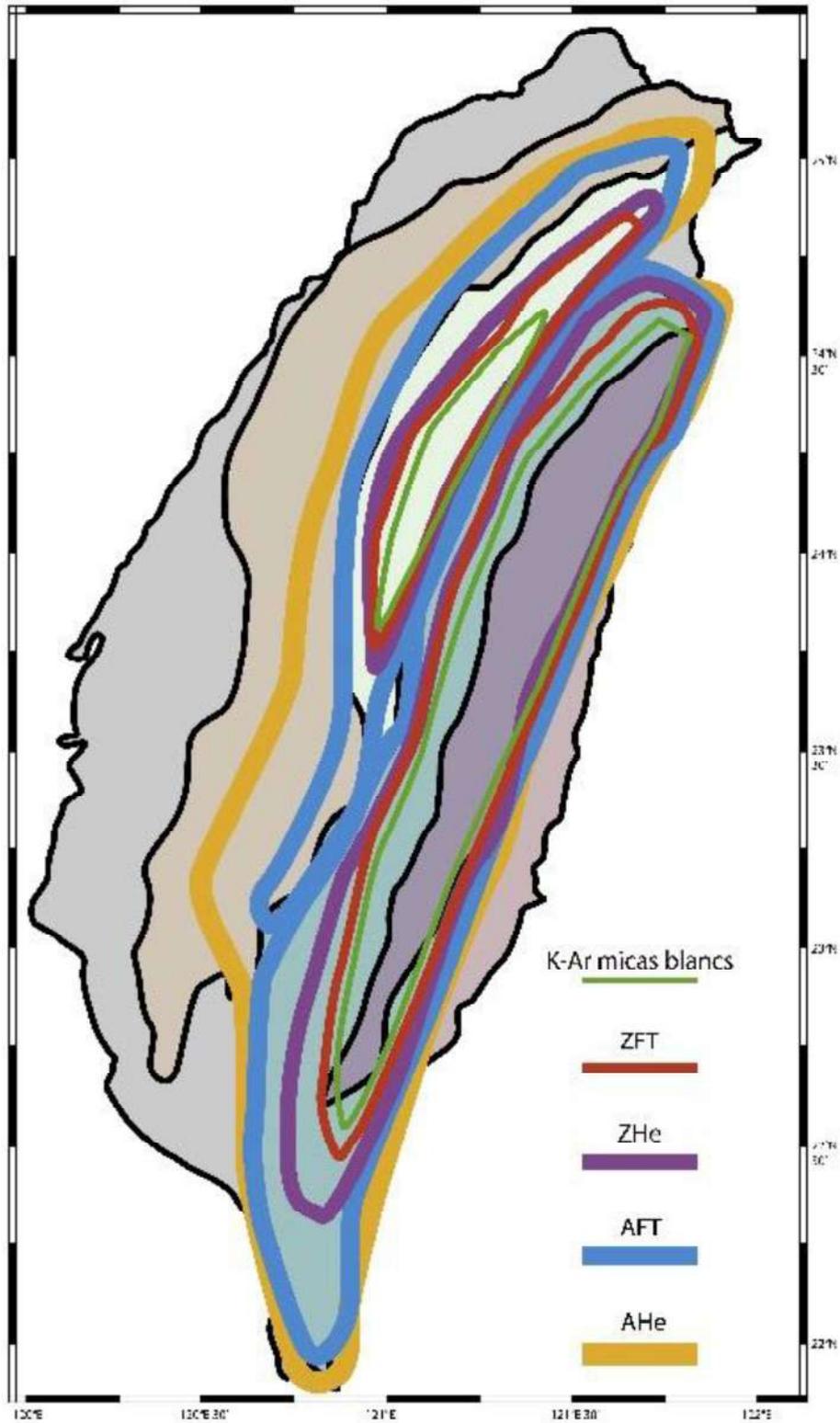


Figure 33 : Carte synthétisant les différentes études en thermochronologie (modifié de [Simoes et al., 2012](#)). Les contours représentent les zones présentant des âges reset, c'est-à-dire dont l'âge est syn-collisionnel.

Dans leur compilation, [Simoes et al. \(2012\)](#) ont déterminés des zones (**Fig. 33**) définies comme resetées, c'est-à-dire qui possèdent un âge plus jeune que l'âge de dépôt des sédiments, pour les

différentes méthodes de datation. Ce qui ressort très clairement est le fait que la CR et la HR sont les seules unités qui présentent des zones qui sont reset avec toutes les méthodes compilées. Dans la CR, les zones les plus resetées semblent être à proximité et dans la Tailuko Belt (socle de la CR). Cependant, il est clairement visible que ce n'est pas le contact socle/couverture qui localise les limites des zones resetées. En effet, les différentes méthodes mettent plutôt en lumière des zones de plus en plus étendues avec la diminution de la température de fermeture de la méthode. En revanche, la LV apparait comme un contact majeur localisant toutes les zones de reset.

Les différentes données thermochronologiques permettent de mettre en évidence les zones qui ont subi un réchauffement à différentes températures pour différentes périodes. Dans la CR, les données ZFT (présentant la plus importante répartition sur l'île et une température de fermeture de ~ 230 °C) présentent des âges Yanshaniens (90-100 Ma) à l'extrême sud de l'île sur la péninsule d'Hengshun qui correspondent à l'ancienne subduction à vergence ouest du Pacifique sous la Chine (Zhou et al., 2006). Ces sédiments n'ont donc été que très peu chauffés et représentent la partie superficielle des sédiments de la marge Eurasiatique. D'autres données indiquent des âges depuis le rifting jusqu'à des âges syn-collision. Les âges AFT sont tous syn-collision dans la CR et la HR, ce qui signifie qu'elle a au moins connu une température de 90-120 °C durant la collision. Cependant, les WF présentent des âges ante-collision ce qui suggère un pic thermique très faible dans cette unité durant la phase de collision.

4.2. Métamorphisme de la Central Range

Afin de comprendre au mieux le contexte géodynamique dans la zone d'initiation de la collision, les études pétrologiques et thermobarométrique ont une importance capitale afin de reconstruire l'histoire des différentes unités. Dans le sud de Taïwan, la CR a enregistré des conditions métamorphiques dans des conditions schiste vert dans la BR mais également de plus hautes températures dans la TB et jusqu'à des conditions de haute pression dans la YB. De nombreuses études récentes ont permis d'effectuer des estimations P-T précises notamment sur les blocs de HP dans la YB. Cependant les naturalistes japonais avaient déjà produit une carte de très bonne qualité en 1926 (**Fig. 34**) qui détaille différents grades métamorphiques très précis notamment dans le sud de l'île. La BR y est séparée en 3 sous-unité dont le gradient métamorphique est croissant du SO au NE.

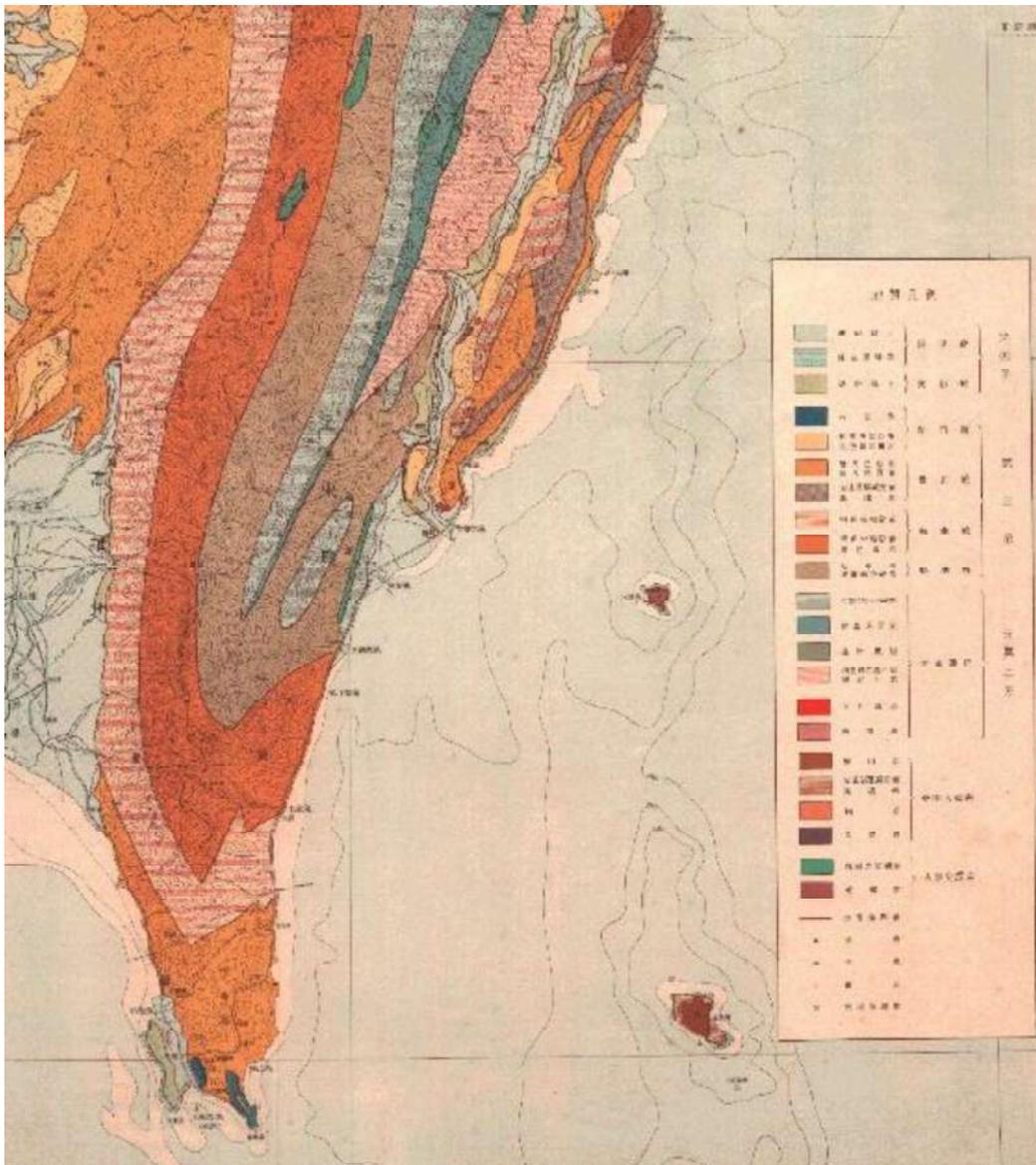


Figure 34 : Carte des assemblages pétrologiques des japonais en 1926. Zoom sur le SE de l'île.

Cette carte présente également des limites de la YB différentes de celles tracées depuis la carte géologique du bureau central de géologie de Taïwan en 2000.

Des études de thermométrie par réflectance sur vitrinite (**VR** : Vitrinite Reflectance) ainsi que par Spéctrométrie Raman sur Matière Carbonnée (**RSCM** : Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material) ont été réalisées sur la majeure partie des unités de Taïwan (RSCM : [Beyssac et al., 2007](#) ; VR : [Lin et al., 2001](#) ; [Lin et Kuo, 1996](#) ; [Sakaguchi et al., 2007](#) ; [Zhang et al., 2016](#)). Ces résultats ont été spatialisés (**Fig. 36**) dans l'étude de [Simoes et al. \(2012\)](#) et synthétisés par unités dans la **Figure 35**.

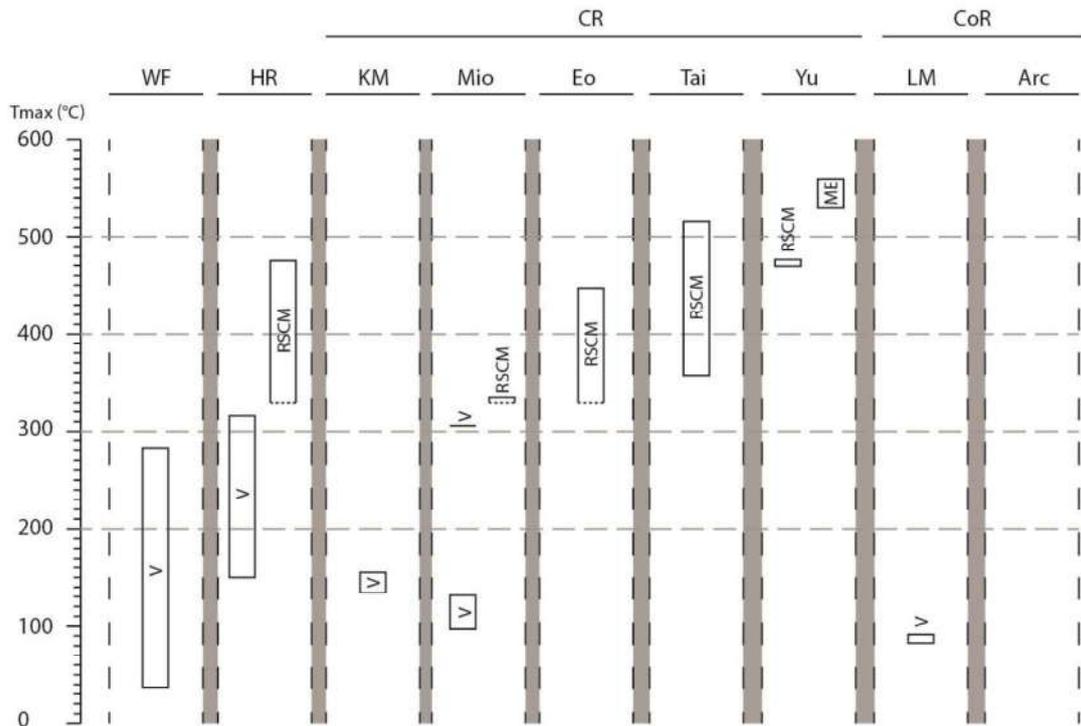


Figure 35 : Synthèse des données de thermométrie par unité (RSCM : [Beyssac et al., 2007](#) ; VR : [Lin et al., 2001](#) ; [Lin et Kuo, 1996](#) ; [Sakaguchi et al., 2007](#) ; [Zhang et al., 2016](#)) selon le nouveau tracé des unités de notre étude. V, Vitrinite ; RSCM, Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material ; ME, Metamorphic Equilibrium.

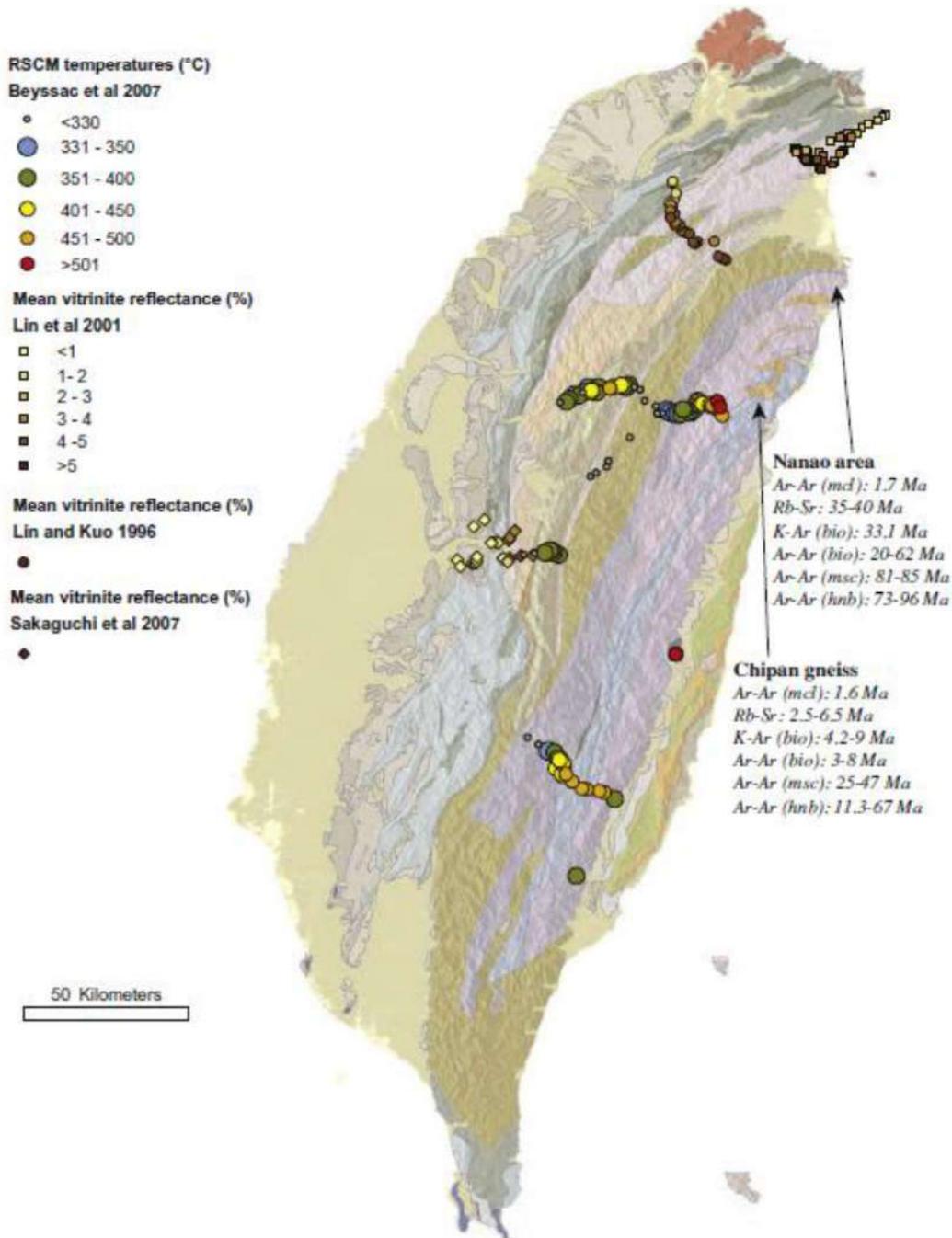


Figure 36 : Carte RSCM et VR (RSCM : Beyssac et al., 2007 ; VR : Lin et al., 2001 ; Lin et Kuo, 1996 ; Sakaguchi et al., 2007 ; Zhang et al., 2016). Figure de Simoes et al. (2012).

La Yuli Belt étant la seule présentant des blocs de HP sur l'île de Taïwan, cette unité possède le plus grand nombre d'estimations P-T (**Fig. 37**). Liou et al. (1975) ont identifié des lithologies HP dans la Yuli Belt comme des schistes à glaucophane-grenat-epidote-rutile. Déjà en 1975, ils proposent une recristallisation potentielle à des températures autour de 350 °C, ce qui semble très proche des estimations du pic de température syn-collision. En effet, des lithologies telles que des schistes bleus et des schistes à grenats ont été utilisées afin d'effectuer des estimations P-T mais seulement sous forme de galets dans les rivières. Dans un premier temps, l'étude RSCM de Beyssac et al. (2007) définit

un pic de température de la Yuli Belt à 500-550 °C. Des estimations P-T du pic métamorphique ont ensuite été réalisées dans une zone géographique très restreinte qui est centrée autour du Juisi Block (**Fig. 37**). [Beyssac et al. \(2008\)](#) proposent un pic à 550 °C et 10-12 kbar sur un schiste à glaucophane, et l'attribue à la subduction. D'autres auteurs ont ensuite estimé le pic métamorphique à 400-500°C et 6-8 kbar ([TSai et al., 2013](#)) ainsi que 550 ± 40 °C et 13 ± 1 kbar ([Baziotis et al., 2017](#)).

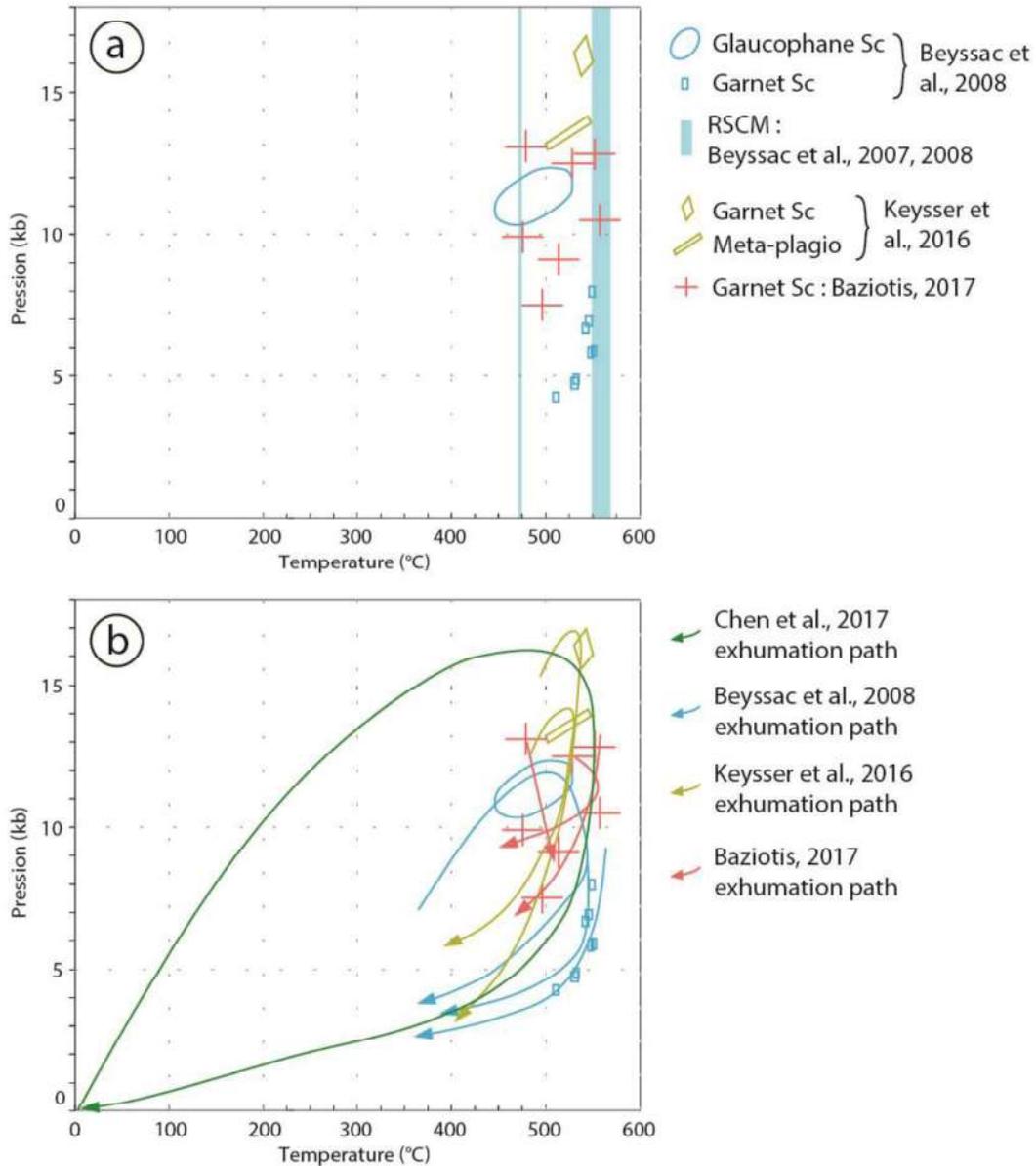


Figure 37 : Diagrammes P-T des estimations P-T réalisées sur différents blocks de la YB. (a) Estimations effectuée par équilibres thermodynamiques (b) des trajets prograde et rétrograde proposés. Les données proviennent de [Beyssac et al., 2007, 2008](#) ; [Keysser et al., 2016](#) ; [Baziotis et al., 2017](#) ; [Chen et al., 2017](#).

La TB présente également un métamorphisme important défini comme HT et BP. Les températures RSCM présentent des valeurs entre 350 et 520 °C ([Beyssac et al., 2007](#)). Basé sur les différents âges disponibles, il est suggéré que la TB a connu 3 épisodes métamorphiques : HP durant

le Jurassique moyen (évènement I) ; HT durant le Crétacé supérieur (II) ; HP à MP durant le Cénozoïque supérieur (III) (Liou et Ernst, 1984 ; Yui et al., 1990, 1998). Les conditions estimées des évènements II et III sont respectivement de 550-650 °C et 5 kbar et de 350-475 °C et 2-4 kbar (Chu, 1981 ; Liou et Ernst, 1984 ; Ernst et Jahn 1987).

Dans la partie nord de la TB, des métapellites en faciès amphibolitique présentent de nombreux grenats riche en almandin (Chiao, 1991 ; Lu, 1992), ainsi que des roches à grenat et chloritoïde (Yui et al., 1992, 1994) qui ont été interprétés comme résultant de l'altération sous-marine d'une roche basaltique. Les inclusions microscopiques de muscovite, chlorite, plagioclase, quartz et ilménite sont communs dans les grenats. Basé sur le géobaromètre grenat-plagioclase-muscovite-quartz (Hoisch, 1991) et le géothermomètre grenat-phengite (Hynes et Forest, 1998), les conditions P-T estimées dans les metabasites à grenat et chloritoïde sont de 5-7 kbar et 530-550 °C (Yui et al., 1992). D'autres estimations sur ces mêmes roches basées sur des inclusions de kyanite, staurolite, rutile et quartz dans les grenats indiqueraient des conditions de <660-690 °C et >8.3-8.8 kbar (Hwang, 2001) tandis que la matrice serait équilibrée à 530-550°C et 5-7 kbar.

Des mica-schistes composés de quartz, grenat, biotite, muscovite, plagioclase, épidote, ilménite, apatite, pyrite et zircon ont été estimés à 7-8.5 kbar et 500-570 °C (Lu, 1992). Une précipitation de chlorites rétrogrades a également été décrite.

La présence de méta-andésites est également décrite emballées dans schistes à chlorite. Les échantillons présentent un assemblage d'albite, chlorite, calcite, épidote, biotite, quartz, zircon et opaques défini dans le faciès des schistes verts (Yui et Wu, 1991).

Les orthogneiss dans le nord de l'île ont été caractérisés par 2 stades métamorphiques dont un premier en faciès amphibolitique et un deuxième en faciès schiste vert (Lan et al., 1990).

La Backbone Range qui est la couverture Miocène et Eocène de la CR présente des conditions métamorphiques assez variables. Les études RSCM ayant été réalisées avant la publication de la calibration basse température (Lahfid et al., 2011), les températures calculées par l'étude de Beyssac et al. (2007) sont comprises entre 330 et 600 °C. La majeure partie de la Backbone Range présente des températures maximum <330 °C. Cependant, certaines parties de l'Eocène révèlent des températures entre 330 et 400 °C à proximité de la Tailuko Belt.

5. Forçage climatique

L'érosion peut être définie comme un des acteurs majeurs dans les processus d'exhumations et Taïwan est un système érosif très efficace avec de très forts taux d'érosion dans les plus fort au monde (Li, 1975 ; Dadson et al., 2003). De ce fait, le forçage climatique est un facteur majeur de la mise en place de cet orogène.

5.1. Interactions Erosion-tectonique active-surrection

Dans la chaîne de Taïwan, les conditions climatiques représentent un aspect majeur ayant un impact sur l'érosion de la chaîne ainsi que sur la dénudation et l'exhumation. Dans un premier temps, Taïwan possède un climat tropical chaud et humide qui favorise une végétation luxuriante. Les variations de taux d'érosion sont contrôlées par les taux de surrection, les taux de précipitation et les glissements de terrain.

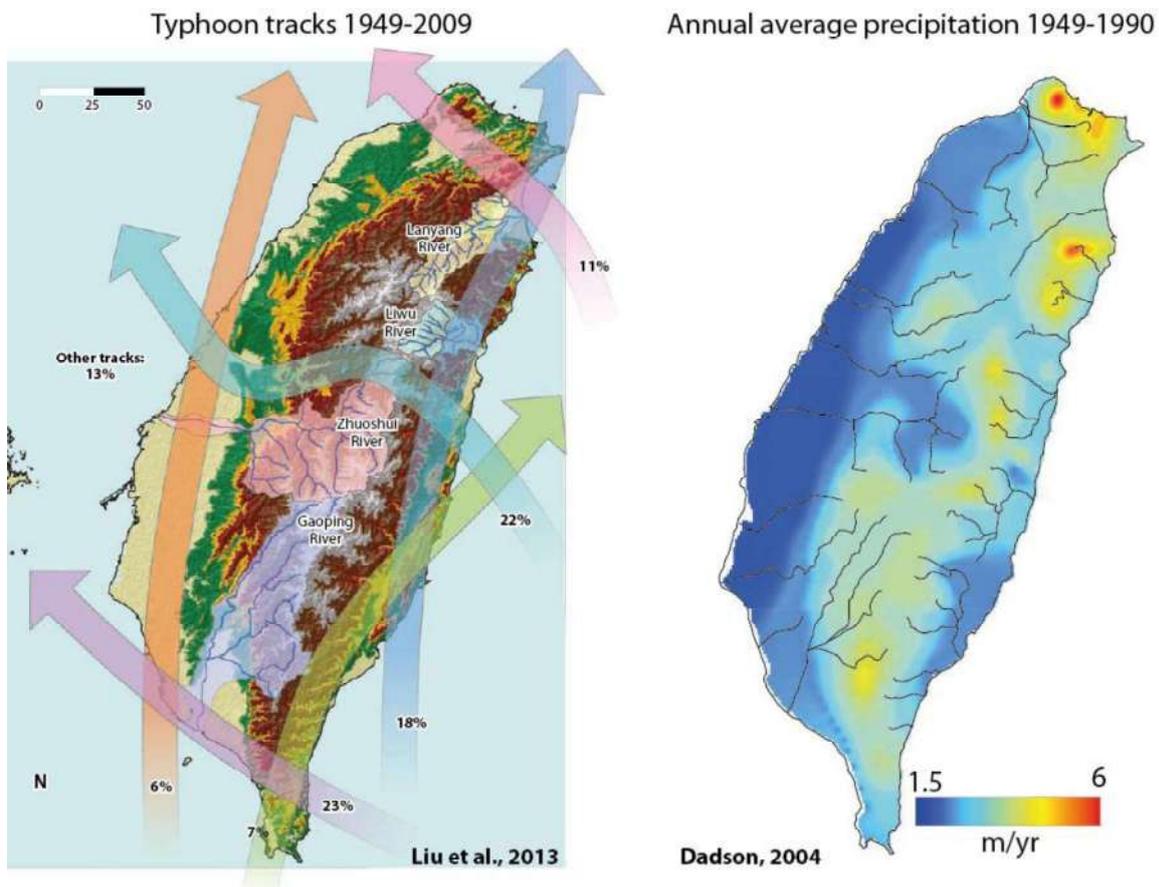


Figure 38 : A gauche les différents trajets des typhons et les pourcentages associés entre 1949 et 2009 modifié par Mesalles (2014) depuis Liu et al. (2013). A droite les moyennes de taux de précipitations entre 1949 et 1990 modifié par Mesalles (2014) depuis Dadson, 2004.

Taiwan est la cible d'épisodes météoriques majeurs qui sont les typhons (ou cyclones) qui arrivent de l'océan Pacifique (Fig. 38) et qui frappent de plein fouet la côté est plusieurs fois par an. Ces cyclones apportent des vents violents mais également de très fortes précipitations avec un total de 2.5 m/an

dans le sud de l'île et jusqu'à 5-6 m/an dans la partie est et nord de l'île qui sont les plus arrosés car les typhons s'estompent en avançant sur le continent et épargnent la CP à l'ouest (**Fig. 38**). Les cyclones représentent 80% de ces précipitations ([Central Weather Bureau, décembre 2013](#)). Les glissements de terrain sont également très importants dans le processus d'érosion, et donc d'exhumation. Ces glissements sont contrôlés par les taux de précipitation ([Chen et al., 2014](#)) mais également le pendage des foliations qui vont être favorisés comme plan de rupture entraînant le glissement mais également par les séismes qui atteignent régulièrement des magnitudes de 7-7.5 ([Mouthereau et al., 2009](#)). La suite d'évènements la plus décrite commence par la saturation des sédiments et des méta-sédiments en eau lors d'un cyclone suivi d'un tremblement de terre qui va entraîner la rupture d'un plan de faiblesse (Faille, zone de cisaillement, S0 ou S1) et qui va faire glisser un pan de montagne le long de ce plan.

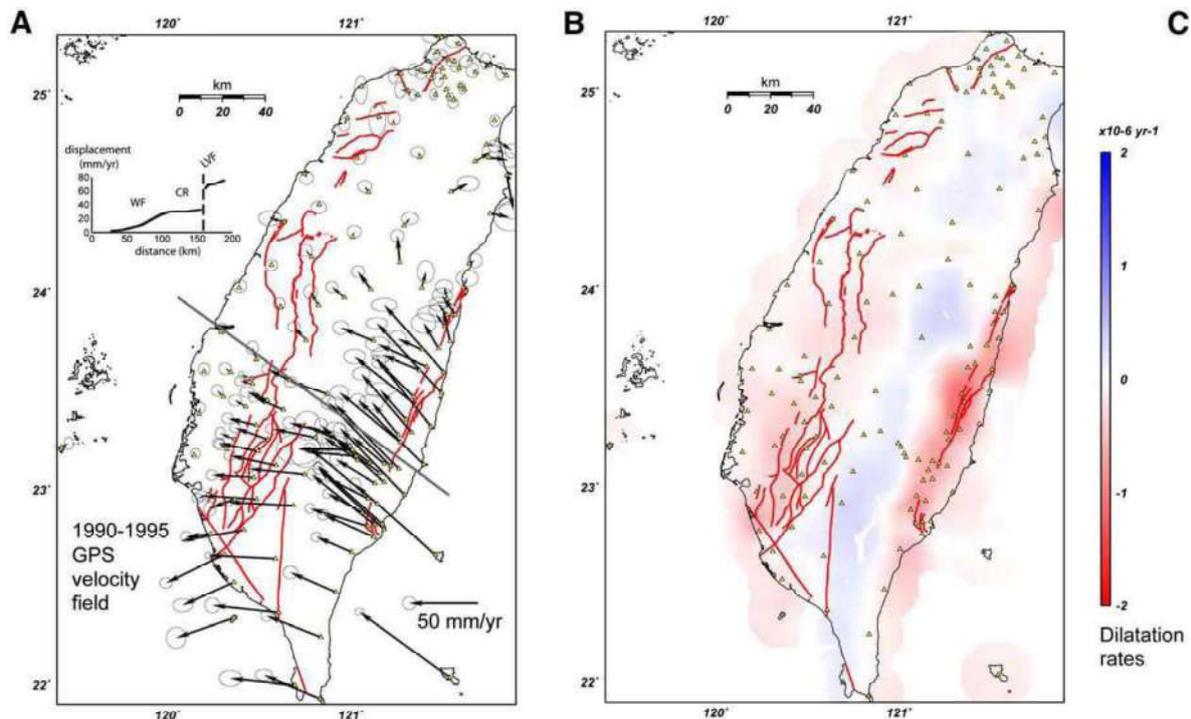


Figure 39 : (A) Carte des failles actives (en rouge) et des vitesses de déplacement obtenues par GPS d'après [Yu et al. \(1997\)](#). (B) Carte des failles actives et des taux de dilatation déterminés à partir des données GPS de la carte A. Le centre de la chaîne est en dilatation quant les WF, la CP et la CoR sont en contraction. Les taux de contraction les plus forts sont concentrés autour de la LVF, donc la zone de suture principale. Cartes de [Mouthereau et al. \(2009\)](#).

Les failles actives (**Fig. 39**) sont également responsables d'une partie de l'exhumation ou du moins de l'accommodation de la déformation pendant l'exhumation ([Mouthereau et al., 2009](#)).

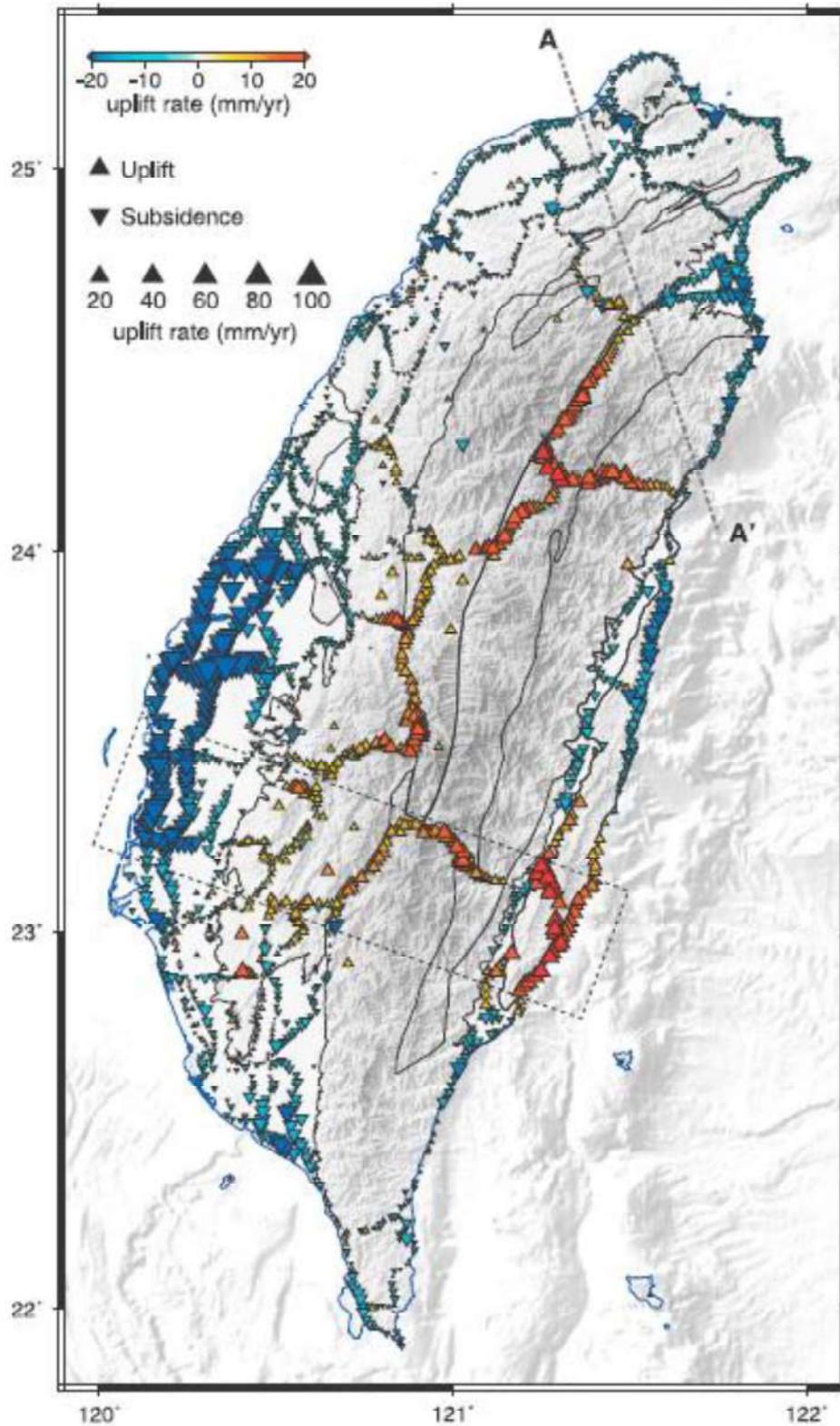


Figure 40 : Carte des taux de surrection. Carte de [Ching et al. \(2011\)](#).

Les taux de surrection sont positifs dans la CoR et la CR et peuvent atteindre 18 mm/an. Cependant ils sont très faibles dans les WF et négatifs sur la CP qui est donc en subsidence (**Fig. 40**,

[Ching et al., 2011](#)). La chaîne centrale qui présente les sommets les plus hauts et les unités de plus haut grade métamorphique est qualifiée de « steady state ». Cela signifie qu'elle est en équilibre isostatique, donc qu'elle présente les mêmes taux d'érosion et d'exhumation qui peuvent aller jusqu'à 1 cm/an durant le dernier million d'années.

5.2. Risques naturels

Taïwan est assujetti à de nombreux risques naturels. Cependant il est bon de rappeler que le risque est la combinaison d'un aléa et d'une vulnérabilité. Un aléa est un phénomène (naturel, technologique) plus ou moins probable sur un espace donné tandis que la vulnérabilité exprime le niveau d'effet prévisible de ce phénomène sur l'homme et ses activités.

Dans un premier temps, la présence de nombreuses failles actives entraîne un nombre important de séismes. Ces failles ont un autre impact qui est la destruction des infrastructures humaines du fait des déplacements sur les plans de failles, sans pour autant produire d'onde sismique destructrice. Des études ont donc été menées pour essayer de construire des infrastructures permettant de résister à de tels déplacements le long d'un plan de faille ([Hino et Muroso, 2017](#)). Les ponts sont les plus touchés par ces phénomènes car les failles sont des zones de faiblesse souvent empruntées par les cours d'eau. Les typhons représentent également un aléa important car ils apportent des vents violents ainsi que de très fortes précipitations entraînant la crue des rivières étant donné que la chaîne de Taïwan ne présente aucune zone de retenue d'eau. Il en découle la crue de rivières et des inondations ainsi que l'effondrement de routes.

Pour diminuer le risque, le seul moyen est de diminuer la vulnérabilité étant donné l'ampleur des aléas. Le gouvernement taïwanais mène donc une politique d'expulsion des habitants dans les montagnes et tente de rapatrier les habitants de la côte est vers la côte ouest.

6. Conclusion sur l'état de l'art et problématiques ciblées

L'orogène de Taïwan est décrit comme une chaîne en « nappe stacking » (empilement de nappes). Le rifting et la formation de la Mer de Chine du sud (40-15 Ma) sont suivis d'une phase de subduction (<15 Ma) puis de collision (<7 Ma). Cette chaîne en collision oblique entre l'arc volcanique de Luçon et la marge Eurasiatique est vue comme une « fold and thrust belt » (chaîne de plis et chevauchements) avec de nombreux chevauchements permettant l'exhumation d'unités de haut grade métamorphique comme la Tailuko Belt et la Yuli Belt.

Au vu des différentes études effectuées sur la chaîne de Taïwan, plusieurs questions restent encore en suspens. De ces questions découlent les différents axes qui ont guidé ce travail de recherche.

- Dans un premier temps, la **répartition spatiale des données** structurales et des études de terrain n'est pas homogène à l'échelle de la chaîne. La partie nord et la partie centrale de la chaîne ont été bien quadrillées comparé au sud de l'île, notamment dans la chaîne centrale. Des données sur la déformation ductile sont notamment manquantes dans le sud alors même que c'est dans cette zone que se produit l'initiation de la collision.
- Très peu d'**estimations P-T** ont été calculées dans cette chaîne, et les données sont concentrées sur la YB qui est l'unité de HP. Il manque donc des données sur les conditions métamorphiques de nombreuses unités notamment de la Backbone Range qui représente la couverture syn- à post-rift, et qui constitue la majeure partie de la chaîne centrale. Plusieurs questions restent entières, à savoir : Quelles sont les **chemins d'enfouissement et d'exhumation** subis par les roches de la chaîne centrale ? Quelle est la **répartition spatiotemporelle de la thermicité** ?
- Un autre point concerne la mise en relation entre les données de thermochronologie existantes et de la thermicité. En effet, de nombreuses données thermochronologiques sont disponibles dans le sud de l'île. Une étude de la thermicité couplée à ces données pourrait permettre de déterminer des **conditions thermiques syn-rift et syn-collisionnel** dans la chaîne centrale.
- Afin d'expliquer la mise en place et l'évolution de la chaîne, la grande majorité des coupes géologiques sont orientés E-W afin de faire ressortir les grandes structures et les unités car la chaîne est orientée N-S. D'autre part les deux seules routes traversant la CR, qui sont la CXHW (Central Cross High Way) et la SXHW (Southern Cross High Way), sont orientés E-W. La majorité des modèles proposent donc une exhumation par le biais de grands chevauchements car c'est le seul moyen d'exhumer les unités de haut grade métamorphique dans un contexte purement compressif. Cependant, certains auteurs ont mis en lumière un fluage latéral parallèle à l'axe de la chaîne qui n'est pas pris en compte dans la majeure partie des cas. Le modèle le plus mis

en avant est celui de Jacques Malavieille ([Malavieille et al., 2010](#)). Ce modèle est basé sur une comparaison entre un travail de terrain et des modélisations analogiques. Les conditions de modélisation ne peuvent pas tenir compte de ce fluage latéral. Il découle donc les questions suivantes : Quelles sont les structures présentant une **extension parallèle à la chaîne** ? Quelle est la **répartition de la déformation en trois dimensions** ? Et par conséquent quelles sont les **structures accommodant la déformation en 3D** ? Le **fluage latéral** de la chaîne est-il symétrique ?

- Deux mélanges ophiolitiques ont été identifiés dans le sud de Taiwan. Le mélange de Lichi qui est localisé au sud de la vallée longitudinale dans la zone de suture principale et le mélange de Kenting sur la péninsule d'Hengchun en contact avec la Backbone Range. Ces mélanges sont composés de nombreux blocs ayant au premier abord une origine océanique. Cependant, au vue de la grande diversité des lithologies présentes dans ces mélanges, il est probable que des sources multiples soit à envisager. On peut donc se poser les questions suivantes : Quelles sont **les sources des différents mélanges** ? Sont-elles les mêmes ? Quelles sont les **conditions thermiques enregistrées par ces mélanges** ?
- Les unités de la Yuli Belt et de la Tailuko Belt ont été séparées du fait que la Yuli Belt présente des blocs de metabasites qui enregistrent des conditions de HP et une faille est proposée entre ces deux unités. Est-ce que cette **séparation entre une unité de HT-BP (Tailuko Belt) et une unité de HT-HP (Yuli Belt)** a lieu d'être sachant que les lithologies de HP de la Yuli Belt ne sont présentes que sous forme de blocs ?
- Des estimations P-T ont été réalisées sur les blocs de metabasites de la Yuli Belt et ont déterminé un pic du métamorphisme dans le faciès des schistes bleus. Qu'en est-il des **conditions P-T dans l'encaissant** ? Est-il **Haute Pression ou Basse Pression** ? Quelle est la nature du **contact entre l'encaissant et les blocs de HP** ? Quels sont **les chemins prograde et rétrograde de l'encaissant et des blocs de HP** ?
- Du point de vue des processus d'exhumation, le mécanisme principalement suggéré est une combinaison de chevauchements en surface (empilement de nappes) et de sous-placage en profondeur. Cependant, ces grands niveaux de chevauchements ne sont pas observés sur le terrain. Il est donc primordial de se demander : Quelles sont les **déformations présentes dans la zone d'initiation de la collision taïwanaise** ? Quelles sont les **conditions thermiques et rhéologiques** associées à la déformation de ces roches ? Quels sont les **mécanismes d'exhumation** ? Quels sont les **structures accommodant** cette exhumation ? Quels en sont les **moteurs à l'origine** ?

Chapitre II. Matériel et méthodes

Table des matières

1. Campagnes de terrain	89
2. Traitement des données structurales	94
3. Traitement des échantillons et analyses	94
3.1. Préparation des échantillons	99
3.2. Analyses chimiques : chimie roche totale et microsonde	100
3.3. RSCM.....	102
3.4. Thermométrie sur chlorite.....	108
3.5. Thermo-barométrie chlorite-mica.....	110
4. Base de données du magmatisme	112

Plusieurs problématiques concernant la formation de la chaîne de Taïwan ont été évoquées à la fin de l'état de l'art (**Chapitre 1**). Cette thèse a pour but d'étudier l'initiation de la collision, dans le cas particulier de Taïwan qui permet d'observer les structures et l'état thermique de la chaîne à l'état actuel. Afin d'y répondre, différentes méthodologies ont été utilisées. Dans un premier temps, plusieurs campagnes de terrain ont été réalisées afin de collecter des données et des échantillons. Par la suite, les échantillons ont été préparés et analysés au microscope, chimiquement (roche totale et microsonde) ainsi que par spectroscopie Raman. Ce chapitre présente ces différentes méthodologies.

1. Campagnes de terrain

Le travail de terrain représente une partie majeure de cette étude de par l'étendue de la zone étudiée et le nombre de données acquises durant les missions. La chaîne centrale de Taïwan, qui est la cible de cette étude, est constituée de terrains escarpés avec une végétation dense de type jungle. Les vallées accueillant régulièrement d'importants volumes d'eau, elles présentent généralement de grandes étendues d'alluvions sur des largeurs allant de quelques mètres dans certains passages (**Fig. 1d**) jusqu'à 200-300 mètres (**Fig. 1b**). Le niveau d'eau dans ces rivières est un facteur majeur afin de réaliser les campagnes de terrain. De nombreux glissements de terrain affectent également la chaîne (**Fig. 1a**) entraînant un effondrement des routes et rendant impossible l'accès à certaines zones.

Ce terrain est donc très difficile d'accès. De plus, aucune route ne traverse la chaîne dans la moitié sud de l'île. Le seul moyen de trouver des affleurements est donc d'emprunter les vallées orientées E-O de chaque côté de la chaîne, en traversant les cours d'eau et en bivouaquant. De ce fait, le niveau d'eau dans les rivières est un élément majeur à prendre en compte dans la préparation des campagnes de terrain d'autant plus qu'il arrive fréquemment de traverser le cours d'eau (**Fig. 1c**) une centaine de fois par jours. Une campagne en particulier s'est déroulée à la suite du passage d'un typhon et le niveau trop élevé des rivières nous a empêchés de prospecter certaines vallées.



Figure 1 : Photos des missions de terrain (a) Glissement de terrain en cours d'éboulement dans la vallée de Chihpen. (b) Lit de rivière asséché dans la vallée de Taimali permettant une progression rapide et une observation facile des affleurement. (c) Traversée de rivière dans la vallée de Taimali (Frédéric Mouthereau au premier plan). (d) Passage très encaissé dans la vallée de Chihpen mais permettant une observation spectaculaire des structures.

Quatre campagnes de terrain sur une zone d'étude (**Fig. 2**), permettant de prospecter toute la chaîne centrale au sud de la Southern Cross-island HighWay (SCHW). C'est effectivement dans cette partie de l'île que se produit le début de l'accrétion continentale (Barr & Dahlen, 1989; Byrne & Liu, 2002; Malavieille et al., 2002; Sibuet et al., 2002; Sibuet & Hsu, 2004; Suppe, 1981; Teng, 1987, 1990; Willett et al., 2003), puis progressivement l'initiation de la collision et la collision mature depuis le sud vers le nord. Cette zone présente de nombreux contacts entre le socle et la couverture de la chaîne centrale, de nombreuses datations (K-Ar, ZFT, ZHe et AFT) ainsi que des données de thermométrie par spectroscopie Raman sur la matière carbonée (RSCM) et vitrinite. Cette zone est séparée à l'ouest par la faille de Chaochou et au nord par la Southern Cross-island HighWay (SCHW). Les dimensions étant de 100 km de long pour 20 à 60 km de large (uniquement pour la chaîne centrale), la volonté de couvrir le maximum de surface a nécessité un très grand travail de terrain et donc de longues randonnées étalées sur 2 mois et demi.

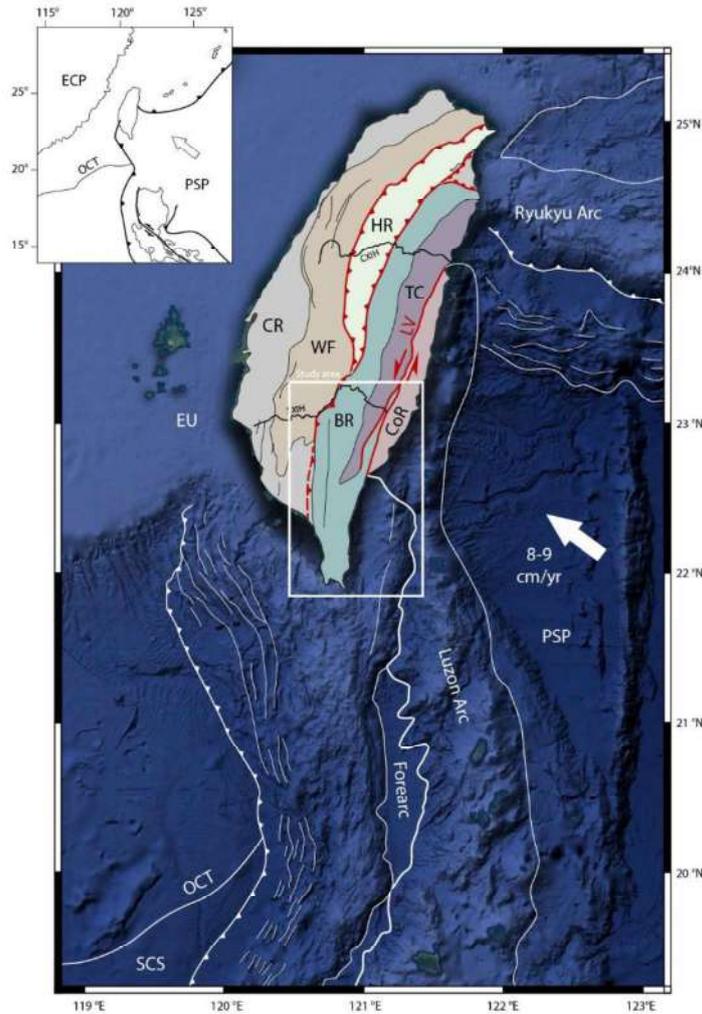


Figure 2 : Carte de Taïwan et de la zone d'étude (cadre blanc).

La première campagne a été menée par Maxime Daudet dans le cadre d'un stage de master 2 encadré par Frédéric Mouthereau et Lucas Mesalles. Cette mission de terrain d'une durée de 2 semaines a permis d'étudier les terrains le plus au sud de Taïwan, avec les grades métamorphiques les plus faibles. Ce stage a été mené avant le début de ma thèse et il a permis un premier échantillonnage. Des échantillons de la zone d'étude étaient donc disponibles dès le début de ma thèse.

Les 3 autres campagnes ont été réalisées en collaboration avec des étudiants de licence et master de la National Central University (NCU) qui se situe en périphérie de Taipei (capitale de Taïwan) mais également de la National Dong Hwa University (NDHU). Une campagne qui devait se focaliser sur le sud de l'île a été remaniée sur le terrain à cause du passage d'un typhon en début de mission. J'ai donc décidé de parcourir la chaîne du sud au nord, le long de la vallée longitudinale afin d'observer la chaîne centrale dans son ensemble. Cette campagne a permis d'effectuer des mesures structurales et d'échantillonner à intervalle régulier sur distance de 250 km de long parallèlement à la chaîne.

Ces campagnes de terrain ont permis de mesurer 1426 plans dont 163 veines, 250 stratigraphies, 481 foliations et 294 failles ainsi que 460 lignes dont 160 linéations, 186 stries de failles et 100 axes de plis sur 251 localités (**Fig. 3**). Associées à ces mesures, 198 échantillons ont été récoltés dont la plupart sont des schistes et des méta-grès.

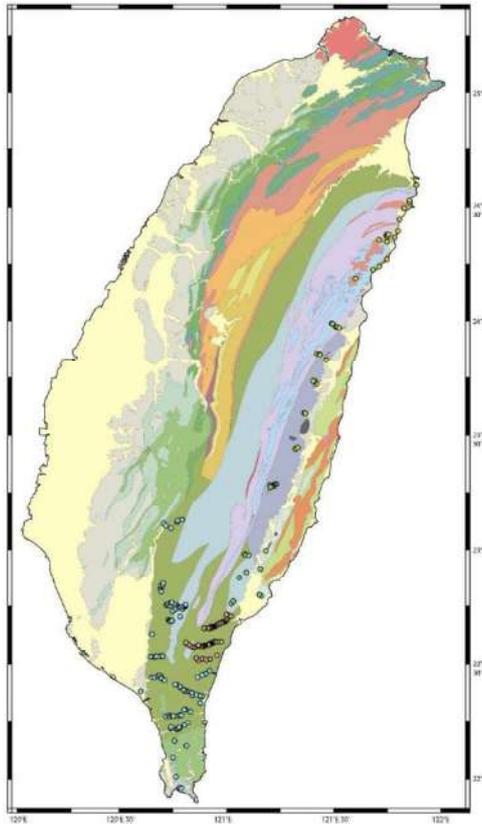


Figure 3 : Carte des échantillon et de toutes les localités étudiées

Deux objectifs principaux ont fixé le cadre de ces missions de terrain. Le premier objectif était d'étudier les structures actuelles de la chaîne centrale ainsi que les déformations qu'elle avait enregistrées. Le deuxième était d'échantillonner en vue de décrire les minéralogies et microstructures des échantillons et d'effectuer des analyses roche totale (RT), des analyses microsondes et de la RSCM. L'objectif de ce travail analytique étant de déterminer les conditions de pression et température subies par les différentes unités dans la zone d'initiation de la collision mais également de définir des sources potentielles pour les roches des mélanges ophiolitiques de Kenting et Lichi.

Afin d'organiser le terrain, nous avons utilisé une tablette tactile dotée de l'application FieldMove Clino en plus du carnet de terrain, du GPS et de la boussole. Cette application très utile sur le terrain permet de :

Chapitre II : Matériel et méthodes

- Charger au préalable des cartes (géologique ou photos satellites) afin de se repérer dans les vallées
- Etre localisé sur ces cartes par satellite
- Prendre des mesures de plans et de lignes géolocalisées
- Prendre des photos orientées géolocalisées
- Exporter toutes les données au format kml (exploitable sur Google Earth et QGIS) ou au format Excel

La tablette a permis notamment d'obtenir un grand nombre de mesures par affleurement en peu de temps et donc d'obtenir des stéréogrammes fournis pour les affleurements clés. A chaque affleurement, une série d'observations a été effectuée sous forme de dessin d'affleurement, de notation et de mesures concernant les objets suivants :

- La stratigraphie (S0)
- La schistosité (S1)
- La linéation associée à la S1
- Les failles, les stries associées ainsi que les critères de cinématique (normal, inverse, décrochant)
- Les critères de cisaillement (cisaillement pure ou simple)
- Les axes de plis
- Les veines
- Les bandes de cisaillement
- Les conditions de déformation (fragile, ductile etc...)
- La lithologie

Associé à ces observations et mesures, un échantillon était prélevé et orienté. Ainsi, chaque échantillon présentant des déformations est orienté selon les données de S1 et de linéation associées. Les échantillons sont ensuite coupés perpendiculairement à la foliation et parallèles à la linéation afin de pouvoir observer des déformations à l'échelle microscopique et de déterminer des cinématiques.

2. Traitement des données structurales

Au retour de mission, la première étape a été de réaliser une base de données. Celle-ci permet d'avoir un ensemble de champs (critères) communs à tous les points d'affleurements qui permettra de les comparer entre eux (*e.g.* latitude, longitude, lithologie, plan, ligne associée). Certaines règles doivent être scrupuleusement suivies comme le fait d'avoir toujours une mesure de plan (foliation) associée à une linéation. Une linéation sans plan de foliation associé n'est pas interprétable d'un point de vue cinématique.

Les critères renseignés sont, pour tous : la localité, date, nom de la vallée, unité structurale, lithologie, numéro d'échantillon, latitude, longitude. À ces données s'ajoutent les structures associées à l'échantillon, quand celles-ci sont mesurables, c'est-à-dire des plans et de lignes structurales. Pour chaque plan on définira son type (*e.g.* S0, veine, S1 etc.), son orientation et son pendage et on fera de même pour la ligne (*e.g.* linéation etc.). Cette base de données structurale est disponible en **Matériel supplémentaire 1** (données de plans et données de lignes).

Après la base de données réalisée et remplie, il est indispensable de reporter spatialement ces données. J'ai utilisé QGis et ArcGis qui sont des Systèmes d'Information Géographique (SIG) afin de replacer précisément sur une carte les données mesurées ainsi que les échantillons prélevés. Les SIG permettent également d'effectuer un grand nombre de traitements comme des classements et des interpolations.

En plus de la production de cartes, les stéréogrammes permettent une visualisation de plans et de lignes projetés sur une demi-sphère. La projection choisie dans cette étude est une projection sur hémisphère sud. Ces stéréogrammes permettent d'observer la répartition des données et de les comparer entre elles sur un même support. Des stéréogrammes ont été réalisés à l'échelle de l'affleurement puis de chaque vallée. C'est à partir de ces deux échelles d'observation que nous avons pu définir des regroupements de vallées présentant les mêmes déformations.

3. Traitement des échantillons et analyses

Lors des différentes campagnes de terrain, 198 échantillons ont été prélevés dans la chaîne centrale. Le **Tableau 1** présente tous les échantillons qui ont été récoltés et un tableau plus détaillé relatant les structures associées est disponible en **Matériel supplémentaire 5**.

Chapitre II : Matériel et méthodes

Tableau 1 : Tableau (p.95- p.99) des échantillons prélevés durant ce travail de thèse.

Localité	Unité	Litho	Num_ech	Latitude	Longitude
4	M3	Schiste	15-01	22.16344861	120.75321564
5	M3	Schiste	15-02	22.14315598	120.80764906
6	Miocène	Schiste	15-03	22.24363794	120.81409399
7	Miocène	Schiste	15-05	22.20785455	120.71827468
8	Miocène	Schiste	15-06	22.21239	120.73625
9	Miocène	Schiste	15-07	22.21240	120.73626
11	Miocène	Schiste	15-08	22.27066048	120.73568640
12	Miocène	Schiste	15-09	22.27052055	120.73243699
13	Miocène	Schiste	15-10	22.26447720	120.66507281
14	Miocène	Schiste	15-11	22.44783112	120.68467313
15	Miocène	Schiste	15-12	22.44538658	120.67977425
17	Miocène	Schiste	15-13	22.43902065	120.66346541
21	Miocène	Schiste	15-14	22.52770969	120.64362058
22	Miocène	Schiste	15-15	22.52847278	120.66311999
26	Miocène	Schiste	15-17	22.53033109	120.69810119
30	Eocène	Schiste	15-18	22.74612998	120.76733119
35	Eocène	Schiste	15-19	22.74046896	120.77981997
40	Eocène	Schiste	15-20	22.75087120	120.80334890
43	Eocène	Schiste	15-21	22.74609412	120.80305615
47	Miocène	Schiste	15-22	22.80885708	120.69723652
60	Miocène	Schiste	15-25	22.27825051	120.78575076
69	Miocène	Schiste	15-26	22.36559534	120.87316185
70	Miocène	Schiste	15-27	22.36451856	120.85766573
71	Miocène	Schiste	15-28	22.36197260	120.83642649
73	Miocène	Schiste	15-29	22.30063983	120.80362726
74	Miocène	Schiste	15-30A	22.30007187	120.80541864
74	Miocène	Schiste	15-30B	22.29989862	120.80528772
77	Miocène	Schiste	15-31	22.24644554	120.89407998
80	Miocène	Schiste	15-32	22.24641361	120.89405031
82	Miocène	Schiste	15-33	22.74916138	120.71382523
83	Miocène	Schiste	17_01	22.69120902	120.72087977
89	Miocène	Schiste	17_02	22.68183688	120.73329194
90	Miocène	Schiste	17_03	22.68289770	120.74051446
91	Western Foothills	Schiste	17_04	23.10383277	120.70237303
92	Western Foothills/Miocène	Schiste	17_05	23.09573907	120.71132977
93	Miocène	Schiste	17_06A	23.08697483	120.73706271
93	Miocène	Schiste	17_06B	23.08697483	120.73706271
94	Miocène	Schiste	17_07	23.10943347	120.76368137
95	Miocène	Schiste + Pillow lava	17_08A	23.11784488	120.76684110
95	Miocène	Pillow lava	17_08B	23.11784488	120.76684110
96	Miocène	Schiste	17_09	23.12075222	120.78893144
97	Kenting Melange	Morceau de Mutan (grès)	17_10	22.00784419	120.75915758
97	Kenting Melange	Matrice du mélange	17_10B	22.00784419	120.75915758

Chapitre II : Matériel et méthodes

98	Kenting Melange	Basalte à olivine	17_11A	21.96036851	120.77475881
98	Kenting Melange	Melange	17_11F	21.96036851	120.77475881
98	Kenting Melange	Gabbro	17_11J	21.96036851	120.77475881
98	Kenting Melange	Basalte + fluides	17_11K	21.96036851	120.77475881
98	Kenting Melange	Serpentine	17-11B	21.96036851	120.77475881
98	Kenting Melange	Gabbro altéré	17-11C	21.96036851	120.77475881
98	Kenting Melange	Shimen conglomérat	17-11D	21.96036851	120.77475881
98	Kenting Melange	Gabbro	17-11E	21.96036851	120.77475881
98	Kenting Melange	Mutan	17-11G	21.96036851	120.77475881
98	Kenting Melange	Basalte	17-11H	21.96036851	120.77475881
98	Kenting Melange	Shimen sandstone	17-11I	21.96036851	120.77475881
99	Kenting Melange	Brèche de serpentine	17_12	21.95785917	120.78509160
99	Kenting Melange		17_13	21.95785917	120.78509160
100	Miocène	Schiste	17_14A	22.59423141	120.96948098
100	Miocène	Schiste	17_14B	22.59423141	120.96948098
100	Miocène	Schiste	17_14C	22.59423141	120.96948098
100	Miocène	Schiste	17_14D	22.59423141	120.96948098
101	Miocène	Schiste	17_15	22.59237528	120.93988256
102	Miocène	Schiste	17-16	22.59440596	120.93839100
102	Miocène	Schiste	17-16B	22.59440596	120.93839100
104	Lichi Melange	Ophiolite-serpentine	17_17	22.78902688	121.15629542
104	Lichi Melange	Ophiolite-fluides	17-17B	22.78902688	121.15629542
105	Lichi Melange	Ophiolite-serpentine	17_18	22.79498922	121.14514682
105	Lichi Melange	Ophiolite-serpentine	17_18B	22.79498922	121.14514682
106	Lichi Melange	Central Range-Schiste	17_19B	22.79993274	121.14428658
106	Lichi Melange	Central Range	17_19D	22.79993274	121.14428658
106	Lichi Melange	Paliwan-sandstone	17-19A	22.79993274	121.14428658
106	Lichi Melange	Basalte? + serpentine	17-19C	22.79993274	121.14428658
107	Lichi Melange	Gabbro	17_20A	22.79224302	121.14601677
107	Lichi Melange	Gabbro	17_20B	22.79224302	121.14601677
108	Lichi Melange	Andésite	17_21A	22.90967604	121.15029498
108	Lichi Melange	Andésite ? + Fluides	17_21B	22.90967604	121.15029498
109	Lichi Melange	Gabbro + fluide	17_22A	22.98601460	121.17862673
109	Lichi Melange	Magmatique ?	17_22B	22.98601460	121.17862673
109	Lichi Melange	Veine qtz+serpentine	17_22C	22.98601460	121.17862673
109	Lichi Melange	Granodiorite	17_22D	22.98601460	121.17862673
110	Eocène	Schiste	17_23	22.89417211	121.08776866
111	Eocène	Schiste	17_24A	22.87021865	121.05258294
111	Eocène	Meta-sandstone +Vien	17_24B	22.87021865	121.05258294
112	Eocène	Schiste	17_25	22.96744378	121.09803834
112	Eocène	Schiste	17_25B	22.96744378	121.09803834
113	Eocène	Meta-sandstone	17_26	22.74442011	120.79348063
114	Eocène	Schiste +veine + vert	17_27	22.75150630	120.80328436
115	Eocène	Schiste	17_28	22.75339562	120.80389841
116	Eocène	Schiste +veine (vert)	17_29	22.76638221	121.02496457
117	Eocène	Schiste	17_30	22.75878506	121.01816869

Chapitre II : Matériel et méthodes

118	Miocène	Schiste	17_31	22.67818841	120.97559131
120	Miocène	Meta-sandstone micacé +veine	17_32	22.67025682	120.95227269
122	Miocène	Schiste + Meta-sandstone micacé	17_34	22.65735820	120.93133017
123	PM3	Schiste	17_35	22.65390574	120.91384417
124	PM3	Schiste	17_36A	22.65245839	120.88852605
124	PM3	Pillow ou conglo	17-36B	22.65245839	120.88852605
124	PM3	Pillow ou conglo	17-36C	22.65245839	120.88852605
124	PM3	Pillow ou conglo	17-36D	22.65245839	120.88852605
125	PM3	Schiste	17_37	22.65152038	120.89148754
126	PM3		17_38	22.65238141	120.90779286
127	Miocène	Schiste	17_39	22.68819506	120.99216543
128	Miocène	Schiste +veine (verte)	17_40	22.58960208	120.92715262
129	Miocène	Meta-sandstone	17_41	22.58545832	120.92135478
131	Miocène	Volcanique?	17-43A	22.57539928	120.87688576
133	Miocène	Galets mou dans Sandstone	17_44	22.51546490	120.89521028
134	Miocène	Schiste +veine (verte)	17_45A	22.51756239	120.87907922
134	Miocène	Schiste + petite Veine	17_45B	22.51768665	120.87905995
135	Miocène	Schiste	17_46A	22.51269720	120.86398166
135	Miocène	Schiste	17_46B	22.51272595	120.86398300
136	Miocène	Schiste	17_47	22.52269907	120.85258009
137	Miocène	Schiste	17_48	22.44957275	120.88017558
138	Miocène	Schiste	17_49	22.44030052	120.85889703
139	Miocène	Sandstone	17_50	22.45824471	120.89673403
140	Miocène	Schiste	17_51	22.46721452	120.91629865
141	Miocène	Schiste	17_52	22.53294926	120.95024519
142	Miocène	Schiste	17_53	22.51848612	120.91815926
143	PM4	Schiste	17_54	22.96715611	121.08371752
144	PM4	Schiste +Veine	17_55A	22.97409402	121.07749505
144	PM4	Meta-sandstone	17_55B	22.97442905	121.07748382
145	PM2	Pillow?	17_56A	23.96923648	121.48229504
145	PM2	Pillow ou Meta-sandstone?	17_56B	23.96928820	121.48205289
145	PM2	Schiste	17_56C	23.96930396	121.48205766
146	PM2	Pillow ou Meta-sandstone?	17_57A	23.96953458	121.48121797
146	PM2	Schiste	17_57B	23.96956522	121.48153665
147	PM4	Schiste micacé	17_58	23.95662272	121.50222545
149	PM3	Amphibolite	18-01A	24.50558407	121.83788370
149	PM3	Amphibolite	18-01B	24.50558407	121.83788370
150	Yuli	Metabasite	WJ1	23.71068742	121.41035677
150	Yuli	Acide	WJ2	23.71051165	121.41044788
150	Yuli	Metabasite	WJ3	23.71051165	121.41044788
151	Yuli	Calcschiste	WJ4	23.72215306	121.39280967
152	Yuli	Schiste noir	WJ5	23.72098521	121.40157731
153	Tananao Complex	Gneiss	TR1	24.16997204	121.58970460
153	Tananao Complex	Marbre	TR2	24.16997204	121.58970460
154	Yuli	Schiste	SF1	23.95358261	121.51159876
155	Tananao Complex	Schiste noir	SF2	23.97013494	121.47899106

Chapitre II : Matériel et méthodes

157	Tananao Complex	Galets mous	HO1	24.35081814	121.73418028
157	Tananao Complex	Schiste	HO2	24.35081814	121.73418028
157	Tananao Complex	Marbre noir	HO3	24.35081814	121.73418028
159	Tananao Complex	Marbre noir	HO4	24.35091646	121.73612094
160	Tananao Complex	Metased	HO5	24.35067066	121.73235512
162	Tananao Complex	Marbre	HO6	24.32680369	121.73234599
163	Tananao Complex	Mylonite	HO7	24.33457351	121.69645937
164	Tananao Complex	Schiste	TH1	24.49654473	121.83606550
164	Tananao Complex	Amphibolite?	TH2	24.49651892	121.83618913
165	Tananao Complex	Schiste	TH3	24.47395689	121.81516514
166	Tananao Complex	Schiste	TH4	24.42424772	121.79124587
167	Tananao Complex	Schiste	TH5	24.37269298	121.78383258
168	Tananao Complex	Calcschiste	TH6	24.37265115	121.78370317
169	Tananao Complex	Gneiss	TH7	24.25221444	121.73358802
170	Tananao Complex	Brèche marbre	TH8	24.22150017	121.69557282
172	Yuli	Gabbro rivière	FT1	23.83872455	121.42435681
173	Yuli	Schiste	FT2	23.84033220	121.42109583
173	Yuli	Calcschiste	FT3	23.84027030	121.42119264
174	Yuli	Schiste	FT4	23.84156606	121.41101249
176	Miocène	Schiste	FD1	22.40785342	120.75644645
177	Miocène	Schiste	FD2	22.40897714	120.76392202
181	Miocène	Schiste	FD3	22.38504987	120.79600995
184	Miocène	Schiste	FD4	22.37951475	120.80623521
186	Miocène	Schiste	FD5	22.37449533	120.83146440
187	Miocène	Schiste	FD6	22.37459722	120.83403454
190	Yuli	Schiste +veine	FY2	23.58309017	121.35722389
190	Yuli	Schiste +Veines	FY3	23.58309017	121.35722389
190	Yuli	Schiste +Veines	FY4	23.58309017	121.35722389
190	Yuli	Schiste +Veines	FY5	23.58309017	121.35722389
190	Yuli	Psammitite	FY6	23.58309017	121.35722389
191	Yuli	Meta-psammitite, pellite	FY7	23.58589333	121.35197815
191	Yuli		FY9	23.58582514	121.35170658
192	Yuli	Meta-psammitite, pellite	TP1	23.42989441	121.31165408
193	Yuli	Schiste	TP2	23.43538632	121.32285247
196	Yuli		CSC1	23.26824723	121.19686827
196	Yuli	Metaigneous	CSC2	23.26830477	121.19681639
196	Yuli	Metpsammitite	CSC3	23.26819837	121.19673575
196	Yuli	Schiste	CSC4	23.26825096	121.19672553
196	Yuli	Schiste + green mica	CSC5	23.26856248	121.19693147
197	Yuli	Glauco-schist	CSC6	23.26787797	121.19657457
197	Yuli	Glauco-schist	CSC7	23.26795621	121.19649419
198	Yuli	Schiste Grt	CSC10	23.26969177	121.19390728
198	Yuli	Boudin schist	CSC8	23.26966415	121.19382757
198	Yuli	Schiste	CSC9	23.26964580	121.19387417
201	Yuli	Schiste	CSC11	23.27212663	121.20925128
202	Yuli	Schiste	CSC12	23.27628263	121.21537887

Chapitre II : Matériel et méthodes

203	Yuli	Schiste	CSC13A	23.27606847	121.22360361
203	Yuli	Schiste	CSC13B	23.27606847	121.22360361
204	Eocène	Mud pebble	Tai1	22.56807832	120.84260705
207	Eocène	Schiste	Tai2	22.58089345	120.81948272
208	Eocène	Schiste SZ	Tai3	22.58963884	120.80482218
213	Miocène	Schiste	Tai4	22.57892601	120.86542586
226	Eocène	Schiste	DJ1	22.71065894	120.99598934
238	Miocène	Schiste	Jib 1	22.65749307	120.92137624
250	Yuli	Schiste	Ca2	23.27272166	121.19509483
251	Yuli	Serpentinite fol	Ca4a	23.26941663	121.20505622
251	Yuli	Serpentinite fol	Ca4b	23.26941663	121.20505622
251	Yuli	Serpentinite cœur	Ca5	23.26941663	121.20505622
251	Yuli	Reaction zone	Ca6	23.26941663	121.20505622
251	Yuli	Reaction zone Grt	Ca7	23.26941663	121.20505622
	Miocène	Schiste	15-23	22.81825	120.69879
	Miocène	Schiste	15-24	22.43952	120.69286

La plupart des échantillons sont des schistes noirs et des méta-grès car ces lithologies sont majoritaires dans la chaîne centrale et notamment dans la couverture Eocène-Miocène. Cependant, certains basaltes en coussin sont également présents au sein de cette couverture. Dans la Yuli Belt, des boudins de serpentinites ainsi que des schistes à grenat à leur contact ont été échantillonnés. Les mélanges de Kenting et Lichi contiennent une multitude de blocs de lithologie variée dont des grès, basaltes, basaltes à olivine, gabbros, serpentinites, andésites et granodiorites, pris dans une matrice sédimentaire.

3.1. Préparation des échantillons

Les échantillons ont été découpés en sucres et orientés d'après les données de terrain (**Fig. 4**) pour les échantillons de schistes grâce à l'orientation relevée sur le terrain.

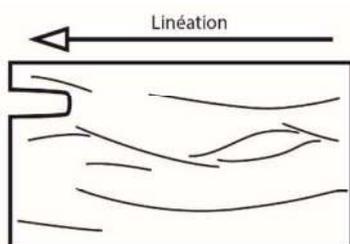


Figure 4 : Schéma d'un sucre réalisé à partir d'un échantillon. L'encoche permet de mettre en évidence l'orientation de l'échantillon quand il a été orienté sur le terrain.

La découpe des échantillons s'est faite perpendiculairement au plan de foliation/pendage et parallèlement à la linéation (quand elle est présente). Une encoche est alors réalisée sur le côté de l'échantillon afin de représenter la direction et le sens de la linéation. C'est une étape très importante afin de pouvoir interpréter des microstructures et des cinématiques à l'échelle de la lame mince. En

effet, une fois les lames minces réalisées, la première étape est d'effectuer des observations pétrographiques et microstructurales au microscope optique, ainsi que de prendre des photos. Les lithologies schisteuses de la chaîne centrale ne permettent que rarement l'observation de critères de cinématique à l'échelle macroscopique. C'est pourquoi la description des microstructures à l'échelle de la lame mince prend une grande importance. Les lames minces de cette étude ont été en partie confectionnées par l'atelier litholamelage du laboratoire GET et pour une autre partie par la société Thin Section Lab.

3.2. Analyses chimiques : chimie roche totale et microsonde

Afin de caractériser précisément la nature chimique des roches et minéraux nous avons fait réaliser des analyses roche totale (RT) ainsi que des analyses microsonde. Pour les analyses RT, une partie des échantillons a été broyée au GET, tandis qu'une autre partie a été broyée au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) de Nancy. Le SARM a également réalisé les analyses RT. La préparation des échantillons se fait par fusion de l'échantillon avec LiBO_2 et dissolution par HNO_3 . Les analyses des éléments majeurs sont faites par Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectroscopy (ICP-AES) tandis que les éléments en trace sont mesurés par Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry (ICP-MS). Les analyses ICP-AES et ICP-MS ont porté sur les éléments majeurs, traces et terres rares. Les éléments analysés comprennent des éléments majeurs et des éléments traces.

Ces analyses ont été effectuées sur 17 échantillons dont des schistes, méta-grès, flyschs, basaltes, serpentinites, gabbros, andésites et granodiorites. Six échantillons ont été analysés plus tôt dans cette thèse concernant uniquement les éléments majeurs et ces analyses ont été réalisées par le laboratoire ALS Minerals en Irlande. Des analyses roche totale ont également été réalisées durant le stage de Maxime Daudet (21 échantillons) sur les gabbros et les plagio-granites du mélange de Kenting. Le détail de toutes ces analyses microsonde est disponible dans le **Matériel supplémentaire 6**.

Afin d'étudier la chimie des différentes phases minérales, j'ai réalisé avec l'aide de Philippe De Parseval (centre Raymond Castaing, Toulouse) 8 séances sur la microsonde électronique CAMECA SXFive. Ce sont des analyses quantitatives *in situ* de la composition chimique minérale pour les éléments allant du Be à l'U soit la quasi-totalité de la classification périodique avec des limites de détection de l'ordre de 0,01%. Cette méthode d'analyse consiste à envoyer sur une surface polie (lame mince) un faisceau d'électrons. La lame mince doit être préalablement métallisée afin que sa surface soit conductrice. En réponse à ce faisceau incident d'électrons, l'élément analysé va émettre des rayons X. La longueur d'onde des rayons X captés va déterminer la nature de l'élément chimique et son intensité va renseigner sur sa concentration. Il est important de bien choisir les éléments à analyser

car le nombre ainsi que la nature des éléments choisis va déterminer le temps d'une analyse. Le programme d'acquisition de base pour étudier les minéraux silicatés permet d'analyser les éléments Na₂O, Al₂O₃, SiO₂, K₂O, CaO, MnO, FeO, MgO, TiO₂ et CrO₃ et chaque analyse se fait en ± 2 minutes. Les paramètres d'analyse ont été fixés à 15kV de tension, pour un faisceau de 10 ou 20 nA correspondant à une analyse en surface de $2 \times 2 \mu\text{m}^2$. Cependant, d'autres paramètres d'acquisition, différents de ceux des silicates, ont été utilisés pour par exemple les oxydes.

L'observation des lames minces au microscope optique est la 1^{ère} étape de l'étude pétrologique afin de repérer les zones d'intérêt. Chaque zone d'intérêt a été cerclée, prise en photo et imprimée afin de pouvoir localiser directement les analyses à la microsonde. Les analyses peuvent être soit ponctuelles, soit sur des transects. Ces derniers ont notamment été utilisés pour étudier la chimie des équilibres chlorite-phengite sur de grandes plages afin d'obtenir un nombre de données important.

Les analyses microsonde ont servi au calcul des formules structurales pour chaque minéral analysé, ce qui permet une classification minérale selon les classifications déjà disponibles dans la littérature.

3.3. RSCM

La thermométrie par spectroscopie Raman sur la matière carbonée (matière organique) est basée sur le processus irréversible de graphitisation du carbone. Ainsi, la thermométrie RSCM permet de calculer la température maximale atteinte par les échantillons qui contiennent de la matière organique, qui lorsqu'elle est enfouie se réorganise et tend à se graphitiser et ceci de manière irréversible. Ce degré de graphitisation est un indicateur solide du degré métamorphique (Beysac et al., 2002). Ces derniers auteurs ont montré que le degré d'organisation du carbone n'était pas affecté par la suite dans la baisse de température et que le degré maximal d'organisation atteint par le carbone de la matière organique contenu dans un échantillon correspond à la température maximale atteinte par cet échantillon.

La RSCM passe en premier lieu par l'acquisition de spectres de la matière organique grâce au spectroscope Raman qui consiste à envoyer une lumière monochromatique sur un échantillon et à analyser la réponse vibrationnelle du matériau. Ici, la source d'énergie est le laser dont la longueur d'onde est 512 nm (lumière verte du spectre du visible). Le microscope focalise le laser et ramène les photons diffusés. Un filtre holographique permet de séparer la partie élastique du signal (diffusion de Rayleigh) de la partie inélastique (c'est l'effet Raman, la partie qui nous intéresse). Ensuite, les photons passent par une fente avant de rentrer dans le monochromateur. Un miroir prismatique disperse les photons selon leur longueur d'onde puis une lentille les focalise. Le phénomène physique selon lequel un milieu modifie légèrement la fréquence de la lumière y circulant, dit effet Raman, correspond à un échange d'énergie entre le rayon lumineux et le milieu analysé. Le spectroscope Raman permet d'obtenir un spectre composé de différents pics, dont la position et l'intensité dépendent de la phase minérale analysée et de l'organisation de son système cristallin. Nous nous intéressons ici au spectre du carbone.

Le spectre Raman de la matière organique est composé de 3 bandes (pics, Fig 5) principales : D1 (1350 cm^{-1}), G (bande du graphite pur, 1580 cm^{-1}), D2 (1620 cm^{-1}) qui sont toujours visibles à hautes ou basses températures. Deux autres bandes D3 (1500 cm^{-1}) et D4 (1200 cm^{-1}) apparaissent pour des températures <330°C.

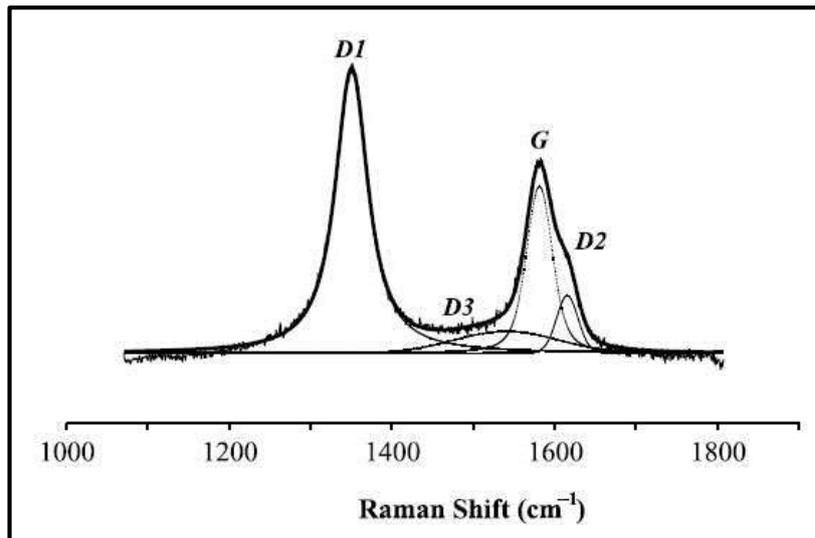


Figure 5 : Pics spécifiques des spectres Raman de la MO (Beysac et al., 2002).

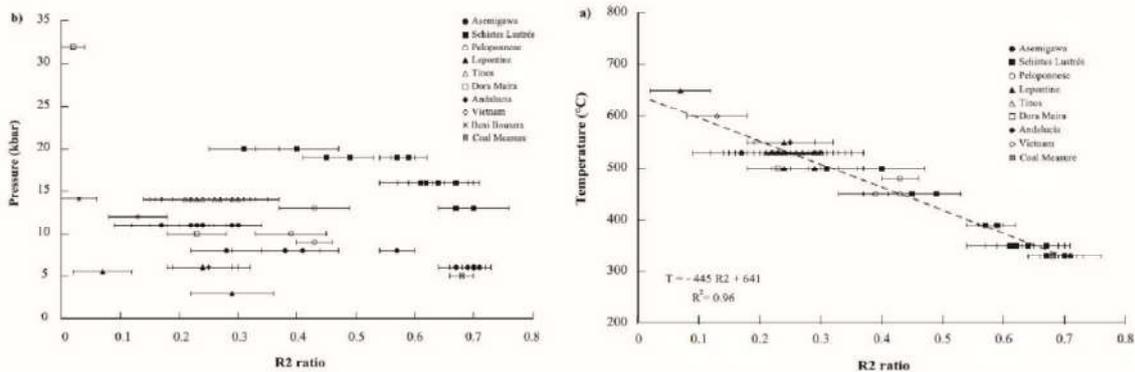


Figure 6 : Calibration de la méthode RSCM par Beysac et al. (2002). Ces diagrammes présentent la variation en pression et en température déterminée par des études pétrologiques et thermodynamiques en fonction du rapport R2.

La thermométrie RSCM a été calibrée par Beysac et al. (2002) (pour des température allant de 330 à 650°C) et Lahfid et al. (2010) (pour des températures de 200 à 320°C) à partir d'échantillons naturels dont les conditions P-T du pic métamorphique avaient été déterminées par des méthodes indépendantes (e.g. thermobarométrie classique, multi-équilibre). Ces pressions et températures ont été comparées au ratio R2 (rapport des aires des pic D1, D2 et G). Comme on peut le voir sur la **Figure 6**, il y a une corrélation entre la température et R2 mais pas entre la pression et R2. Le résultat obtenu avec cette méthode est assorti d'une certaine marge d'erreur liée à la calibration même de la méthode et au fait que la matière organique peut s'arranger également selon d'autres paramètres qui sont mal compris. L'incertitude de la calibration est par conséquent de $\pm 50^\circ\text{C}$ pour la méthode Beysac et al. (2002) et de $\pm 25^\circ\text{C}$ pour la méthode Lahfid et al. (2010).

Les spectres ainsi obtenus par RSCM sont traités par la méthode de dérivée seconde ce qui permet d'obtenir l'aire sous chaque bande. Ceci est important car, comme vu plus haut, la température est corrélée au rapport d'aire R2 par l'équation suivante (d'après [Beyssac et al., 2002](#)) :

$$T^{\circ}C = -445 \times R2 + 641, \text{ où } R2 = \frac{D1}{(G+D1+D2)}$$

Les résultats de thermométrie RSCM de cette étude ont été obtenus par acquisition sur le spectroscope Renishaw inVia Raman Microscope™ au BRGM d'Orléans. Sur chaque échantillon, le temps d'acquisition a été de 100 fois 1 seconde et une puissance de laser de 1-5% dont le faisceau fait 1 µm de diamètre. Afin d'obtenir des valeurs de température représentatives, 15 à 30 spectres ont été acquis sur chaque lame mince, en profondeur et non en surface de lame. Cette précaution est nécessaire car les grains de MO à la surface de la lame possèdent un système cristallin perturbé par l'étape de polissage lors de la réalisation de la lame mince.

Afin d'obtenir les données d'aires des différents pics, il faut dans un premier temps passer par un logiciel de traitement de spectres. J'ai utilisé PeakFit (**Fig. 7**) pour effectuer ce traitement car il permet de placer des pics et d'optimiser le taux de corrélation (r^2) entre ces pics et le spectre analysé. Les pics doivent être placés et ajuster manuellement afin de coller au mieux avec le spectre mesuré.

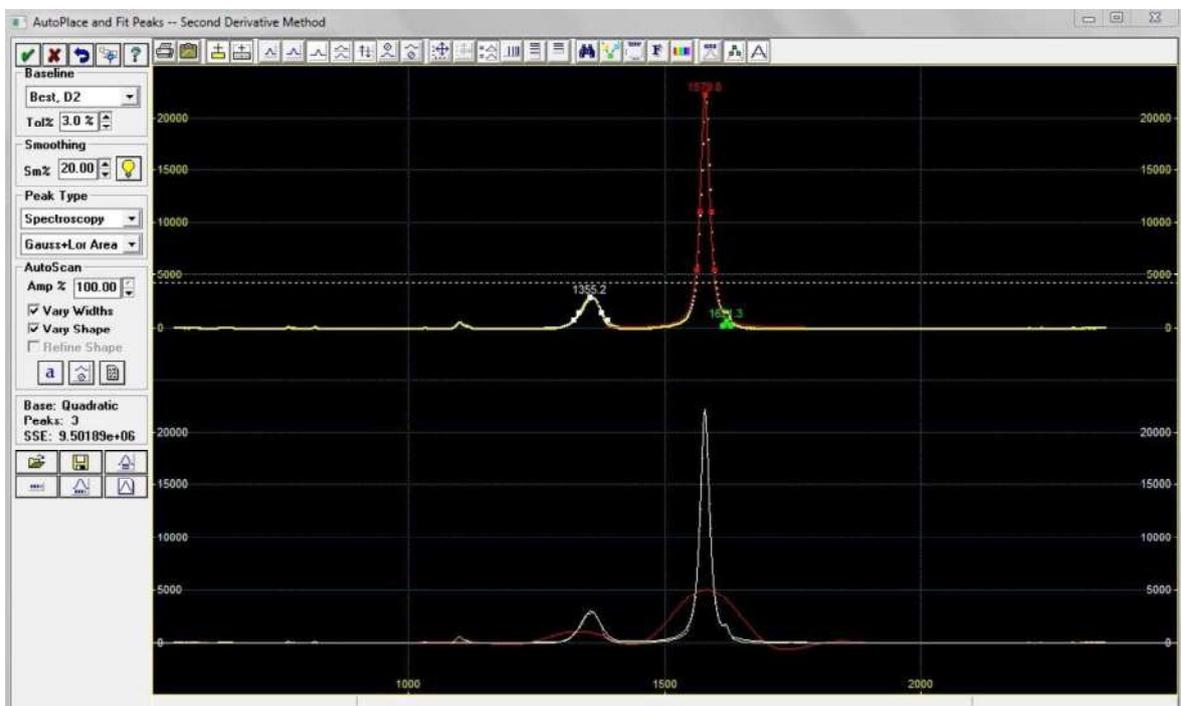


Figure 7 : Capture d'écran du logiciel Peakfit durant le traitement d'un spectre de haute température avec la méthode de [Beyssac et al. \(2002\)](#).

Ce logiciel permet ensuite d'extraire différentes informations sur les différents pics placés (**Fig. 8a**) dont l'amplitude, la longueur d'onde du centre du pic, la largeur à mi-hauteur du pic, l'aire et le taux de corrélation r^2 .

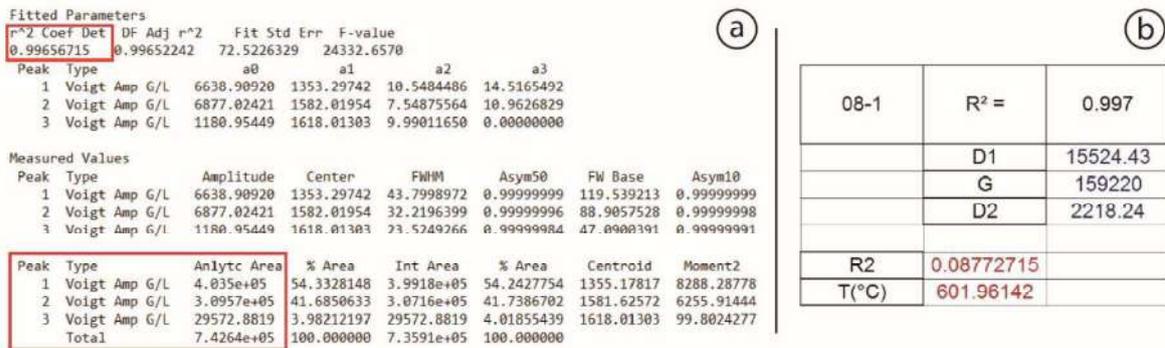


Figure 8 : (a) Fichier de sortie du logiciel Peakfit avec toutes les informations concernant les différents pics replacés. (b) Extrait d'un fichier de calcul de température Excel à partir des données d'aire.

La température de chaque spectre est ensuite calculée (**Fig. 8b**). La valeur de température de l'échantillon est calculée sur la moyenne de tous les spectres et chaque échantillon est associé à un écart type, un nombre de spectres et une barre d'erreur (1σ). Cette valeur qui doit être minimisée le plus possible, est définie par la formule $1\sigma = \frac{\text{Ecart type}}{\sqrt{\text{nombre de spectres}}}$ et doit être inférieure à 9 pour que la température soit représentative. Une étape importante lors de ce traitement est de s'assurer que les données calculées sur chaque spectre sont assez rapprochées afin d'obtenir des valeurs de température significatives.

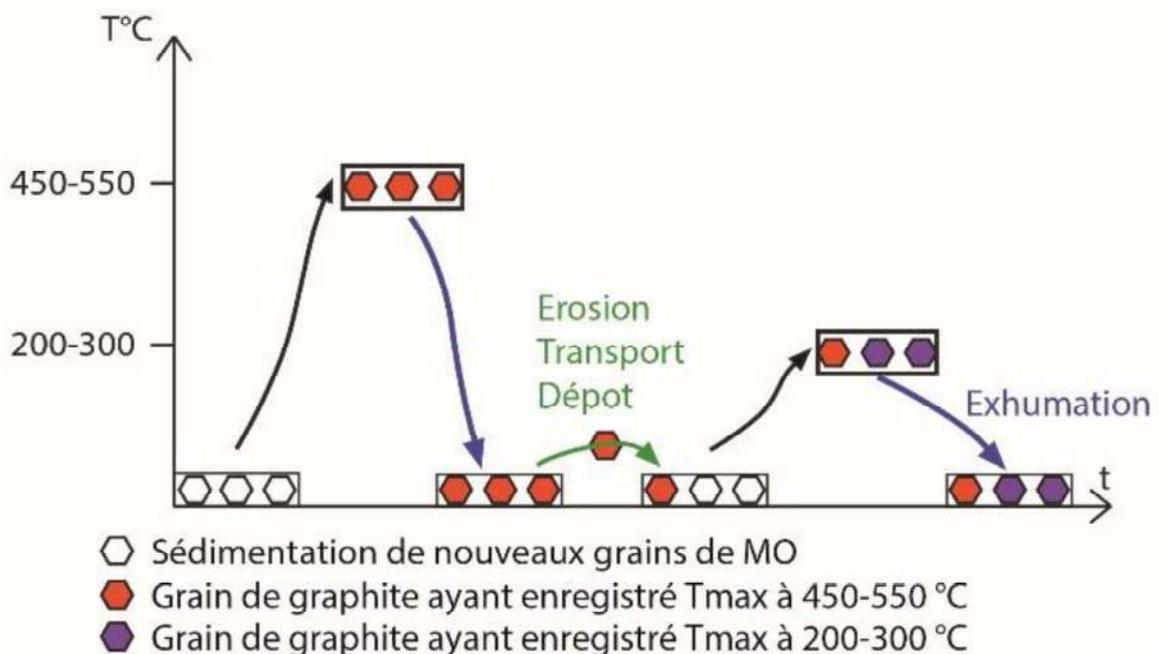


Figure 9 : Figure schématique expliquant la notion d'héritage dans la méthode RSCM.

En effet, une notion d'héritage peut intervenir dans les résultats de thermométrie RSCM. Cette méthode dépend de l'organisation du système cristallin qui est défini comme irréversible. Il est donc possible d'obtenir des grains de graphite qui ont enregistré un évènement métamorphique antérieur plus chaud (**Fig. 9**). Ces grains ont été érodés puis resédimentés. Si le deuxième épisode métamorphique est moins important que le premier, ils vont donc garder en mémoire la température maximum du premier évènement métamorphique. Il est donc très important de les identifier et de ne pas les prendre en compte lors du calcul de la température de l'échantillon. Cependant, ces températures sont intéressantes car elles peuvent donner une idée de la provenance des sédiments. Une autre manière de repérer ces grains hérités tient à leur spectre qui possède souvent un pic G décalé sur la gauche (vers des longueurs d'onde plus basses).

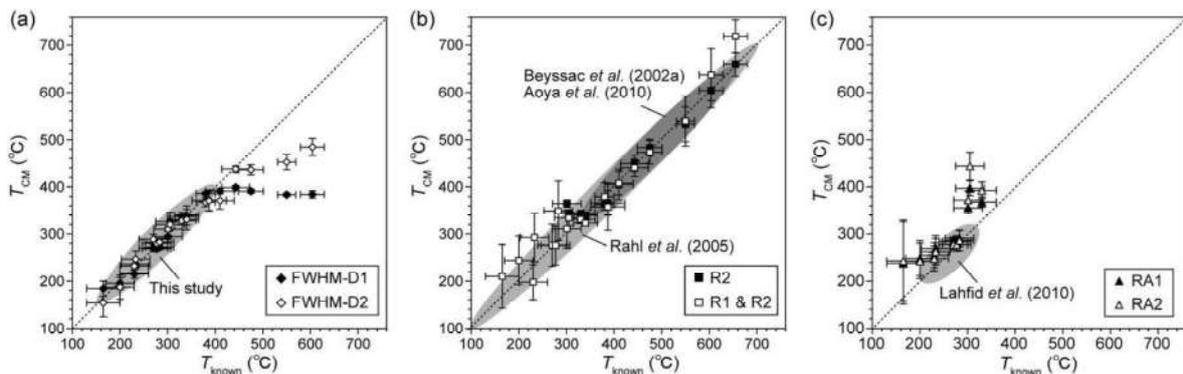


Figure 10 : Comparaison des calibrations RSCM des auteurs [Beyssac et al. \(2002\)](#), [Rahl et al. \(2005\)](#), [Lahfid et al. \(2010\)](#) et [Kouketsu et al. \(2014\)](#). Figure de [Kouketsu et al. \(2014\)](#).

D'autres auteurs ont proposé des calibrations pour cette méthode dont [Rahl et al. \(2005\)](#) et [Kouketsu et al. \(2014\)](#) (**Fig. 10**). La méthode de [Kouketsu et al. \(2014\)](#) permet d'obtenir des estimations de température dans la gamme 150-400 °C à partir des largeurs à mi-hauteur (FWHM : Full Width at Half Maximum) des pics Raman de la matière organique graphitisée. Les données FWHM sont disponibles dans les tableaux calculés par PeakFit. Il existe une corrélation linéaire pour le FWHM-D1 et pour le FWHM-D2 :

$$T^{\circ}\text{C} = -2.15 (\text{FWHM-D1}) + 478 \quad (\text{Coefficient de détermination } R^2=0.970)$$

$$T^{\circ}\text{C} = -6.78 (\text{FWHM-D2}) + 535 \quad (\text{Coefficient de détermination } R^2=0.968)$$

La méthode [Rahl et al. \(2005\)](#) permet de descendre à des estimations de température de 100 °C et est donc présentée comme une méthode basse température (100 à 300 °C). Le paramètre Raman R1 (ratio de la hauteur) varie régulièrement entre 100 et 350 °C. Ces données, rassemblées avec les résultats publiés sur de plus hautes températures, permettent de calibrer un thermomètre de 100 à 700 °C.

Les deux ratios R1 et R2 sont définis comme suit où A est l'aire et H la hauteur :

$$R2 = ((D1) / (G+D1+D2))_A$$

$$R1 = (D1 / G)_H$$

Ces ratios sont ensuite intégrés dans l'équation suivante :

$$T^{\circ}\text{C} = 737.3 + 320.9 \times R1 - 1067 \times R2 - 80.638 \times R1^2$$

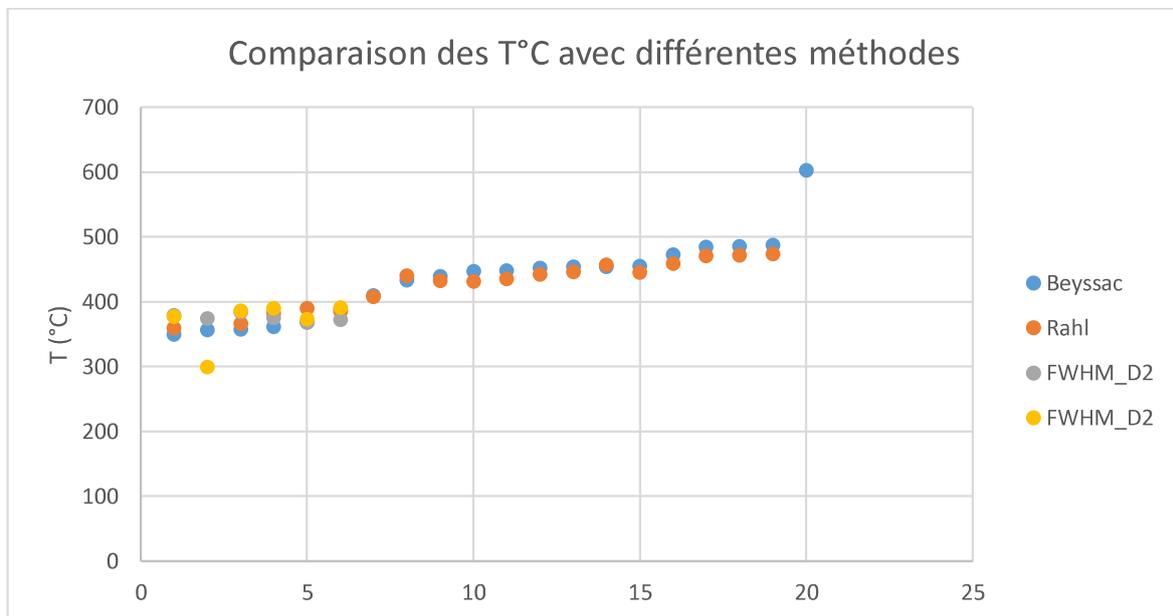


Figure 11 : Estimation de températures sur les mêmes échantillons avec les mêmes spectres Raman effectuées avec les calibrations [Rahl et al. \(2005\)](#), [Kouketsu et al. \(2014\)](#) et [Beyssac et al. \(2002\)](#).

J'ai donc décidé de comparer ces méthodes de calcul de la température sur un même ensemble de données. Pour cela, j'ai choisi les données que j'ai acquises durant mon stage de master 2 sur l'île de Leros (Dodécanèse, Grèce) pour des températures >350 °C. Ces températures ont été publiées dans [Roche et al. \(2018\)](#). Le résultat (**Fig. 11**) montre que dans la gamme choisie, la différence de température obtenue se situe dans la marge d'erreur des calibrations. Nous avons choisi durant cette thèse d'utiliser les calibrations de [Beyssac et al. \(2002\)](#) et [Lahfid et al. \(2010\)](#) car ces méthodes semblent plus robustes, du fait du nombre d'analyses utilisées pour réaliser la calibration. De plus, ces calibrations sont classiquement utilisées dans la communauté scientifique étudiant les chaînes de montagnes et cette méthode a déjà été

utilisée à Taïwan. Il sera donc plus aisé d'utiliser cette calibration afin de comparer nos données avec celles de la littérature.

La thermométrie RSCM présente de nombreux avantages dont le fait que cette méthode soit non-destructive. La gamme de température disponible étant située entre 200 et 620 degrés, cela en fait une méthode idéale pour étudier la température dans les systèmes orogéniques car les températures dépassent rarement les 600 °C. Cependant, certaines unités avec un grade métamorphique peu élevé n'ont pas été chauffées au-delà de 200 °C et la température maximale atteinte par ces roches ne peut par conséquent pas être définie avec cette méthode. Un autre avantage de cette méthode est qu'elle nécessite uniquement la présence de matière organique au sein de la roche méta-sédimentaire. Les assemblages les plus pauvres du point de vue minéralogique ne permettent pas d'effectuer d'estimation de température et/ou de pression avec la pétrologie classique et la méthode RSCM permet de répondre à cette problématique. Enfin, cette méthode permet d'analyser et de traiter les données d'un grand nombre d'échantillons en un laps de temps assez court.

3.4. Thermométrie sur chlorite

La chlorite est un minéral alumino-silicaté hydraté qui est souvent présent dans les métasédiments et notamment dans des contextes hydratés et des conditions de basse et moyenne température. Les chlorites ont été utilisées afin de déterminer les conditions de formation comme la température, la pression, les conditions d'oxydo-réduction ou la composition de fluides responsables de sa mise en place. Dans cette partie, nous nous intéressons aux estimations de température qui peuvent être faites sur des équilibres chimiques quartz-chlorite. De nombreux auteurs ont développé des géothermomètres basés sur la composition des chlorites (Vidal et al., 2001 ; Cathelineau et Nieva, 1985 ; Inoue et al., 2009 ; Bourdelle et al., 2013b ; Lanari et al., 2014). Ces différents auteurs ont effectué leur calibration selon trois approches (Bourdelle et Cathelineau, 2015 ; Boutin, 2016). La première est une calibration empirique tandis que la deuxième est basée sur des bases de données thermodynamiques et prend en compte l'effet de la pression. La troisième est liée à un modèle semi-empirique considérant l'équilibre quartz-chlorite.

Le thermomètre de Bourdelle et al. (2013) permet de déterminer la température de formation d'une chlorite en fonction de sa chimie. Elle est calculée en fonction de la constante K d'équilibres entre 3 pôles pures de la chlorite qui sont sudoïte, amésite et chlorite sans Al (**Fig. 12**). La constante d'équilibre K est calculé grâce à l'équation suivante :

$$\text{Log (K)} = \frac{9400}{T(^{\circ}\text{K})} + 23.4$$

Cette équation linéaire, est adaptée pour des températures inférieures à 350 °C. Une seconde équation peut être appliquée dans le cas où la température obtenue avec l'équation linéaire est supérieure à 350 °C. Il s'agit de l'équation quadratique :

$$\text{Log (K)} = \frac{11185729}{T(^{\circ}\text{K})^2} - \frac{56598}{T(^{\circ}\text{K})} + 72.3$$

La méthode que nous avons utilisée est celle de [Bourdelle et Cathelineau \(2015\)](#) qui propose une représentation graphique du thermomètre de [Bourdelle et al. \(2013b\)](#) dans un diagramme ternaire entre les pôles purs considérés par leur modèle (**Fig. 12**).

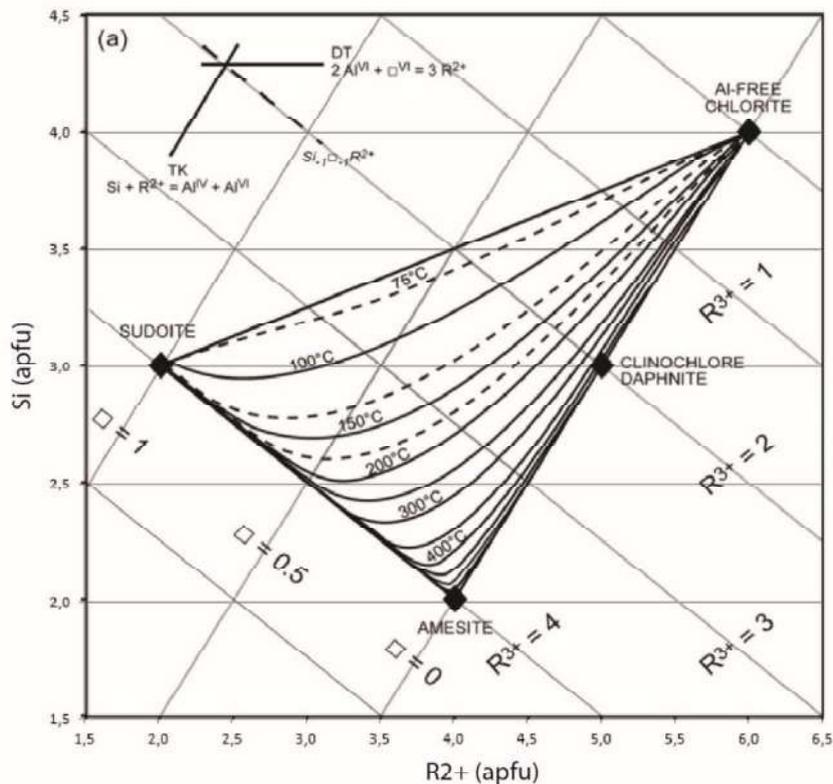


Figure 12 : Représentation graphique du géothermomètre de [Bourdelle et al. \(2013b\)](#) proposée par [Bourdelle et Cathelineau \(2015\)](#).

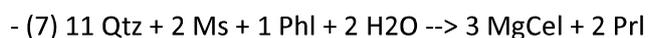
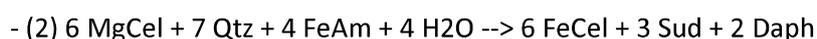
Ce modèle peut être utilisé pour des chlorites de bas grade métamorphique avec $T < 400\text{ }^{\circ}\text{C}$ et $P < 4\text{ kbar}$. Les conditions d'utilisation de cette méthode sont donc assez restrictives et nécessitent de choisir avec attention les échantillons étudiés. Elle ne peut pas être appliquée à des chlorites détritiques ainsi que sur des analyses contaminées ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} < 1\text{ wt\%}$). Cette calibration propose de déterminer une température dans un système T-R²⁺-Si où T est la température, R²⁺ se réfère aux cations divalents (Fe^{2+} et Mg^{2+}) et Si la silice. Les valeurs sont données en apfu (atom per formula unit) sur une base de 14 oxygènes et tous les ions Fe sont considérés comme Fe^{2+} .

3.5. Thermo-barométrie chlorite-mica

La méthode du multi-équilibre chlorite-phengite-quartz-H₂O permet de définir si des couples composés d'une chlorite et d'un mica sont à l'équilibre thermodynamique. Si cette condition est vérifiée, la méthode permet de définir des conditions de pression et de température d'équilibre de ce couple à partir d'analyses microsondes. Cette approche a l'avantage d'être insensible à la composition des fluides (Ganne et al., 2012) et se base sur la chimie des chlorites et des phengites. Les analyses de chlorites et de phengites ainsi que des calculs thermobarométriques sont détaillées en **Matériel Supplémentaire 2**.

Les compositions chimiques utilisées ont été acquises au centre Raymond Castaing sur la microsonde CAMECA SXFive. Les calculs de multi-équilibre ont été conduits sur Matlab par Jérôme Ganne (GET, Toulouse) en utilisant les derniers modèles thermodynamiques de phengite (Dubacq et al., 2010), qui prend en compte la teneur en eau dans les phengites dioctahédrales dans le calcul de la température. Les estimations P-T pour les paragenèses chlorite, phengite, quartz et eau ont été calculées en utilisant les données thermodynamiques de 5 pôles purs de chlorites et 6 pôles purs de phengites. Ces pôles purs sont Fe amesite (FeAm: Si₂Al₄(Fe)₄O₁₀(OH)₈), Mg amesite (MgAm: Si₂Al₄(Mg)₄O₁₀(OH)₈), clinochlore (Clin: Si₃Al₂Mg₅O₁₀(OH)₈), daphnite (Daph: Si₃Al₂Fe₅O₁₀(OH)₈) and sudoite (Sud: Si₃Al₄(Mg,Fe)₂O₁₀(OH)₈) pour les chlorites, et muscovite (Ms: Si₃Al₃KO₁₀(OH)₂), pyrophyllite (Prl: Si₄Al₂O₁₀(OH)₂), pyrophyllite hydratée (Prl.H₂O: Si₄Al₂O₁₀(OH)₂.H₂O), Fe celadonite (FeCel: Si₄Al(Fe)KO₁₀(OH)₂), Mg celadonite (MgCel: Si₄Al(Mg)KO₁₀(OH)₂) et phlogopite (Phl: Si₃AlMg₃KO₁₀(OH)₂) pour les phengites.

Il existe 359 équilibres pouvant décrire l'assemblage Chl-Phg-Qtz-eau et 7 sont indépendantes. La pression et la température d'équilibre entre chlorite, phengite et quartz, la teneur en Fe³⁺ dans les chlorites et les phengites ainsi que la teneur en eau des phengites ont été calculées afin de minimiser la somme des énergies libres de Gibbs $\sum \Delta G^2$ des 7 équations suivantes :



Chapitre II : Matériel et méthodes

En théorie, l'équilibre thermodynamique est atteint pour un couple correspondant à $v(\sum\Delta G^2/nr) = 0$. Les incertitudes analytiques ne permettent pas d'être aussi précis et l'équilibre est défini comme atteint pour des valeurs de $v(\sum\Delta G^2/nr) < 2400$ J. Les incertitudes de la méthode ont été estimées à ± 0.8 kbar / $\pm 10^\circ\text{C}$ par [Ganne et al. \(2012\)](#).

4. Base de données du magmatisme

Des roches d'origine magmatique telles que des basaltes, andésites, gabbros et méta-plagiogranites sont présentes au sein de mélanges ophiolitiques de Taïwan. Le Chapitre 5 de cette thèse propose d'étudier en détail l'histoire de ces roches, depuis leurs conditions de formation jusqu'à leurs positions actuelles. Afin de comprendre l'évolution de ces roches, elles ont été comparées aux roches magmatiques présentes dans une large zone du SE de l'Asie comprenant le SE de la Chine, l'île de Hainan, l'arc volcanique de Luzon, la Mer de Chine du sud et l'arc de Ryukyu. Pour ce faire, 3 bases de données ont été réalisées dont une sur les datations de ces épisodes magmatiques, une sur leur géochimie et plus particulièrement sur la géochimie des basaltes et une dernière sur les conditions géodynamiques liées à leur histoire.

La base de données géochimique réunit les analyses roche totale qui ont été reportées dans les bases de données en ligne PETDB et Géoroc mais également de nombreuses autres publications. Cette base de données a surtout été réalisée sur les basaltes, étant donné qu'ils sont présents dans les deux mélanges ophiolitiques, mais également dans de nombreux contextes géodynamiques autour de Taïwan. Elle est disponible en **Matériel supplémentaire 7**. De plus, leur chimie est très variable selon leur mode de mise en place, et peut donc permettre de définir une source. Les éléments majeurs et traces ont donc été reportés dans cette base de données ainsi que de nombreux autres champs qui sont l'identifiant de l'échantillon, la localité, sous-localité, lithologie, latitude et longitude. Le terme de sous-localité permet d'ajouter une précision qui peut être sur la localisation mais également sur une particularité chimique. Afin de traiter ces données géochimiques, j'ai utilisé le logiciel GCDkit qui permet de traiter les données géochimiques afin de réaliser des diagrammes binaires et ternaires mais également des spiders diagramme et des diagrammes géochimiques tel que des diagrammes TAS. Ce logiciel permet donc un traitement facile et rapide des données géochimiques. Cette méthodologie a permis de comparer la chimie des basaltes entre eux selon plusieurs critères définis dans la base de données.

La base de données des datations disponible en **Matériel supplémentaire 8** porte principalement sur les roches magmatiques, et a pour but de définir la répartition dans le temps et dans l'espace du magmatisme dans le SE de l'Asie. Les datations sur les roches métamorphiques et sédimentaires ont également été reportées dans cette base de données. L'objectif est dans un premier temps de comparer les âges du magmatisme avec les données dans les mélanges ophiolitiques de Taïwan, et de comprendre leur mode et leur timing de mise en place. En effet, la répartition du magmatisme dans une zone plus large peut indiquer des processus à grande échelle et aider à la compréhension de la géodynamique entourant la chaîne de Taïwan. Cette base de données propose de récapituler pour

chaque datation la localité, la sous-localité, l'évènement enregistré, la latitude, longitude, lithologie, la méthode de datation, l'âge, l'incertitude et la référence. Cette base de données a ensuite permis de proposer des frises synthétisant ces données (ex. **Fig. 13**).

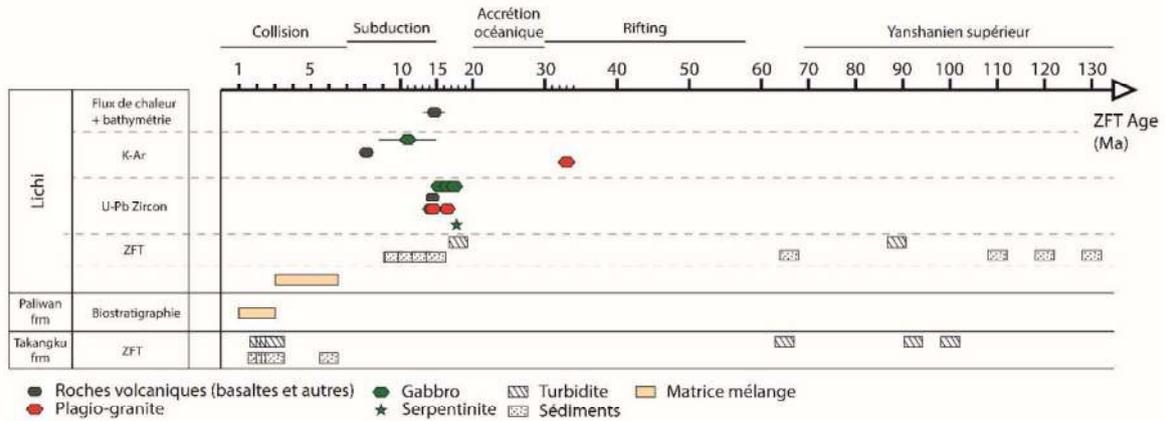


Figure 13 : Synthèse des datations existantes dans le mélange de Lichi. Les données proviennent de Jahn, 1986 ; Huang et al., 2008 ; Shao, 2015 ; Shao et al., 2015 ; Hseih et al., 2016 ; Huang et al., 2018a, 2018b ; Lin et al., 2019.

Chapitre III : Partitionnement de la déformation et exhumation en contexte de collision oblique (Taiïwan)

Ce Chapitre vise à contraindre le mode et la distribution de la déformation et les processus d'exhumation dans le Sud de Taïwan, dans la zone d'initiation de la collision. Ce travail a fait l'objet d'une publication dans le journal *Tectonics*.

Je me suis concentré sur l'étude des unités méta-sédimentaires pré-, syn- et post- rift. L'étude de la thermicité, couplée aux datations thermochronologiques disponibles, dans les unités syn- et post-rift a permis de séparer des pics de températures syn-rift hérités à l'Ouest de la Chaîne Centrale et syn-collision à l'Est. Durant l'épisode de collision, les sédiments post-rift dans la Backbone Range ont atteint des températures comprises entre <200 et 400 °C pour des pressions allant jusqu'à 5-7 kbars en fonction de leur position structurale dans la pile sédimentaire. La déformation dans cette zone d'initiation de la collision est caractérisée par une déformation compressive majoritairement en cisaillement pure dans la partie externe de la chaîne (ouest) tandis que la partie interne (est) est caractérisée par une déformation trans-tensive en cisaillement simple. Cette déformation trans-tensive dans le domaine interne est localisée à proximité de la zone de suture principale entre la marge eurasiennne et l'arc de Luzon. Ces observations sont compatibles avec les reconstructions cinématiques qui indiquent que ce domaine formait un couloir décrochant senestre, associée à la convergence N-S de la plaque de la Mer des Philippines par rapport à la marge eurasiatique. On y observe une déformation ductile associée à un étirement parallèle à la direction de la chaîne qui est suivi par une déformation fragile indiquée par des failles normales avec une composante décrochante senestre. L'exhumation de ces unités se fait donc un couloir de décrochement senestre résultat du partitionnement de la convergence oblique. La déformation à l'intérieur de ce couloir est également partitionnée entre déformation compressive et extensive et pas uniquement le long de chevauchements.

Une étude thermobarométrique fondée sur des équilibres locaux chlorite-phengite a également permis de définir un nouveau pic de métamorphisme pour les échantillons de haute pression dans la Yuli Belt à 12-15 kbars et 380-420 °C, ce qui est 100-150 °C plus froid que les estimations effectuées par les autres auteurs. Ce nouveau pic est également contraint par la méthode RSCM qui présente les mêmes résultats. Nous avons également pu contraindre avec une grande précision le trajet rétrograde de ces assemblages de haute pression jusqu'à des conditions de 4-5 kbars et 350-420 °C à l'aide des couples chlorite-phengite qui ont cristallisés syn-foliation extensive.

Des conditions P-T ont été définies dans la couverture Miocène post-rift pour la première fois et les échantillons concernés sont localisés dans la zone en trans-tension au SE de l'île. Ces échantillons présentent un pic de métamorphisme à 5-6 kbars et 330-400 °C ainsi qu'un chemin rétrograde allant jusqu'à 2 kbars et 350 °C, contraint par des couples cristallisés syn- foliation extensive et donc sur le

trajet rétrograde. Les échantillons de haute pression de la Yuli Belt et ceux de la couverture dans la zone en trans-tension présentent le même chemin d'exhumation final, suggérant un processus d'exhumation similaire le long d'un trajet isotherme.

Un des résultats majeurs de notre travail de terrain qui a couvert la majeure partie du sud de l'île est de montrer l'absence de grandes nappes chevauchantes dans la Chaîne Centrale. Cette observation va dans le sens de la nécessité d'interpréter la croissance de la chaîne le long d'une limite décrochante, donc en trois dimensions. Je montre de plus que cette cinématique particulière se superpose à l'architecture complexe de la marge. Ainsi, la Chaîne Centrale s'avère être une portion de marge distale (et transformante ?) inversé sur la marge proximale moins amincie de la Mer de Chine du Sud. La nature des roches constituées d'alternances méta-pélitiques a une importance majeure dans le style de déformation. En effet, ces formations fortement anisotropes sont rhéologiquement très faibles ce qui impose un style de déformation très distribuée et l'absence de déformation localisé le long de grandes structures chevauchantes. Nous proposons à la fin de cette publication un nouveau modèle tectonique de Taïwan qui met en avant le rôle du partitionnement de la déformation dans un couloir décrochant senestre à l'approche de la zone de suture principale entre l'arc et la marge, permettant l'exhumation des unités de haut grade métamorphique.

Strain partitioning and exhumation in oblique Taiwan collision: implications of rift architecture and plate kinematics

Clément Conand¹, Frédéric Mouthereau^{1,2}, Jérôme Ganne¹, Andrew Tien-Shun Lin^{5,2}, Abdeltif Lafhid³, Maxime Daudet¹, Lucas Mesalles⁴, Slawek Giletycz⁵, Marta Bonzani¹

¹ Geosciences Environnement Toulouse (GET), Université de Toulouse 3, UPS, Univ. Paul Sabatier, CNRS, IRD, 14 av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France.

² LIA D3E "From Deep Earth to Extreme Events", CNRS - MOST, Taipei, Taiwan

³ BRGM - Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), ISTO - Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

⁴ Department of Earth and Environment Sciences, National Chung-Cheng University, Chiayi, Taiwan

⁵ National Central University, Chungli, Taiwan

Corresponding author: Clément Conand (conandclement@hotmail.fr)

KEY POINTS

- With this study, we determine a partitioning of the syn-collision deformations within 3 deformation areas in the study zone.
- The exhumation path of the Yuli Belt and the eastern Backbone Range are the same.
- We propose a new 3D model in the collision initiation area of the Taiwan orogeny that take account of the top-to-the-SW extension.

ABSTRACT

Taiwan is a product of the accretion of the South China Sea rifted margin formed as a result of the oblique collision with the Luzon Arc. It is also the archetypal example of continental accretionary wedges. Yet, the generally poor knowledge of 3D strain distribution over time and role of architecture of the rifted margin shed doubt on the cylindrical 2D kinematic models for collision. Here, we provide new field-based constraints on strain distribution, maximum temperatures and apply mica-chlorite multi-equilibrium approach on metapelites, to determine pressure-temperature and exhumation paths. We identify three distinct structural domains that define zones of diffuse strain partitioning between coaxial plane-strain shortening in the western Backbone Range that preserve inherited temperature, transtensional brittle deformation to localized left-lateral ductile shearing in the eastern Backbone Range and Yuli Belt in the North. Field surveys show the lack of nappe stacking with the Backbone Range. Combining our new temperature estimates with existing thermochronological data emphasize that western Taiwan mostly inherited pre-orogenic thermal history. Exhumation paths show that metamorphic peak conditions of 5-6 kbar and 330-400°C in the eastern Backbone Range were reached between 15-11 Ma and 7 Ma. Post-15 Ma plate kinematics is characterized by the northward drift of the Philippine Sea Plate that explains exhumation along a left-lateral transcurrent zone in eastern Taiwan. We infer that lateral motion within the accretionary wedge, accounting for current transpressional setting of the arc-continent collision, reconciles tectonic models of Taiwan with rift architecture and plate kinematics.

Keywords: Taiwan, oblique collision, orogen, transtension, transpression, metamorphism, Raman spectroscopy.

1. INTRODUCTION

Taiwan is an archetypical example of a continental accretionary prism (*Fig. 1*) formed by oblique arc-continent collision between the South China Sea (SCS) and the Luzon Arc (Suppe et al., 1981; Davis et al., 1983; Dahlen et al., 1990). Its structure is interpreted to be the product of WNW-ESE accretion of SCS materials, orthogonal to the strike of the orogen, through a series of thrusts rooting at middle crustal level in a low-angle main thrust detachment (Suppe et al., 1981; Davis et al., 1983; Dahlen et al., 1990; Crespi et al., 1996; Simoes et al., 2007; Malavieille, 2010). In this view, the increasing eastwards crustal thickening and tectonic burial explains metamorphism of SCS marginal units that experienced upper greenschist to blueschist facies now exposed in the Central Range (Barr et al., 1991). Well-documented high exhumation rates (3-6 km/Myr) reflect interactions between tectonics and surface processes, modulated by climate (Willett, 1999; Hovius et al., 2000; Dadson et al., 2003). The pattern of focused rapid exhumation and lack of present-day and recent surface shortening in the eastern Central Range have been interpreted to reflect aseismic nappe stacking by ductile duplexing and underplating has been inferred to take place (Suppe et al., 1981; Clarck et al., 1993; Simoes et al., 2007; Malavieille, 2010; Chen et al., 2011; McIntosh et al., 2013). Such a tectonic model reproduces well the patterns of thermochronological ages and distribution of metamorphic facies across Taiwan (Willett et al., 2000; 2003; Fuller et al., 2006). Another important feature of the strain field in the Central Range is depicted by the orogen-(near)parallel extension documented by geodesy, and earthquakes focal mechanisms (Chang et al., 2000; Lin, 2002; Chou et al., 2002; Mouthereau et al., 2009). When combined with recent fault patterns and principal strain axes, a consistent strike-slip regime with nearly E-W shortening is also defined associated with normal faulting (Mouthereau and Lacombe, 2006 among others). The present-day strain pattern further agrees with ductile strain analyses in the Central Range showing partitioning between orogen-parallel stretching and left-lateral strike-slip shearing (e.g. Tillman and Byrne, 1995; Fischer et al., 2002; Pulver et al., 2002). The homogeneous two-dimensional strain field assumed by the tectonic wedge model therefore fails to explicitly reproduce the simultaneous contraction, extension, and transcurrent deformation pattern in

Taiwan, where boundary kinematic conditions are obviously three-dimensional, as expected in obliquely convergent margins (e.g. Teyssier et al., 1995). The non-cylindricity of the range should therefore be significant, a feature that is not retrieved in the current tectonic map of Taiwan or structural interpretation.

Strain partitioning in orogens are also known to be dependent on the architecture of the accreted rifted margin (e.g. Jourdon et al., 2019). For instance, seismic data offshore suggest Taiwan incorporates the variably-thinned crust of the SCS rifted margin (Lin et al., 2000; Franke et al., 2014; Eakin et al., 2014; Gozzard et al., 2018) w geometry may explain some first-order features of the exhumation pattern (Byrne et al., 2011). The major part of structural studies dealing with brittle and ductile deformation in Taiwan have been conducted in the central part of Taiwan where the deepest crustal levels are exposed. By contrast, the tectonics of the earliest stages of the collision as observed in southern Taiwan, thanks to the obliquity of the convergence, has only been scarcely explored (e.g. Pelletier et al., 1986). How tectonic motions are partitioned between upper and lower crustal levels in space and time is therefore unresolved.

To fill this gap we provide an integrative, field-based study of the deformation in the internal domain of southern Taiwan at the transition from subduction (or initial continental accretion) to collision (or mature arc-continent collision). This is combined with RSCM (Raman Spectroscopy on Carbonaceous Materials) analyses of maximum temperature and new pressure-temperatures of low grade metamorphic schists of Central Taiwan based on phengite-chorite multi-equilibrium.

We show that ductile and brittle deformation across Taiwan display consistent pattern that indicate progressive increase in strain localization eastwards, associated with left-lateral strike-slip shear characterized by a significant component of extension. Our results indicate that oblique convergence is partitioned along homogenous (ductile) domains and discrete (brittle-ductile) zones of left-lateral shear, which are responsible for the exhumation and the lack of nappe stacking at the surface. The pattern of trans-tensional deformation points to the reactivation of a transform fault since 15 Ma. On the other hand, the gravitational stresses at the origin of the extension is likely controlled by the

bathymetry of the rifted margin. The north-directed transport of deep-seated units of the metamorphic belt east of the orogenic wedge has strong impact on the geophysical interpretation of the crustal root, and plate kinematic reconstruction that implicitly considers two-dimensional structure. This result has important implications for collision orogens where obliquity result in the juxtaposition of units from originally distinct province of a rifted margin.

2. GEODYNAMIC AND GEOLOGICAL SETTING

2.1. Current and past plate kinematics of Taiwan collision

Taiwan results from the collision between the South China Sea (SCS) rifted margin and the Luzon arc (**Fig. 1**). The N110°-trending and fast convergence (~8 cm/yr) between Eurasia and the Philippine Sea Plate is oblique to the direction of the Chinese rifted margin trending ENE (e.g. Yu et al., 1997). This unique setting allows examination of mountain building processes at different stages of collision maturity from submarine continental accretion of south Taiwan (20°-22.5°N), mature collision stages with high topography in central Taiwan (22.5°-24°N) and post-orogenic back-arc extension in northern Taiwan and the Okinawa Through (>24°N) as a result of subduction polarity reversal (Suppe et al., 1981, Angelier et al., 1990; Letouzey and Kimura, 1986; Sibuet et al., 1987; Teng, 1996; Clift et al., 2008).

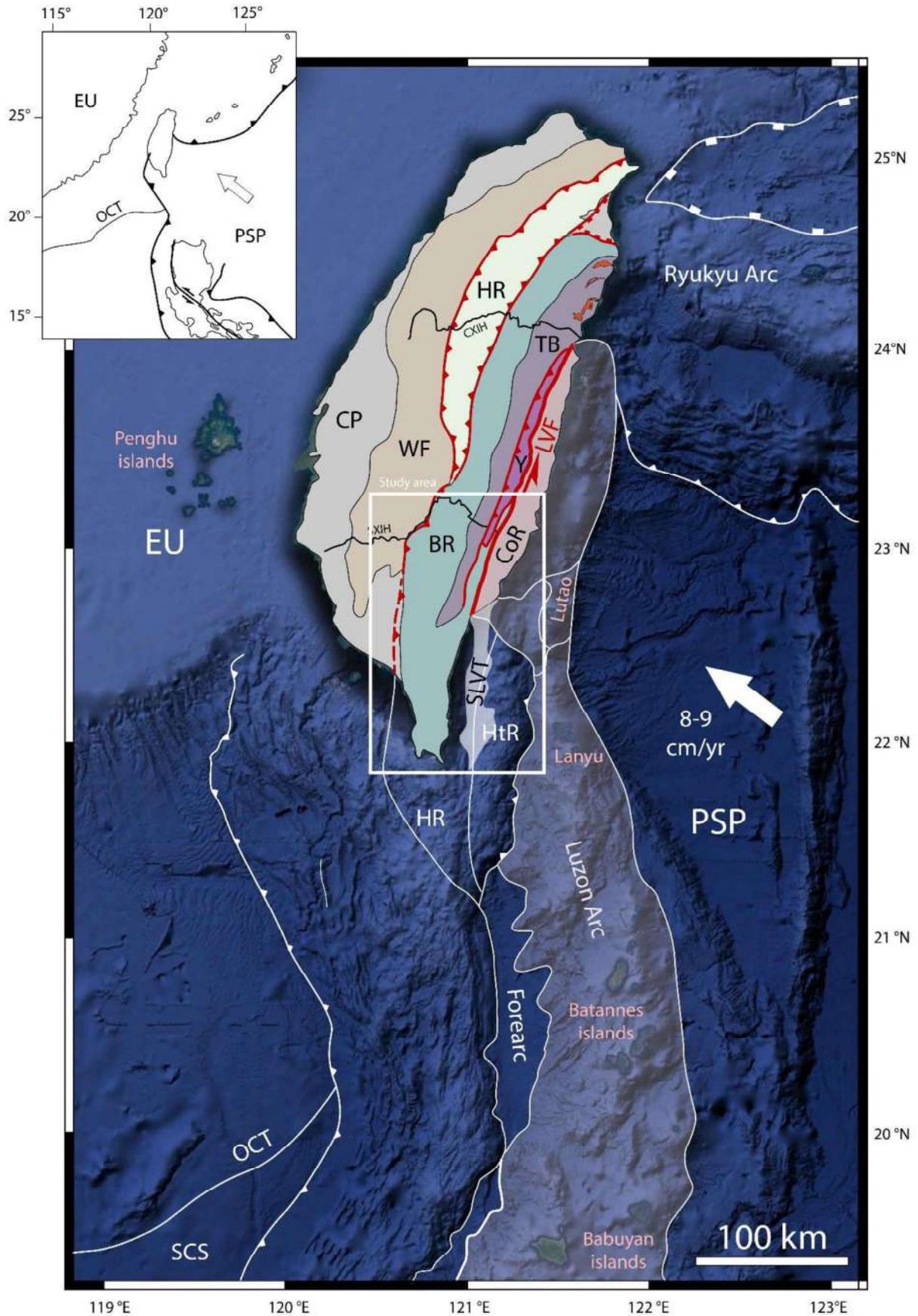


Figure 1: Geological and kinematic setting of Taiwan arc-continent collision. Abbreviations : EU, Eurasian plate; PSP, Philippine Sea Plate; OCT, Ocean-Continent Transition; SCS, South China Sea;

CP, Coastal Plain; WF, Western Foothills; HR, Hsuehshan Range; BR, Backbone Range; TB, Tailuko Belt; Y, Yuli belt; CoR, Coastal Range; CXIH, Central-Cross Island Highway; SXIH, Southern-Cross Island Highway; HR, Hengchun Ridge; HtR, Huatung Ridge; SLVT, South Longitudinal Valley Through. Granitic gneiss exposed in the northern Tailuko Belt are shown. Offshore domains and faults are from Malavieille and Trullenque (2009), units are modified with our observations from the geological map of Taiwan of the geological survey in 2000.

The transition from oceanic subduction of the SCS at the Manila trench to onset of continental accretion is observed 100 km off southern Taiwan at ca. 20°N (**Fig. 1**). Seismic reflection profiles and tomography indeed provided images of the SCS hyper-extended margin with syn-rift basins and a distinctive breakup unconformity just west of the deformation front of the submarine accretionary wedge (Wang et al., 2006; Zhao et al., 2010; Lester et al., 2013; McIntosh et al., 2013; Eakin et al., 2014). From 22.5°N northwards, the arc-continent collision is defined by the presence of a collision suture, the Lichi Mélange (Ho, 1986; Jahn, 1986; Page and Suppe, 1981; Chang et al., 2001; Huang et al., 2008; Shellnutt and Hsieh, 2016; Huang et al., 2018) bordering the Longitudinal Valley Fault, a creeping fault boundary. The mélange is the result of the consumption of the forearc oceanic basement between the Luzon Arc and the accreted Eurasian margin in the Central Range (**Fig. 1**).

The initiation of continental accretion occurred 6-7 Myrs ago. This is indicated by the onset of flexural loading in the western Taiwan foreland (Lin et al., 2003) and onset of cooling recorded in pre-rift and late syn-rift/post-rift Miocene deposits of the SCS passive margin (Mesalles et al., 2014). Successive phases of increased exhumation rates are described at 5, 2-1.5 and 0.5 Ma (Mesalles et al., 2014; Hsu et al., 2016; Lee et al., 2015). Mountain building eventually reached an erosional steady-state (Willett et al., 2000) but has likely been achieved only recently. The punctuated growth of the Taiwan mountains, likely reveals complex inter-relationships between the architecture of the accreted SCS margin, indentation and accretion of the Luzon arc/forearc as well as changes in the erosional patterns and plate kinematics.

Plate reconstructions of the Philippine Sea plate suggest that subduction of the South China Sea began ca. 15 My ago and was directed SSE at high angle (almost 80° of obliquity) with the NS-striking orientation of the subduction trench (e.g. Wu et al., 2016). This kinematics is linked at the formation

of the East Taiwan ophiolite at 15 Ma at SCS spreading axis or near-ridge seamount incorporated in the Lichi mélange (Chung and Sun, 1992; Huang et al., 1979; Jahn, 1986; Suppe et al., 1981) and by the age of onset of arc volcanism in the Coastal Range at 16-15 Ma (e.g. Huang et al., 2006). This timing is further consistent with the collision of Mindoro-Palawan block of Eurasian affinity with the Western Philippines (e.g., Sarewitz and Karig, 1986; Marchadier and Rangin, 1989; Pubellier et al., 2003; Yumul et al., 2003). It is also temporally correlated within error to the cessation of spreading in the South China Sea between 20.5 Ma and 15 Ma (Briais et al., 1993; Barckhausen et al., 2014; Li et al., 2014). The oblique convergence between the EU and PSP implies strain partitioning into components of pure shortening perpendicular to the subduction front and left-lateral strike-slip faulting that is accommodated along the Philippine Fault (e.g. Pinet and Stephan, 1990; Barrier et al., 1991; Pinet and Cobbold, 1992) and is likely continuing northward into Taiwan. Left-lateral strike-slip faulting is indeed described along the active Longitudinal Valley Fault (e.g. Lee et al., 1998; Shyu et al., 2005; Shyu et al., 2008).

2.2 Main tectonic divisions, metamorphism and brittle/ductile deformation patterns

2.2.1 Tectonometamorphic units

Taiwan is typically divided into several tectonic units (**Figs. 1 and 2**). The Coastal Range (CoR) to the East represents the northern Luzon Arc accreted to the collided margin. The Longitudinal Valley Fault (LVF) is the plate boundary fault between the CoR and the Central Range, along which the Lichi ophiolitic mélange is exposed (Ho, 1986; Jahn, 1986; Chang et al., 2000; Huang et al., 2018; Lin et al., 2019). The metamorphic core of the Central Range comprises two metamorphic units: the Tailuko Belt (TB) and the Yuli Belt (YB). The TB is composed in the northern Taiwan of Paleozoic to Mesozoic slates with Eurasian affinity, including marble layers and foliated Cretaceous granitic intrusions dated at 85-90 Ma (**Fig. 1**; Jahn et al., 1986 ; Lo and Onstott, 1995; Wintsch et al., 2014). This unit is printed by a HT metamorphism that is not only due to those granitic intrusion. RSCM (Raman Spectroscopy on Carbonaceous Materials) analyses indicate maximum temperature of 350-550°C (Beysac et al., 2007).

Independent P-T constraints from the Chipan gneiss show peak metamorphism ($T = 500^{\circ}\text{C}$ and $P = 6\text{--}8\text{ kb}$) in accordance with predicted tectonic paths (Barr & Dahlen 1989; Simoes et al. 2007). One fully reset $\text{Ar}40/\text{Ar}39$ age obtained on biotite indicates these rocks rapidly exhumed by 7-8 Ma (Lo & Onstott 1995). The YB is dominated by slaty country rocks which ages have been recently determined to be middle Miocene (Chen et al., 2017; Mesalles et al., 2019). The occurrence of blueschist metamorphism is documented by glaucophane and omphacite-bearing rocks retrieved from mafic/ultramafic exotic blocks (**Fig. 2**). Peak metamorphic conditions yielded temperatures of about $486\text{--}550^{\circ}\text{C}$ and pressures of 7-17 kbar (Beysac et al., 2007; Beysac et al., 2008; Tsai et al., 2013; Keyser et al., 2016; Baziotis et al., 2017). These conditions have been reached between 16 Ma (depositional age determined by zircon U-Pb dating; Chen et al., 2017) and 12 Ma as derived by $\text{Ar}40/\text{Ar}39$ dating on amphibole, phengite and phlogopite (Lo and Yui, 1996). The TB is overlain by slates formed by syn-rift shallow-marine Eocene deposits and post-rift Miocene deep-marine sediments of the Backbone Range (BR). The Eocene slates are composed of phyllite with interbeds of metasandstones/conglomerates and limestones while the Miocene slates, are made of argillite and black schists with thin layers of sandstones and metasandstones (Ho, 1986; Chen et al., 1983a, Fisher et al., 2002). These sediments have been metamorphosed under lower greenschist metamorphic conditions ($T = 300 \pm 50^{\circ}\text{C}$, $P = 4\text{ kb}$; Liou & Ernst 1984).

In the Hsuehshan Range (HR) a thick sequence of syn-rift Eocene and Oligocene shallow-marine sedimentary sandstones and conglomerates (so-called E-conglomerates) of the Pilushan Formation are resting unconformably on top of the pre-Cenozoic Mesozoic to Paleozoic basement of Central Taiwan (e.g. Ho, 1986; **Fig. 2**). The sediments have been slightly metamorphosed at prehnite–pumpellyite to lower greenschist facies ($T = 260 \pm 40^{\circ}\text{C}$, $P = 2\text{--}3\text{ kb}$; Liou & Ernst 1984).

The southernmost occurrence of Eocene rocks dated by fossil occurrence is within the BR (e.g. Ho, 1986) at the southern tip of Taiwan at roughly 22.4°N . To the South, the Hengchun Peninsula hosts the southern continuation of the BR made with Middle-Late Miocene sediments and the Kenting ophiolitic mélange, containing exotic igneous blocks of late Oligocene ages of 22-26 Ma with affinity from the

SCS (Pelletier et al., 1984; Pelletier and Stephan, 1986; Zhang et al., 2015). The western non-metamorphic fold-and thrust belt, namely the Western Foothills (WF), is made of foreland and rifted margin deposits accreted to the growing orogenic wedge during the Pliocene. Further west, the Coastal Plain (CP) lies at the transition between the frontal thrust units and the western foredeep (*Fig. 1*).

2.2.2 Brittle-ductile strain pattern

Microstructural analyses show the kinematics of Taiwan is partitioned between a component of lateral and orogen-perpendicular deformation due to the obliquity of the arc-continent collision (e.g. Pulver et al., 2002). In western Taiwan, axial planar steeply-dipping cleavages in HR reflect a prominent coaxial strain history and pure shear deformation (Tillmann & Byrne 1995; Fisher et al. 2002). The low magnitude of ductile strain in the HR compared to prediction of critical wedge model (Clarck et al. 1993) is interpreted to reflect strain localization along out-of-sequence thrusts (Clark et al. 1993) or underplating (Simoes et al., 2007; Beyssac et al. 2007) but could also indicate some degree of strain partitioning as suggested by Pulver et al. (2002). Likewise the HR, the western BR is characterized by top-to-the-west shear structures, including NE-trending fold axes, and cleavage (Huang and Byrne, 2014; Tillman and Byrne, 1995). Stretching lineations throughout are downdip and associated with fibrous elongate chlorites-phengite aggregates (Fisher et al., 2002).

The coaxial plane-strain, orogen-perpendicular, deformation that prevails in HR and western BR contrasts with strain pattern documented in the metamorphic core of northeastern Taiwan. Indeed, the pre-Tertiary basement, including granitic gneiss (Chipan gneiss) shows a penetrative fabric S1 oriented NE with a shallowly plunging stretching lineation L1 defined by greenschist minerals assemblage. Kinematic analysis shows the pre-Tertiary metamorphic basement is dominated by non-coaxial, constrictional deformation, left-lateral strike-slip motion with a normal-sense of shear increasing towards the East (Pulver et al., 2002). The Eocene formation of eastern part of the Backbone Range show consistent non-coaxial strain outlined by stretching lineations parallel to the NE plunges of fold axes. This ductile fabrics is intersected by west-dipping brittle normal-fault zones and veins that

are associated to active hot springs (Fisher et al., 2002). Deformation pattern in eastern Taiwan therefore consistently agree with a kinematic model in which the oblique convergence is partitioned between NW-shortening, lateral extrusion, and orogen-parallel strike-slip motion.

2.3 The South China Sea rifted margin evolution in Taiwan

Seismic data and subsidence analysis of deep wells in the proximal margin off western Taiwan (Lin et al., 2003) show rifting occurred during the Paleogene (58-37 Ma). The syn-rift late Paleocene sediments accumulated in shallow-marine to continental environment and are unconformably overlying the Yenshanian basement composed of Permian-Triassic metasediments (mostly marbles) topped by early Cretaceous (Aptian) slates (**Fig. 2**). By 37 Ma, the focus of rifting shifted to the present-day OCT boundary off southern Taiwan (Lin et al., 2003; **Fig. 1**). Continental rupture and initial seafloor spreading of the South China Sea between occurred between ~31 Ma (Chron C12n) and 29.5 Ma (Chron C11) according to the oldest magnetic anomalies (Briaies et al., 1993; Li et al., 2014; Franke et al., 2013). Seafloor spreading then propagated from NE to SW at ~23 Ma (Briaies et al., 1993; Barckhausen and Roeser, 2004; Li et al., 2012a, 2012b; Franke et al., 2013). Early post-breakup subsidence (30-18 Ma) is recorded in Taiwan area on the proximal (inner) rifted margin (Lin et al., 2003). Basins positioned landward show thin (3 km) post-breakup fluvial-to-marine successions that are not affected by faulting. This contrasts with the outer rifted margin where the Oligocene-Miocene, mainly marine, post-breakup succession (e.g. Tainan basin) is 6 km thick and is bounded by a seaward-dipping fault (Lin et al., 2003). Such variable post-breakup subsidence histories across the shelf illustrate the co-existence of complex thermal and fault-controlled subsidence in the proximal and distal SCS rifted margins associated with post-breakup uplift at 12.5 Ma. The large crustal thinning on the distal margin agrees with geological evidence in southern Taiwan (Hengchun Peninsula) that syn-/pre-rift Mesozoic to Oligocene lithologies are lacking but are overlain by several kilometers of deep-water, essentially post-breakup Miocene “flysch” sediments (Pelletier, 1985; Giletycz et al., 2015; Zhang et al., 2014).

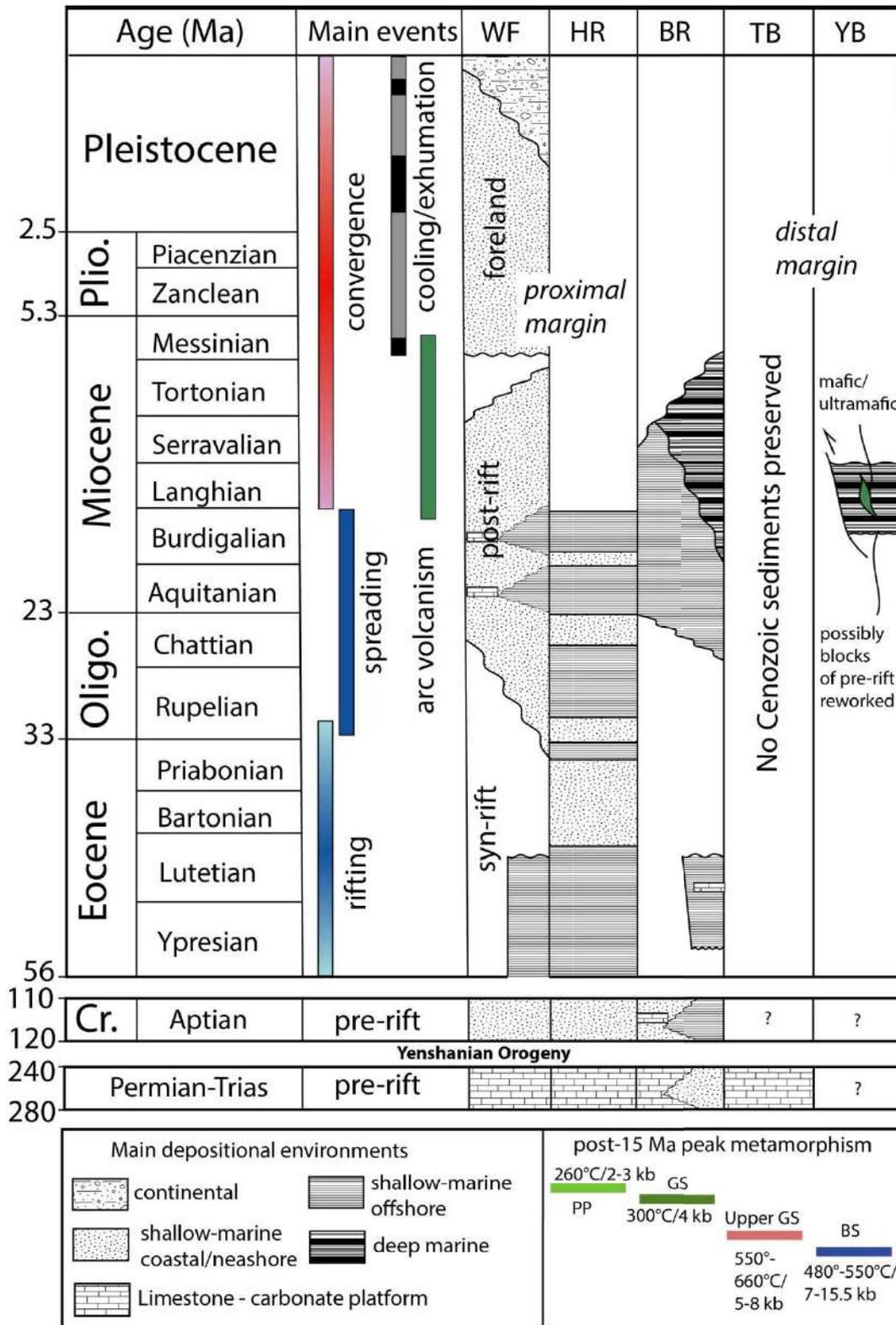


Figure 2 : Tectono-stratigraphic chart of Taiwan with a focus on post-Eocene sedimentary rocks and inferred position of the different domains along the South China Sea paleomargin. Compilation after Teng et al. (1991), Lin et al. (2003) and Ho (1986).

3. METHODS AND SAMPLING STRATEGY

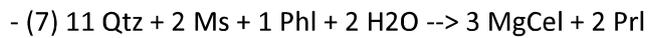
This study focuses on the schist belt of southern Taiwan between 21.9°N and 23.3°N at the transition between the incipient collision in the Hengchun Peninsula to mature collision in central Taiwan (**Figs. 1 and 3**). We targeted several E-W transects in order to study the deformation pattern across the contact between unmetamorphosed Miocene flyschs units (including Eocene sandstones) of the southern Backbone Range and metamorphosed units of the Tailuko Belt and Yuli Belt. Because outcrops are only accessible in rivers, we selected E-W valleys on the eastern and western side of the belt in which exploration can be made as deep as possible in the mountain belt. Structural data on ductile and brittle deformation were collected providing an unprecedented database (**Figure A1**). We collected oriented samples in all the studied valleys for microstructural observations (**Table A4**), RSCM and Chlorite thermometry and thermo-barometry estimations on metapelites based on phengite-chlorite equilibrium. Those results combined with existing low-temperature thermo-chronology constraints allow identifying the structural domains of the schist belt. We aimed at resolving 1) the allochthony of the Backbone Range (Miocene-Eocene slates and metasandstones) relative to the lower units of the Tailuko and Yuli Belt, 2) the distributed versus localized nature of deformation, in particular the location of major fault zones across the brittle-ductile transition and their mechanisms and 3) the relationship between strike-slip and reverse faulting.

To determine peak temperature reached by sediments in southern Taiwan, we performed Raman spectroscopy on carbonaceous materials (RSCM) on Miocene-Eocene pelitic rocks. 66 samples were collected in the study area and the major part is located along selected transects (H-H'-H''-H''' and G-G') in western and eastern Taiwan (**Fig. 11b**). The RSCM study was used to quantify the degree of thermal transformation of carbonaceous materials. This process is an irreversible process. Thus RSCM data represent the maximum temperature reached during sedimentary or tectonic burial and metamorphic event(s). RSCM analyses were performed at the BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) in Orléans using the Renishaw inVia Reflex system with a light source of a 514-nm Spectra Physics argon laser. Renishaw WiRE 3.4 was used for spectrometer calibration and

Raman measurements (e.g., Delchini et al., 2016). Four to twenty three particles of carbonaceous materials (with an average of 16.4 for all samples) were analyzed per sample. Standard errors are given for temperature with 1σ . Temperatures between 330 and 640° C were estimated using the calibration of Beyssac et al. (2002). For lower temperatures (200-330° C), we have applied the extended calibration of Lahfid et al. (2010).

Chlorite-phengite-quartz-H₂O multi-equilibrium thermobarometry was conducted for samples 17-37, 17-39, 17-40 and CSC10 which are characterized by occurrences of co-precipitated chlorite and muscovite assemblages. Chemical compositions on different mineral phases were performed at the Centre for Microanalyses Raymond Castaing (Université Paul Sabatier) using a CAMECA SXFive Electronic microprobe. The accelerating voltage was 15 kV for a beam current of 10 or 20 nA corresponding to an analyzed surface of $2 \times 2 \mu\text{m}^2$. To estimate P-T conditions with chlorite-phengite couples, thermometry on chlorites and amphibole, those data were combined with whole-rock analyses realized by the SARM center in Nancy, using ICP-AES analyses for major elements and ICP-MS analysis for trace elements were used. Multi-equilibria calculations were performed with Matlab© and using the latest thermodynamic model for phengite (Dubacq et al, 2010), which takes into account the T-dependent interlayer water content of dioctahedral phengite. P-T estimates for the chlorite, phengite, quartz and water parageneses were calculated using the thermodynamic data of five chlorite and six phengite end-members. These end-members are Fe amesite (FeAm: $\text{Si}_2\text{Al}_4(\text{Fe})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$), Mg amesite (MgAm: $\text{Si}_2\text{Al}_4(\text{Mg})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$), clinocllore (Clin: $\text{Si}_3\text{Al}_2\text{Mg}_5\text{O}_{10}(\text{OH})_8$), daphnite (Daph: $\text{Si}_3\text{Al}_2\text{Fe}_5\text{O}_{10}(\text{OH})_8$) and sudoite (Sud: $\text{Si}_3\text{Al}_4(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{O}_{10}(\text{OH})_8$) for chlorite, and muscovite (Ms: $\text{Si}_3\text{Al}_3\text{KO}_{10}(\text{OH})_2$), pyrophyllite (Prl: $\text{Si}_4\text{Al}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), hydrated pyrophyllite (Prl.H₂O: $\text{Si}_4\text{Al}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$), Fe celadonite (FeCel: $\text{Si}_4\text{Al}(\text{Fe})\text{KO}_{10}(\text{OH})_2$), Mg celadonite (MgCel: $\text{Si}_4\text{Al}(\text{Mg})\text{KO}_{10}(\text{OH})_2$) and phlogopite (Phl: $\text{Si}_3\text{AlMg}_3\text{KO}_{10}(\text{OH})_2$) for phengite. Among the 359 equilibria that can be written for the Chl-Phg-Qtz-water assemblage, seven are independent. The P, T of equilibrium between Chl, Phg, Qtz, as well as the Fe³⁺ content in chlorite and phengite and the water

content of phengite were calculated in order to minimize the sum of the Gibbs free energy $\sum \Delta G^2$ of the following seven independent reactions:



In theory, thermodynamic equilibrium is achieved for a given couple if $\sqrt{(\sum \Delta G^2/nr)}$ is equal to 0. In practice, a deviation from 0 occurred because of analytical uncertainties. After Monte Carlo simulations accounting for the analytical uncertainties, equilibrium is considered to be achieved when $\sqrt{(\sum \Delta G^2/nr)} < 2400 \text{ J}$ for the conventional point analyses. P-T uncertainties ($\pm 2\sigma$) are estimated to $\pm 0.8 \text{ kbar} / \pm 10^\circ\text{C}$ for point analyses (Ganne et al., 2012).

4. STRUCTURAL ANALYSES

Field work missions were carried out in southern part of Taiwan on the Miocene post-rift and Eocene syn-rift formations exposed in the Backbone Range, Tailuko and Yuli Belt, south of the southern cross-highland highway (**Fig. 3**). About 200 sites were visited in 18 EW-directed valleys. The analyses of brittle and ductile deformation led us to identify three structural domains that are described below.

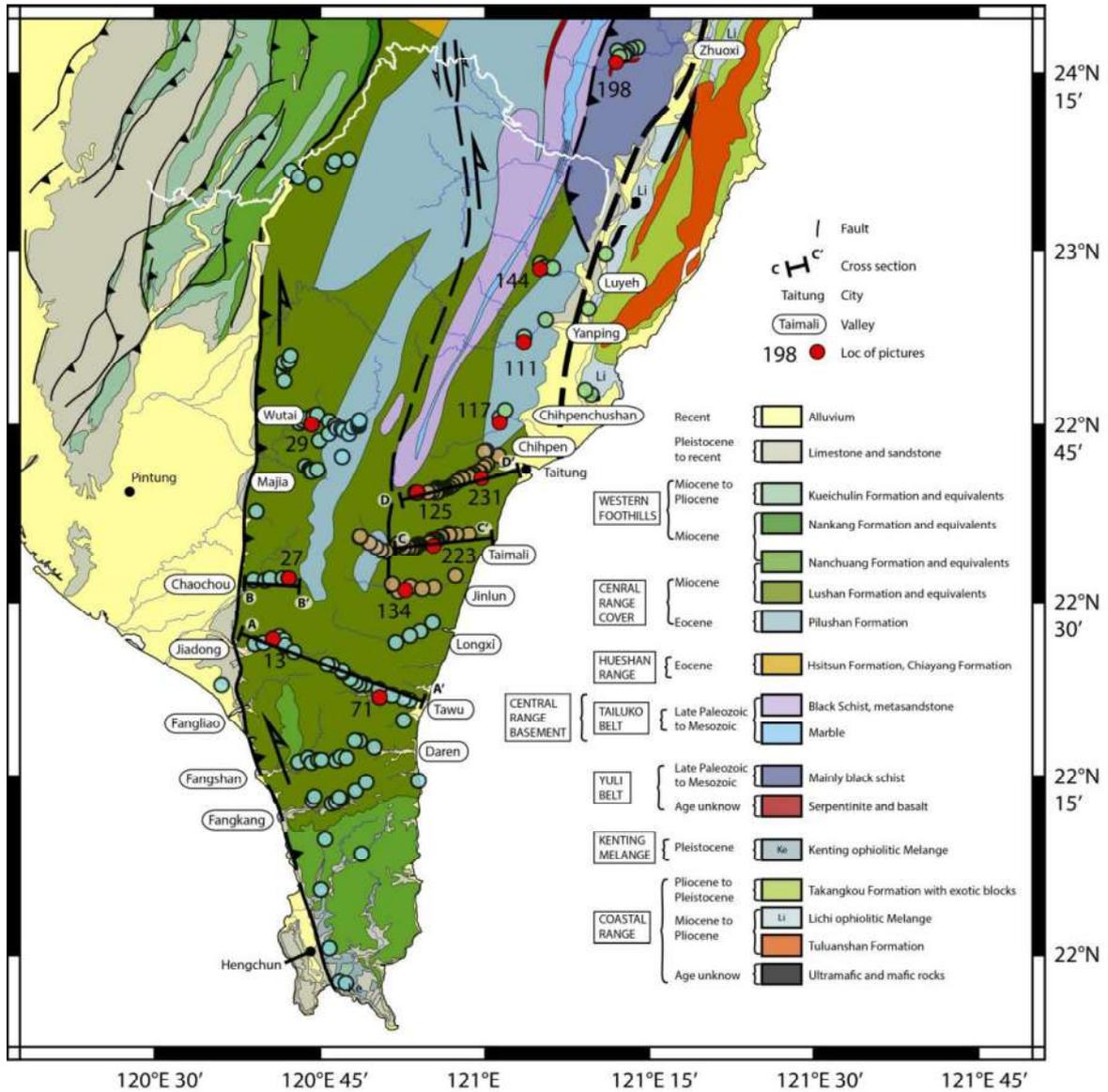


Figure 3: Geological map of south-central Taiwan and Hengchun Peninsula. Sites visited are indicated by colored circles. The colors refer to the structural domains I, II and III mentioned in the text. Names of valleys explored in this study are also indicated.

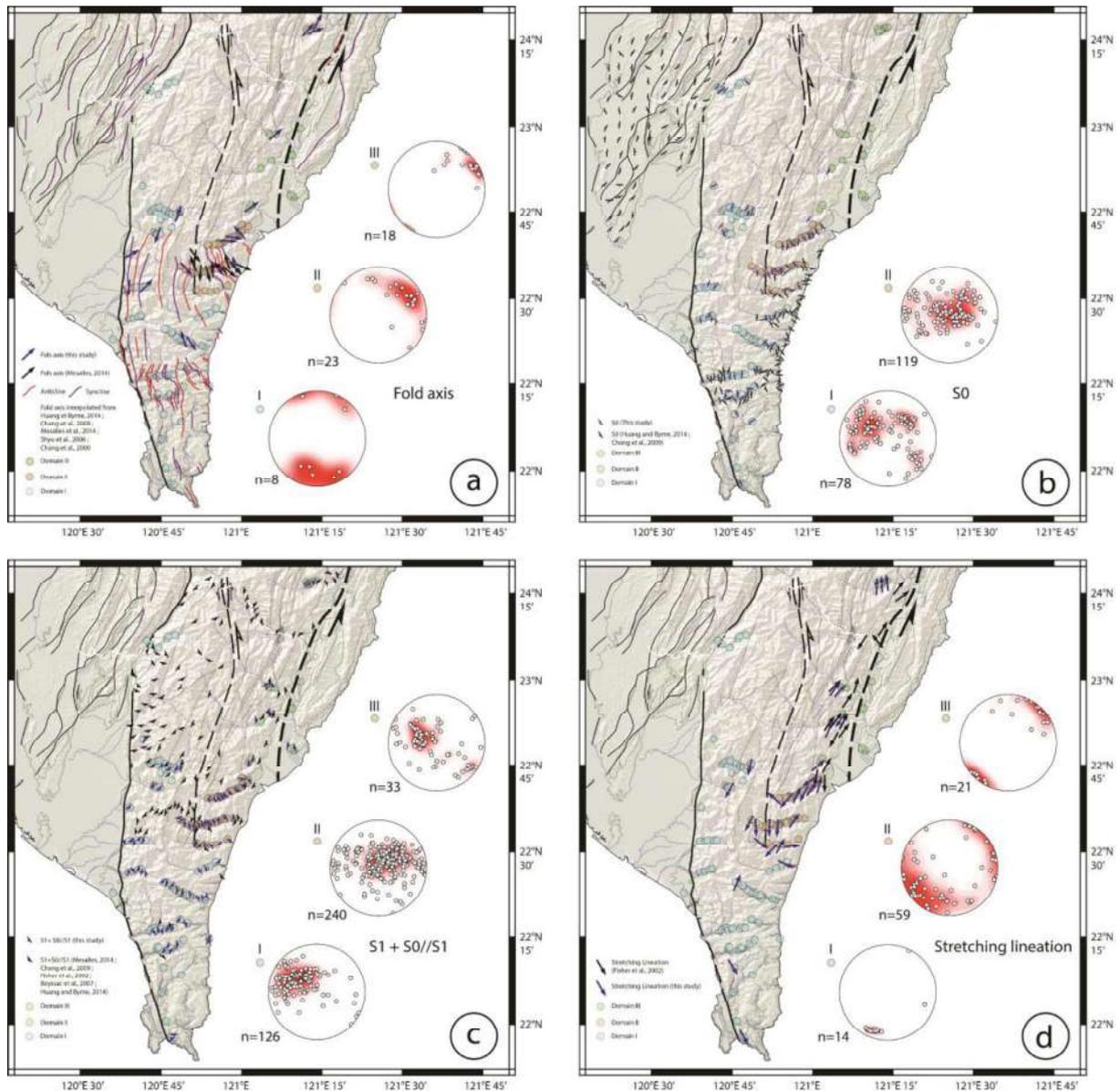


Figure 4: Maps of southern Taiwan with structural measurements from this study (blue symbols) and previous ones (black symbols). Stereograms from this study only, including (a) fold axes, (b) S0 (bedding), (c) S1 and S0/S1 (cleavages/schistosity) and (d) stretching lineations. See also the full compilation of structural measurements from our study in the **Table A1**.

4.1 Structural Domain I

Domain I is represented by the western Backbone Range and its continuation in the Hengchun Peninsula (**Fig. 3 and 4**). In this domain, relationships between bedding (S0) of Miocene slates and schistosity (S1) is often obvious (**Fig. 5**), and in several occasion slumping structures can be recognized in slates, suggesting plane-strain and coaxial shortening (Fisher et al., 2002).

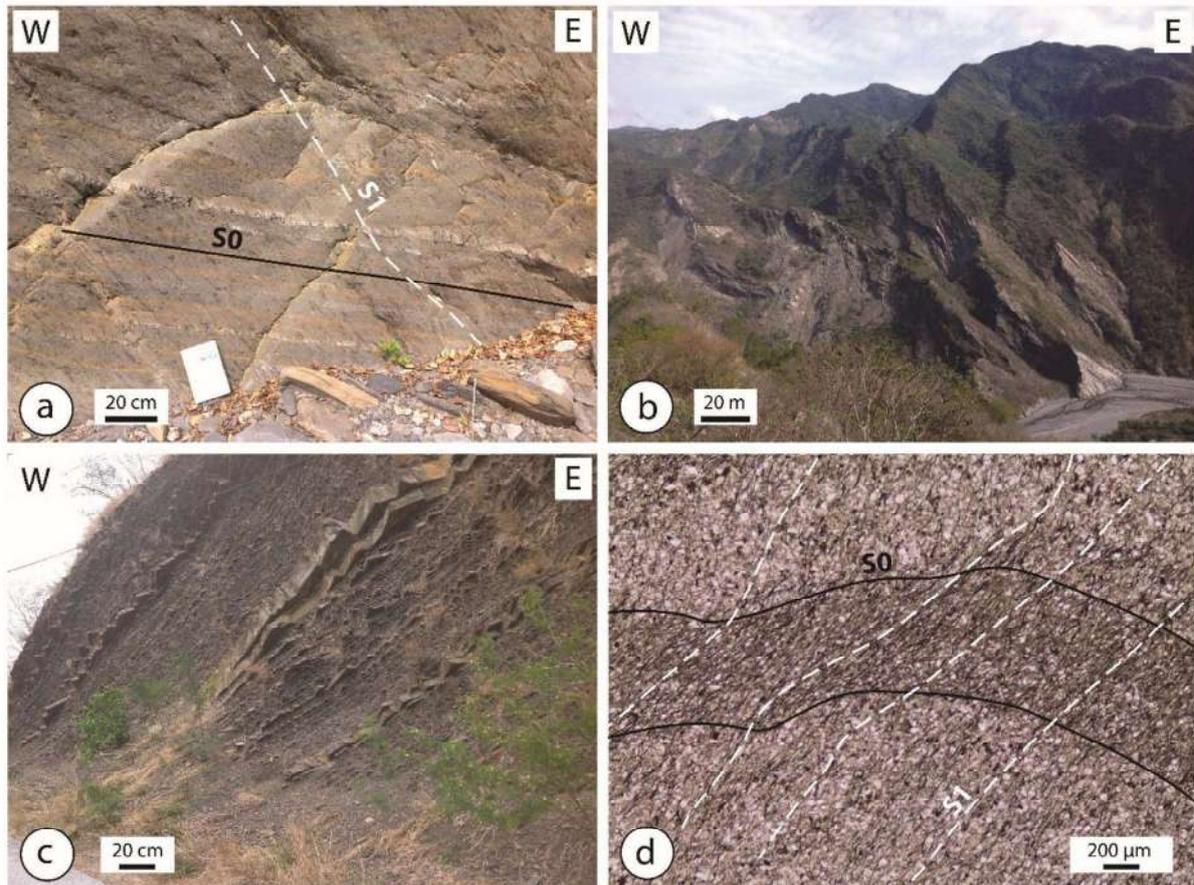


Figure 5: Examples of field structural features from the western BR in domain I. (a) Site 27 shows S0, S1 relationships in Miocene flysch series. (b) Site 29 showing the widespread and penetrative S1 dipping to the East. (c) Site 13 showing bedding S0 in unmetamorphosed Miocene turbidites. (d) Thin-section from site 71 showing structural relationships between S0 and S1.

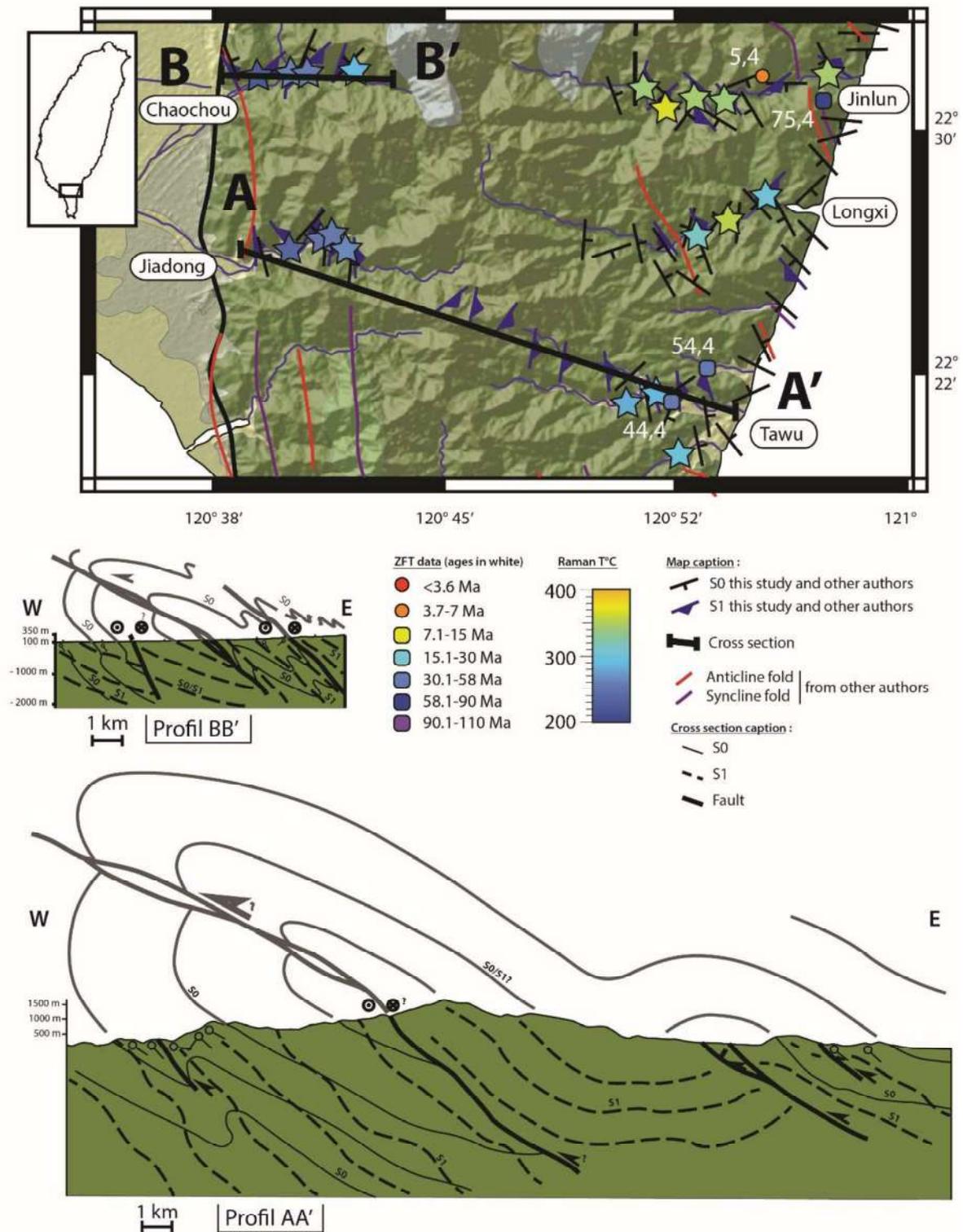


Figure 6: Zoom in domain I with map and cross-sections of the BR. S1 is principally eastward and Miocene series show west-vergent folding. ZFT data are from previous low-temperature thermochronological studies (Lee et al., 2006; Liu et al., 2001; Mesalles et al., 2014; Willett et al., 2003). Other structural constraints on S0 and S1 are from Chang et al. (2009), Huang and Byrne (2014), Fisher et al. (2002), Mesalles (2014), Chang et al. (2009), Shyu et al. (2006).

Deformation is characterized by axial-planar, SE-dipping S1 (**Fig. 4c**) oriented N-S to NNE-SSW, except very locally, few kilometers north of Wutai valley, near Paolai, where S1 is turning almost E-W (**Fig. 4c**). S1/S0 relationships show kilometer-scale W-vergent folding with overturned limbs cut by a few top-to-the-NW thrust faults next to the Chaochou Fault with relatively minor displacement (mesoscale faulting), indicating a small component of localized shear (see cross-sections A-A' and B-B' in **Fig. 6**).

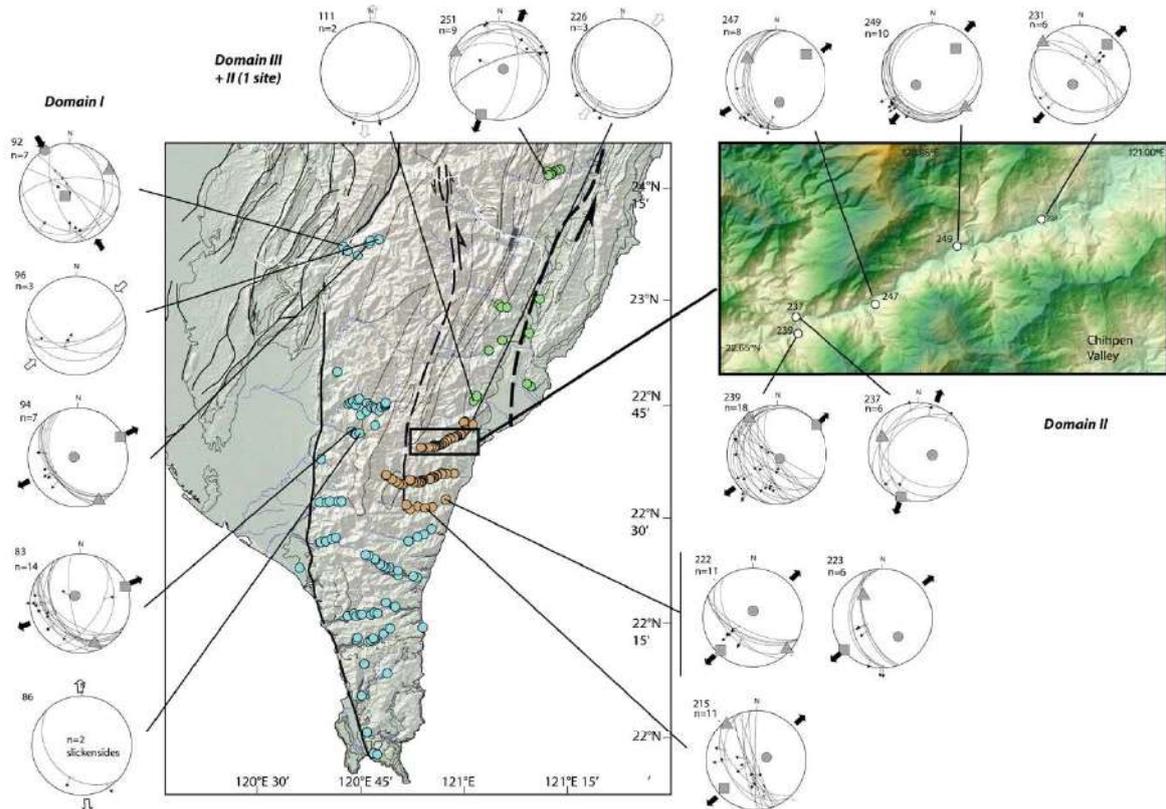


Figure 7: Results of fault slip analyses. Where inversion of slip have been performed, the given stress tensor is indicated by grey-filled circles (σ_1), triangle (σ_2) and square (σ_3). We used Win_Tensor (Delvaux and Sperner, 2003) to plot and compute stress tensors based on formulation and inversion techniques from Angelier (1990). For sites without sufficient fault slip data, white arrows depict a qualitative estimate of stress (extension) direction.

Where S1 is striking at high angle to the Chaochou fault direction, inversion of fault slip data defines an oblique NNW-SSE to NNE-SSW compression (Sites 92, 96). A perpendicular WSW-ENE extension (Sites 83, 94) or locally SSW-NNE (Site 86) seems to be more homogeneously distributed (**Fig. 7**). Wherever documented, reverse or normal faulting postdates or is synchronous with folding (bedding-parallel shear). From North to South, the changing nature of S1, ranging from slaty cleavages (**Fig. 5b**)

in the north to pencil cleavages and lack of ductile deformation in the Hengchun Peninsula (**Fig. 5c**) reveal deformation occurred at temperature from 300°C to below 200°C southwards. The zonation of cleavage type outlines a dome-like structure, mimicking the regional antiformal structure of the Central Range. Because spatial distribution of cleavages is also correlated with deeper structural units to the north, the inferred temperature pattern may be related to the original stratigraphic position. In Wutai and Maija valley, the boundary between the Miocene slates and Eocene slates and meta-sandstones/conglomerates is seen to be continuous, devoid of major shear zones, consistent with the observation of similar S1 attitude and style of deformation across (**Fig. 4**). Structural relationships therefore indicate that the contact between post-rift Miocene and syn-rift Eocene strata is stratigraphic in origin and was later tectonically buried and folded during the collision.

4.2 Structural Domain II

Domain II lies on the eastern flank of the Backbone Range, close to the contact with the pre-Tertiary basement (**Fig. 3**). Located in the slaty cleavages zone, bedding of Miocene schists can occasionally be observed thanks to slates and meta-sandstones alternations, allowing for determination of bedding polarities. Distinctive near-flat S0 and S1 planes are found in the easternmost part of the Taimali section (cross-section C-C' in **Fig. 8**) with some evidence for oblique E-W directed fold axes (**Fig. 4a**). To the west of Taimali and throughout Chihpen S1 is trending N-S and is essentially SW-dipping (**Fig. 4c**), a major difference with domain I.

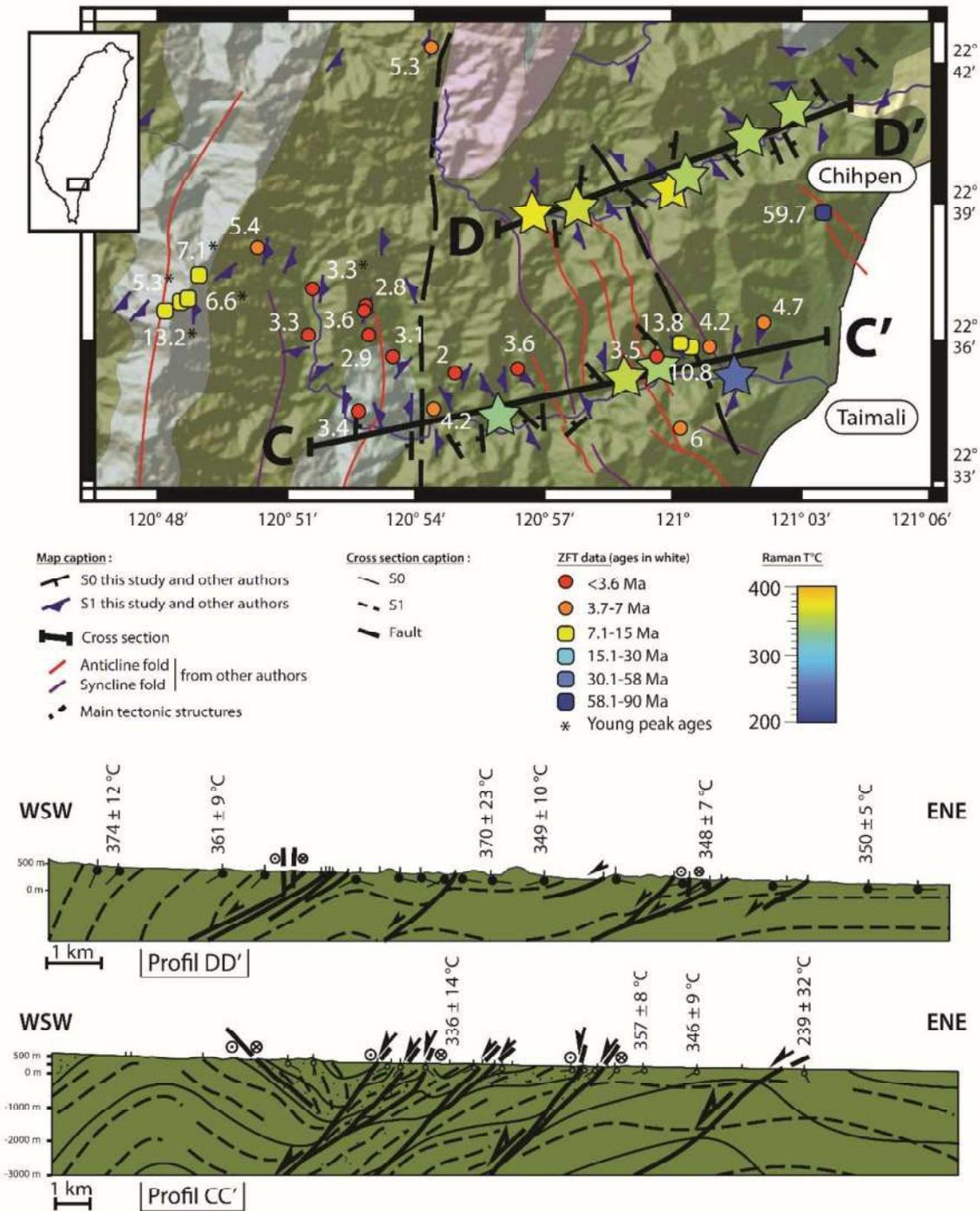


Figure 8: Zoom in domain II with map and cross-sections of the BR. ZFT data are from previous low-temperature thermochronological studies (Lee et al., 2006; Liu et al., 2001; Mesalles et al., 2014; Willett et al., 2003). Other structural constraints on S0 and S1 are from Chang et al. (2009), Huang and Byrne (2014), Fisher et al. (2002), Mesalles (2014), Chang et al. (2000), Shyu et al. (2006). We also show the temperatures obtained using RSCM analyses (see section below).

The change in S1 geometry, including kilometer-scale areas with W-dipping S1 (e.g. Taimali valley, **Fig. 8**), is seen to occur across NS to NW-trending brittle deformation characterized by normal fault slips with a component of left-lateral strike-slip motion (**Fig. 7**, sites 215, 222, 223, 231, 237, 239, 247, 249).

Those localized brittle features define a transtensional domain consistent with a prominent WSW-ENE to SSW-NNE extension, which is remarkably homogeneous throughout the studied area. Most faults are W-to SW-dipping and cuts through S1 and S0 folds, thus defining a late stage of deformation with preferential top-to-the-WSW sense of shear. The stretching lineation L1 (**Fig. 4d**) formed by oriented crystallization of phengites and/or chlorites, parallel to stretched and truncated pyrites or elongate pebbles (**Fig. 9a, b**), aligned with fold axes, altogether define an elongation oriented SSW-NNE slightly oblique to the brittle extension defined above (**Fig. 5 and Fig. 9c, d, e, f**). To the North, in Chihpen valley near the contact with the metamorphic basement, the intensity of ductile noncoaxial strain increases as suggested by asymmetric boudinage of outcrop-scale more competent sandy S0/S1 layers, pressure shadows around quartz nodules at microscale, and S/C structures with dominant normal top-to-the SW sense of shear. The contact between Miocene and the metamorphic basement of the Tailuko and Yuli belt seems to be continuous with no evidence of major localized ductile shear or fault zone nor a marked increase in the metamorphic grade. This calls for diffuse metamorphism and progressive deformation of the Backbone Range and underlying metamorphic units.

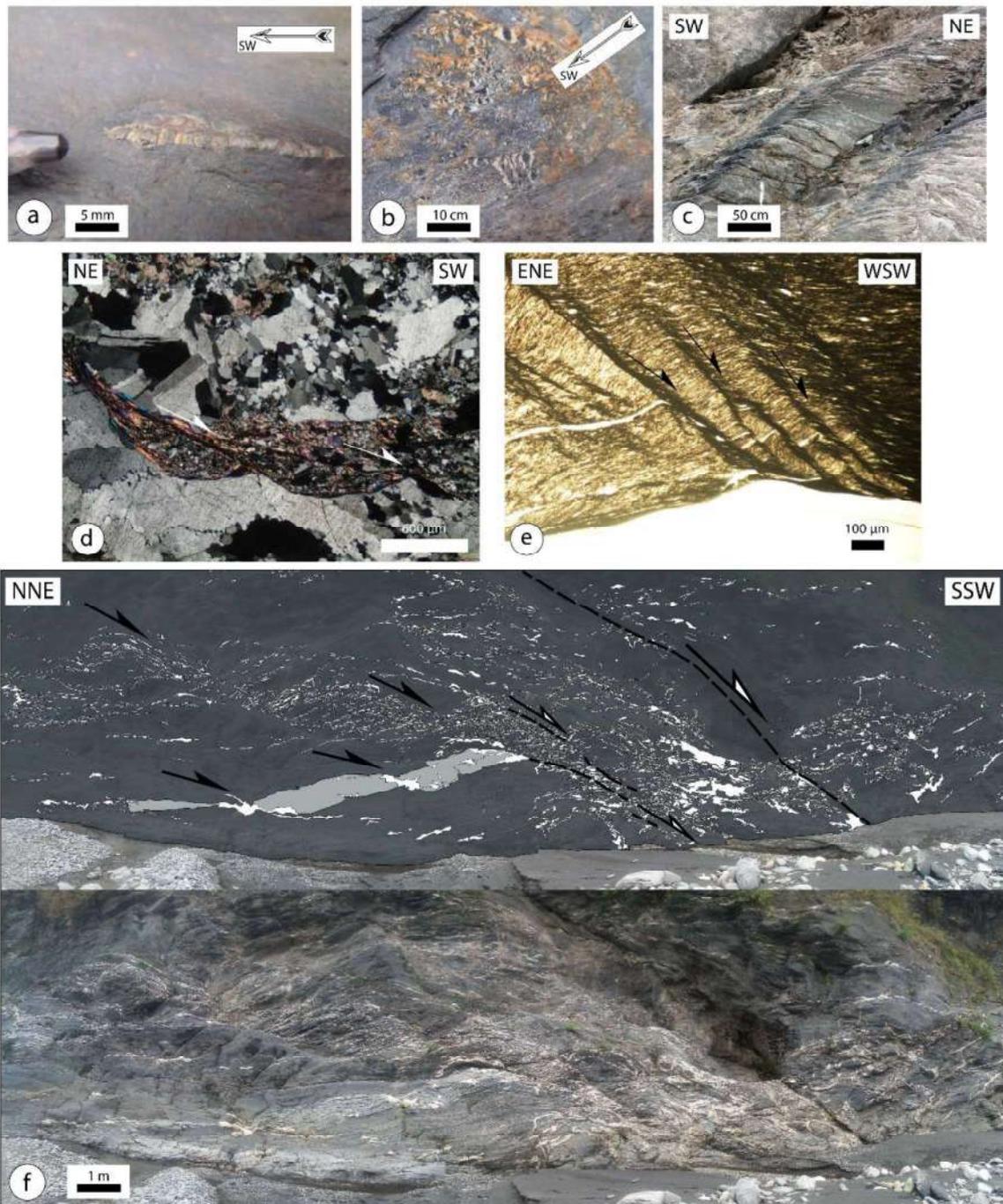


Figure 9: Field photographs and thin section of the eastern BR presenting example of deformation patterns in domains II and III. (a) Site 231: Stretching pyrite in black schists. (b) Site 117: Stretching schists with pebbles and quartz crystallization in the stretching direction. (c) Site 223: Simple shear deformed schists with normal top-to-the-SW kinematic. (d) Site 125: Thin section showing a normal top-to-the-SW simple shear and crystallization of syn-kinematic chlorite and phengite. (e) Site 134: S/C structure in flyschs with rotation of S1 next to the shear bands and normal top-to-the-SW associate kinematics. (f) Site 111: Deformed flyschs with asymmetric boudinage and normal sinistral top-to-the-SSW kinematic.

4.3 Structural Domain III

Domain III corresponds to slates exposed in the eastern Backbone Range and the Yuli Belt. Field observations were made along three narrow EW valleys (Luyeh, Yanping and ChihpenChushan) where Eocene and Miocene slates are exposed (**Fig. 3**). S1 foliation strikes NNW-SSW parallel to the belt, but contrary to domain I and II, S1 is dipping to the SE (**Fig. 4**). S0 cannot be identified and the occurrence of a second foliation (S2) altogether suggests that much higher deformation took place (**Fig. 10a**). Stretching lineation L1 is shallowly plunging to NE parallel to S1 and fold axes in agreement with noncoaxial strain, orogen-parallel stretching and a dominant left-lateral shear (**Fig. 10b**). A small number of normal faults have been measured in the eastern Backbone Range (sites 226, 111) but all show consistent NS extension (**Fig. 7**). Like for domain II, brittle normal faulting is often found associated with Si-rich veins opening the foliation S1. This finding is consistent with the regional study of Fisher et al. (2002) who provided evidence of brittle normal faults indicating NS extension. To the North in the Zhuoxi valley, structural data were acquired in the Yuli metamorphics near serpentinites blocks exposed within Middle Miocene black schist typical of the hosted Yuli rocks. There, S1 foliation are W-dipping consistent with other data from the metamorphic basement (e.g. Fisher et al., 2002). Both stretching lineation and brittle normal faulting (site 251) reflect a NNE extension parallel to the structural grain of the belt (Fig.4 and 7).

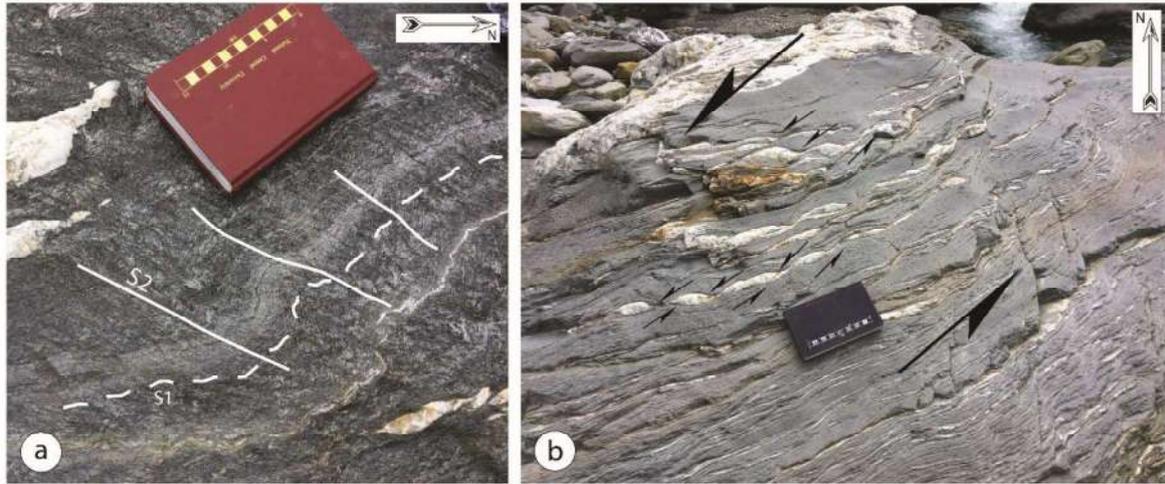


Figure 10: Field pictures of the BR and Yuli belt presenting sinistral kinematic in domain III. **(a)** Site 198: Garnet schists of the Yuli belt with S2 setting crossing S1. **(b)** Site 144: Meta-sandstones with quartz veins boudinage and left-lateral kinematics.

5. P-T CONDITIONS IN THE SCHIST BELT: BACKBONE RANGE AND YULI BELT

5.1 RSCM thermometry

We selected 43 samples for RSCM analyses from Eocene and Miocene slates of the Backbone Range of southern Taiwan (*Fig. 11a* and *Table 1*). Our data complement previous RSCM data from the metamorphic basement collected along the southern cross-highland highway (Beysac et al., 2007).

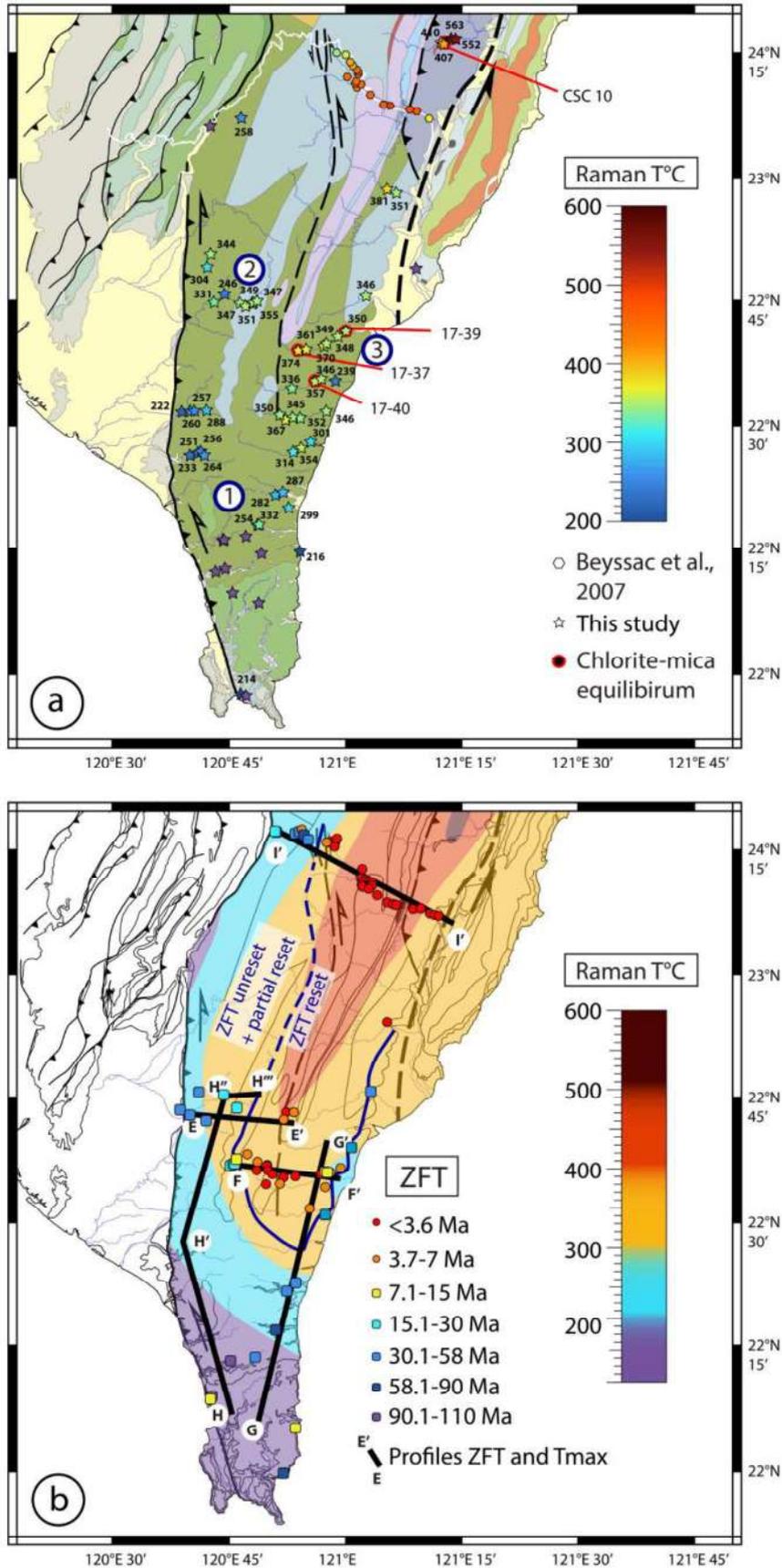


Figure 11: (a) Individual RSCM temperatures distribution in southern Taiwan. Red circles show samples where chlorite-phengite equilibria approach have been applied. Areas 1, 2 and 3 (in the blue circles) are used in the **Figure A3** to compare Tmax and thermochronological data. (b) Contour

of RSCM temperatures and compilation of ZFT ages after Lee et al. (2006), Liu et al. (2001), Mesalles et al. (2014), Willett et al. (2003). The blue line is the limit between reset syn-collision ages (< 7 Ma) and unreset or partially reset samples. Profiles in black lines represent the profiles use in the figure 12 to replace RSCM and ZFT datas on the log.

To fill the gap with this transect, other punctual analyses have been performed in the eastern Backbone Range and in the Yuli Belt (**Table 1**).

Localité	Samples	Latitude	Longitude	Unit	Tmax (°C)	Standard deviation	1σ	Nb spectrum
4	15-01	22.16342	120.75322	Backbone	<200			19
5	15-02	22.14299	120.80757	Backbone	<200			20
6	15-03	22.24373	120.81446	Backbone	<200			23
7	15-05	22.2078	120.71725	Backbone	<200			17
8	15-06	22.21239	120.73626	Backbone	<200			18
9	15-07	22.21239	120.73626	Backbone	<200			17
11	15-08	22.27058	120.73568	Backbone	<200			17
12	15-09	22.27039	120.73232	Backbone	<200			18
14	15-11	22.44625	120.68596	Backbone	256	11.65	2.82	17
15	15-12	22.44551	120.67982	Backbone	251	18.86	4.44	18
17	15-13	22.43932	120.66354	Backbone	233	7.51	2.26	11
21	15-14	22.5277	120.64364	Backbone	222	11.69	2.68	19
22	15-15	22.52847	120.6631	Backbone	260	10.52	2.48	18
	15-16	22.52873	120.67112	Backbone	257	38.95	8.93	19
26	15-17	22.53038	120.69808	Backbone	288	9.07	2.34	15
30	15-18	22.7463	120.76726	Backbone	347	5.05	1.13	20
35	15-19	22.74063	120.77968	Backbone	351	12.31	2.75	20
40	15-20	22.75116	120.80365	Backbone	347	5.52	1.30	18
43	15-21	22.7465	120.79541	Backbone	349	5.86	1.38	18
47	15-22	22.84434	120.70699	Backbone	344	8.30	1.95	18
	15-23	22.81825	120.69879	Backbone	304	32.91	8.49	15
	15-24	22.43952	120.69286	Backbone	264	27.45	6.29	19
60	15-25	22.27779	120.77977	Backbone	<200			23
69	15-26	22.3363	120.86999	Backbone	299	8.90	2.22	16
70	15-27	22.36636	120.85815	Backbone	287	9.86	2.73	13
71	15-28	22.36169	120.84397	Backbone	282	23.28	5.48	18
73	15-29	22.30006	120.80325	Backbone	254	16.27	4.34	14
74	15-30A	22.30003	120.80537	Backbone	332	25.27	6.12	17
74	15-30B	22.30003	120.80537	Backbone	251	14.53	3.52	17
77	15-31	22.24646	120.89451	Backbone	216	19.860	4.96	16
80	15-32	22.76336	120.73545	Backbone	246	8.50	2.06	17
82	15-33	22.74912	120.71374	Backbone	331	12.99	3.06	18
	16-04a	22.81594	121.13974	LM	<200			11
83	17-01B	22.68488	120.30940	Backbone	301	13.94	4.02	12
91	17-04	23.10390	120.70225	WF	<200			20
95	17-08A	23.11784	120.76684	Backbone	258	10.11	2.20	21
98	17-11A	21.96036	120.77475	KM	214	17.58	4.26	17
99	17-13B	21.95785	120.78509	KM	<200			15
100	17-14B	22.59423	120.96948	Backbone	239	31.88	14.25	5
102	17-16	22.59511	120.93890	Backbone	346	8.48	2.00	18
112	17-25	22.96744	121.09803	Backbone	351	5.84	1.62	13
112	17-25B	22.96744	121.09803	Backbone	355	9.83	2.72	13

113	17-26	22.74398	120.79334	Backbone	355	8.63	2.09	17
116	17-29	22.76639	121.02493	Backbone	346	6.79	1.60	18
118	17-31	22.67808	120.97560	Backbone	348	7.16	1.98	13
120	17-32	22.66773	120.95172	Backbone	349	10.02	2.50	16
121	17-33	22.66289	120.94468	Backbone	370	22.95	5.00	21
125	17-37	22.65153	120.89147	Backbone	374	11.53	3.08	14
126	17-38	22.65238	120.90779	Backbone	361	8.71	2.32	14
127	17-39	22.68817	120.99222	Backbone	350	4.87	1.25	15
128	17-40	22.58960	120.92715	Backbone	357	7.84	1.96	16
131	17-43	22.57539	120.87688	Backbone	336	14.33	3.37	18
133	17-44A	22.51489	120.89546	Backbone	352	5.10	1.31	15
134	17-45B	22.51766	120.87902	Backbone	345	5.47	1.29	18
135	17-46B	22.51252	120.86395	Backbone	367	17.08	4.56	14
136	17-47	22.52268	120.85254	Backbone	350	6.95	1.79	15
137	17-48	22.44960	120.88013	Backbone	314	22.90	5.55	17
139	17-50	22.45805	120.89676	Backbone	354	4.53	2.26	4
140	17-51	22.46718	120.91625	Backbone	301	21.43	5.72	14
141	17-52	22.53307	120.95009	Backbone	346	6.40	1.39	21
144	17-55A	22.97412	121.07759	Backbone	381	9.06	2.34	15
144	17-55B	22.97412	121.07759	Backbone	397	15.61	3.90	16
196	CSC 4	23.26832	121.19695	Yuli	407	16.29	3.95	17
198	CSC 10	23.26961	121.19377	Yuli	410	13.73	3.43	16
202	CSC 12	23.27608	121.21550	Yuli	563	16.70	4.17	16
203	CSC 13B	23.27612	121.22364	Yuli	552	30.36	7.59	16

Table 1: Results of RSCM temperature analyses. Temperatures below 200 °C are not constrained precisely and therefore don't present standard deviation and 1σ . $1\sigma = \frac{\text{Standard deviation}}{\sqrt{nb \text{ spectrums}}}$. KM: Kenting Melange ; LM: Lichi Melange ; WF: Western Foothills.

RSCM results show an obvious NS gradient from <200°C in the southern Hengchun Peninsula to almost 400°C northwards, at the latitude of 22°40' N. Consistently, the metamorphic basement northwards show higher temperatures of 550-350°C. We note that intermediate temperatures of 320-400°C are obtained from stratigraphically intermediate Eocene slates of the western BR. Another EW gradient is depicted by the range of temperatures obtained within the Miocene slates. Temperatures are indeed significantly lower at 200-320°C in the structural domain I of western BR (Chaochou and Wutai Valley) with respect to structural domain II where maximum temperatures are in the narrow 320-400°C range (e.g. Taimali valley). The increasing temperature trend therefore appears to correlate both with the older/deeper stratigraphic layers and the increasing ductile shear in the eastern Central Range.

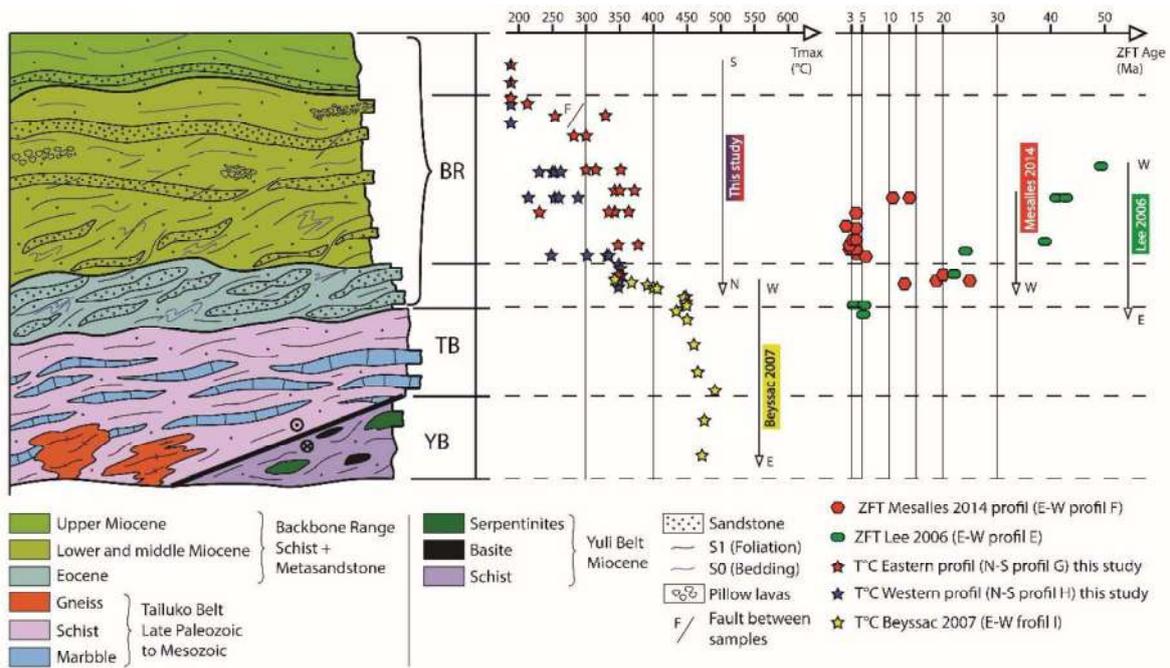


Figure 12: Evolution of RSCM temperature according to the pre-orogenic stratigraphy of the central Taiwan. On the right, RSCM from our study (blue and red stars) and from Beyssac et al., 2007 (yellow star) and low-temperature constraints in the studied region from Mesalles et al., 2014 (red hexagons) and from Lee et al., 2006 (green symbols). Profiles E, F, G, H and I are located on the figure 11b.

A comparison with the ages obtained from zircon fission-track analyses (Lee et al., 2006 ; Fuller et al., 2006 ; Mesalles et al., 2014) that have closure temperature of $240 \pm 50^\circ\text{C}$ in the range of our RSCM estimates further allow defining whether these temperatures are pre-orogenic or syn-orogenic (**Figs. 11b and 12**). The domain of reset zircon ages < 7 Ma overlaps with the region where Miocene slates of the eastern BR show RSCM temperature of $320\text{-}400^\circ\text{C}$ (structural domain II). We infer that these temperatures were achieved during tectonic burial prior to exhumation and cooling during the latest Miocene. In the Wutai valley, the unreset ages zone overlaps with Eocene slates of that recorded equivalent RSCM temperatures of $320\text{-}400^\circ\text{C}$. Because ZFT ages show pre-collision ages from 13 Ma to 23 Ma (Lee et al., 2006 ; Mesalles et al., 2014), this region of the western BR did not record temperature above 300°C during Taiwan collision (t-T diagrams are details in the **Figure A3**). Therefore, the RSCM temperature are interpreted to be pre-orogenic.

5.2 Pressure-temperature conditions depicted from the phengite-chlorite multi-equilibrium approach

Metapelite samples were selected for pressure-temperature estimates from post-rift Miocene slates of the BR. Many minerals like phengite, chlorite, garnet, rutile, pyroxenes and plagioclases inherited from Eurasian continent are not re-equilibrated during low-temperatures metamorphism. Such inheritance imprints the whole rock analyses that makes difficult the use of pseudosection. The local chemistry of equilibrated chlorite and phengites is therefore more efficient in defining pressure and temperature conditions. To avoid inheritance of mineral relics from the Yenshanian metamorphism that is recognized in Mesozoic and older rocks (*Fig. 2*), measurement were conducted only on co-genetic phengite-chlorite pairs that crystalized parallel to the stretching lineation as shown on thin-sections (90 sediments and metasediments analyses, see *Figure A4*). The selected metapelites that did not present relevant phengite-chlorite equilibriums were rejected.

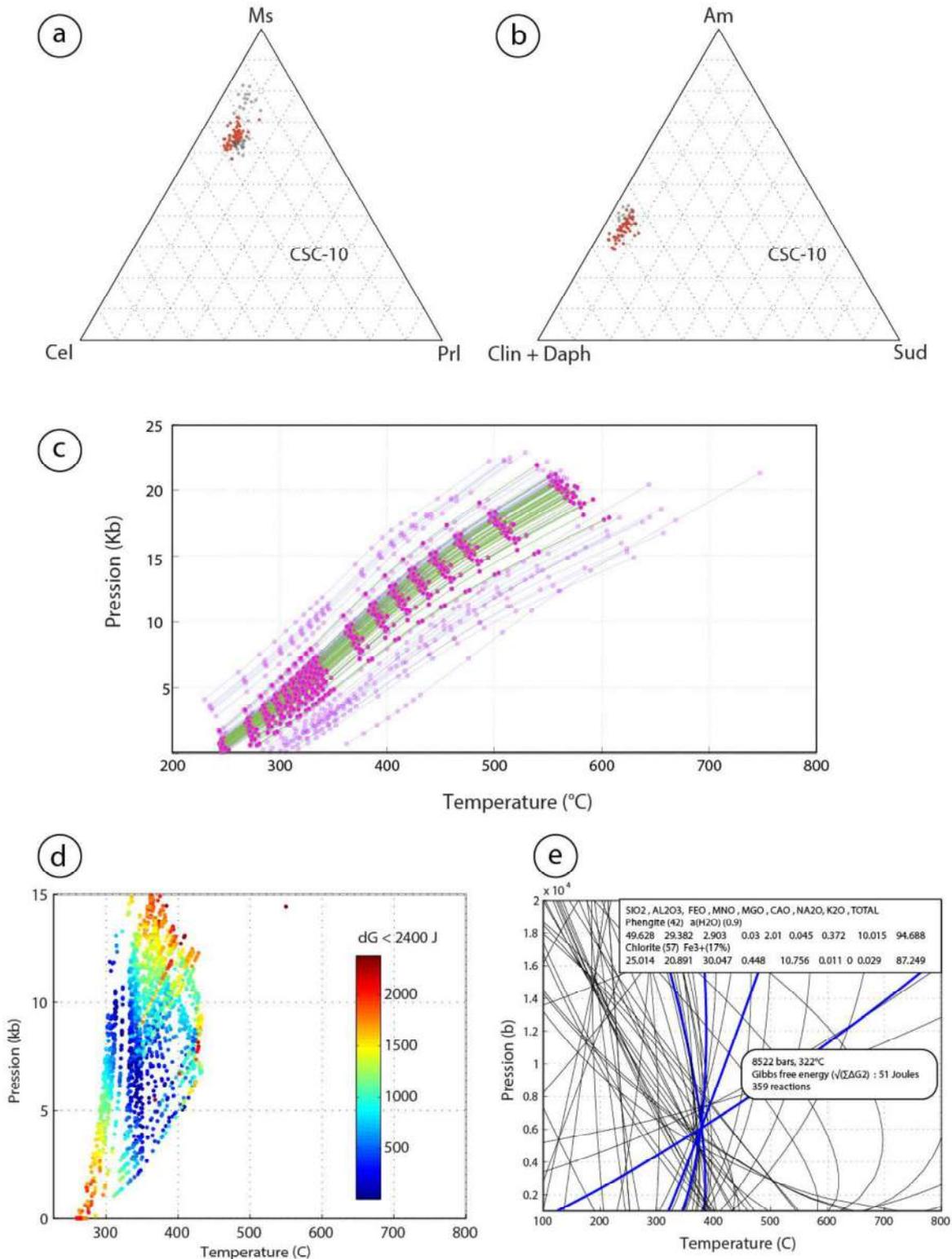


Figure 13: Chlorite-phengite approach and results shown for sample CSC 10 as an example. The same method was used for the other samples (17-37, 17-39, 17-40) (see also Figure 11a for location). Ternary plots of the phyllosilicate compositions from the sample CSC-10 in (a) Amesite-(clinocllore + daphnite)-sudoite (chlorite; 64 analyses) and (b) celadonite-muscovite-pyrophyllite (phengite ; 107 analyses) end-member. The grey dots corresponds to the chlorite/phengite compositions obtained from conventional spot analysis (microprobe). The red dots to the chlorite/phengite compositions in equilibrium (46 points). The analyses were first filtered before multi-equilibrium calculation on the basis of the compositional criteria detailed in Vidal and Parra (2000). (c) Pressure

and Temperature equilibrium conditions using the Phengite-Quartz-H₂O multi-equilibria calculation (Dubacq et al., 2010). Each blue line is one phengite, differently hydrated at each (mauve) point (aH₂O 0.1 to 0.99). Each green line superimposed on the graph is one phengite equilibrated with one chlorite using the Phengite-Chlorite-Quartz-H₂O multi-equilibria calculation (Ganne et al., 2012). (d) Chlorite/phengite pairs (46, see **Table A2**) analysed within sample CSC-10 using the Phengite-Chlorite-Quartz-H₂O multi-equilibria calculation (Ganne et al., 2012). Chlorite and phengite have been contoured for the sum of the Gibbs free energy $\sum\Delta G_2$ of seven independent reactions (see explanations in the text). Sum is < 2400 joules. (e) Example of chlorite/phengite pair (20) analysed within sample CSC-10. Mineral compositions used for PT calculations are listed on the right upper side of the grids.

Results are presented from four metapelites (details in **Table A2**), representing chemical analyses on a total of 850 phengites and 282 chlorites of which 58 couples present equilibriums. Results of chemical analyses and PT estimates are detailed for sample CSC10 in **Figure 13**. This is a Miocene metapelite from the Yuli belt sampled near the contact with the Chinshuishi ultramafic rocks (structural domain III) in which independent peak metamorphic P-T conditions of 15-17 kbar/530-550°C (Keyser et al., 2015) have been estimated. CSC10 contains an assemblage of Quartz + Chlorite + Phengite + Garnet + Epidote + Feldspar + Rutile + Sphene. **Figure 13** shows the classifications of phengites and chlorites (**Figs. 13a and b**), the estimated range of equilibriums for the phengites using the method of Dubacq et al. (2010) (**Fig. 13c**) as well as an example of equilibrium calculated for several pairs (**Fig. 13d**) and for one pair at fixed P and T conditions to determine Gibbs free energy (dG) (**Fig. 13e**). Non redundant equilibriums defined by the minimum of dG for each samples are presented in **Figure 14**.

Based on the Phengite-Chlorite-Quartz-H₂O multi-equilibria calculation (Ganne et al., 2012) applied on CSC10 (46 mc-chl couples) we determine peak P-T conditions of 14-15 kbar and 350-400°C (**Fig. 14**). Phengite-chlorite pairs show a first exhumation stage from this metamorphic peak to P-T conditions of 4-7 kbar/325-410°C. A second exhumation stage is recorded towards final P-T conditions at 2-3 kbar and 330-350°C. The peak PT conditions reached by the sample are in agreement with the RSCM temperature. The other samples 17-37 (2 mc-chl pairs), 17-39 (6 mc-chl pairs) et 17-40 (4 mc-chl pairs) are from Miocene slates of the Backbone Range that are representative of structural domain II of Chihben and Taimali valleys (**Fig. 11a**). They contain Quartz + Chlorite + Phengite + Calcite + Feldspar ± Rutile minerals assemblage. They all show consistent metamorphic peak conditions at 2-8 kbar and

330-400°C in agreement with the measured RSCM temperature at $374\pm 12^\circ\text{C}$, $350\pm 5^\circ\text{C}$ and $357\pm 8^\circ\text{C}$, for 17-37, 17-39, 17-40, respectively. Sample 17-40 presents a pair at 2 kbar and 270°C . P and T paths inferred from the different phengite-chlorite equilibriums show exhumation along a near isothermal gradient to P-T conditions of 2-3 kbar and $330\text{-}350^\circ\text{C}$.

To provide peak metamorphic conditions, the phengite-chlorite multi-equilibrium approach allows resolving progressive exhumation in the middle-to-upper crust from 5-6 kbar (15-20 km) to 2-3 kbars (10-6 km) that represent the last stages of deformation observed in domain II. We also note that the final PT condition compatible with phengite-chlorite crystallization at 2-3 kbars can be compare with closure temperature of ZFT. Because domain II shows ZFT ages with cooling age of ca.7-5 Ma (Mesalles et al., 2014), our results confirm that Miocene slates were at 10-6 km ca.7-5 Ma ago, thus placing important constraints on the exhumation paths in the eastern BR.

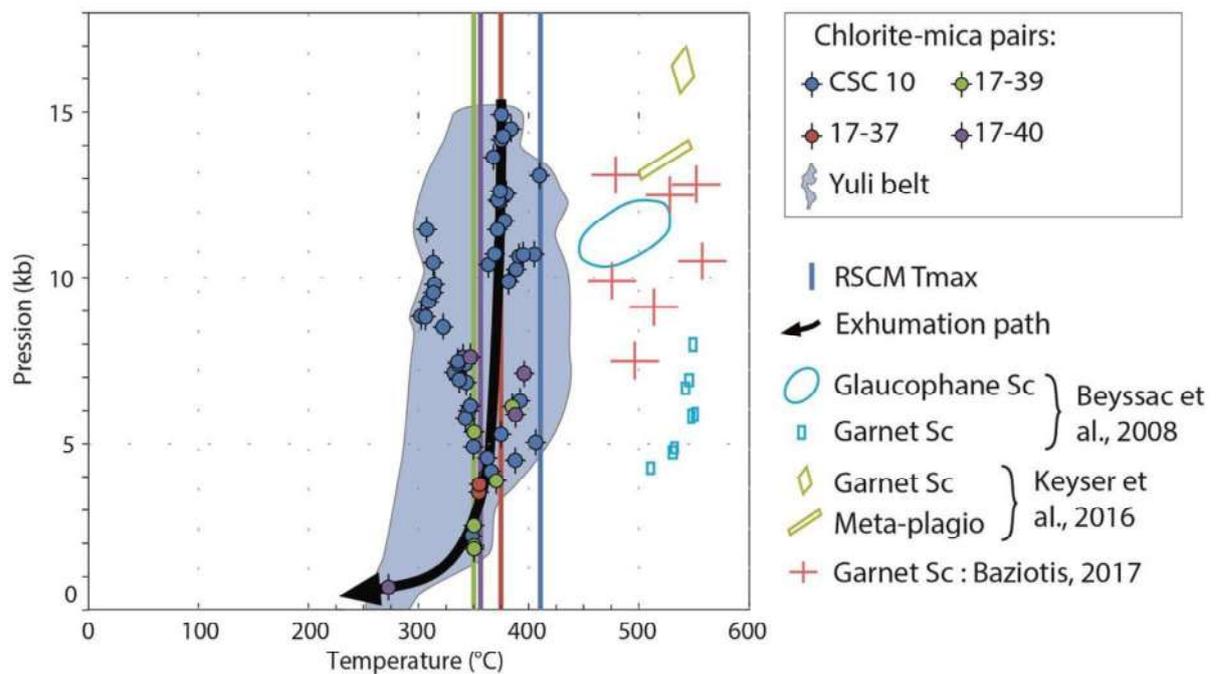


Figure 14: Pressure-temperature estimates and paths determined from phengite-chlorite multi-equilibriums. For 17-37, 17-39 and 17-40, points present non-redundant data with a precision of $\pm 10^\circ\text{C}$ and ± 800 bars. Results from CSC-10 (Yuli Belt) is shown (see also Figure 13). A selection of other PT estimates from the Yuli Belt in the north (Beyssac et al., 2008) and in the same region (Keyser et al., 2016) is also shown.

6. DISCUSSION

6.1 Crustal-scale geology and inherited versus syn-collisional thermal history

Southern Taiwan offers the opportunity to investigate the thermal structure of an orogen a few million years after collision inception at 7-6 Ma and subaerial erosion started ca. 3 Ma. Thermochronological data (Mesalles et al., 2014), morphological observations (Giletycz et al., 2015) and moderate RSCM temperatures, altogether indicate very recent exhumation of the uppermost Miocene sedimentary cover.

Figure 15 shows a crustal-scale section across southern Taiwan at the latitude of Taimali valley. The section summarizes the main brittle-ductile tectonic features observed in the field, how they root at depth and how these features are related to peak RSCM paleo-temperatures. First, the organization of maximum temperatures displays an antiformal structure mimicking the large-scale folding that characterizes southern Taiwan. This pattern of RSCM temperatures has also been noticed by other RSCM constraints along the southern cross-highland highway (Beysac et al., 2007). The western sector accounts for the abrupt transition between predominantly brittle deformation of unmetamorphosed sedimentary rocks of the western foreland thrust belt with the slate belt of the Backbone Range (Brown et al., 2012; Mouthereau et al., 2001; 2002; Tang et al., 2011; Wiltschko et al., 2010).

In the hangingwall of the Chaochou Fault and its southern extension, the Hengchun Fault, bounding the Kenting mélangé, the westward dip of RSCM-defined paleo-isotherms follows the western flank of the fold outlined by the Eocene-Miocene boundary. These peak temperatures, although considered pre-collisional, does not seem to be affected by the contractional, shorter wavelengths, outcrop- to meso-scale folding/cleavages features. This finding supports the prominent coaxial plane-strain shortening in the western BR (domain I) as seen in the field and in thin-sections (**Fig. 15**). In addition, the spatial distribution of partially reset and fully reset ages also well outlines the antiform of the Central Range (**Fig. 11a**). The mapping of RSCM paleo-isotherms (**Fig. 11b**) indicates they are cut by the N-S-to-N20°E striking Chaochou-Hengchun Fault system. Such obliquity emphasizes that the Chaochou-Hengchun Fault system is a more recent, out-of-sequence, tectonic feature. This result is

further supported by the generally younger (<3 Ma) syn-orogenic apatite fission-track ages in the vicinity of the Chaochou Fault (Simoes et al., 2012; Lock, 2007). In order to provide a maximum estimate of the thermal jump across the Chaochou Fault we have positioned the 300°C, 400°C and 500°C isotherms in the footwall of the Chaochou Fault inferred using the present-day thermal gradient of about 40°C/km in the foreland (Chi and Reed, 2008). From this constraints we derive an apparent vertical structural offset of 10 km. Such a large displacement is consistent with the interpretation that the fault is a high-angle east-dipping and deep-seated inherited fault accommodating uplift of Central range relative to the subsiding Pingtung basin (e.g. Mouthereau et al., 2001, 2002; Cammani et al., 2015). A Chaochou basement fault hypothesis is further supported by the Jiashian earthquake (M>6) that nucleated at 20 km in the eastern Western Foothills of southern Taiwan (Huang et al., 2013), well below the shallow detachment surface.

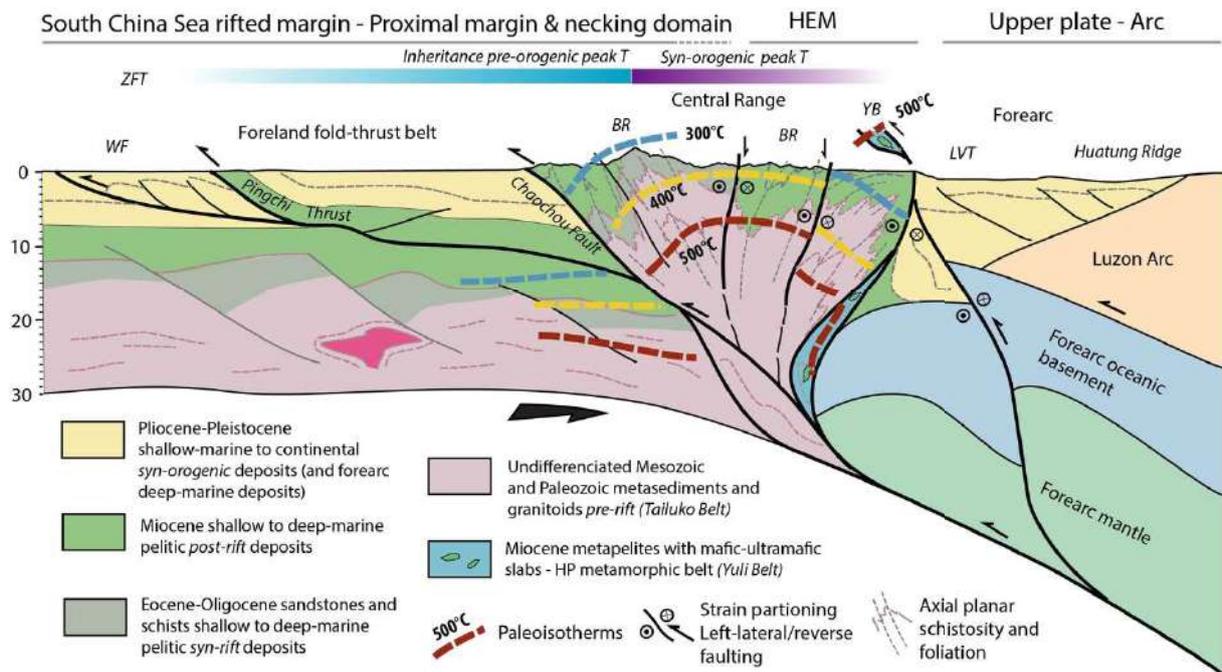


Figure 15 : Crustal cross-section of southern Taiwan at the latitude of Taimali. Contours of peak RSCM temperatures inferred from spatial distribution in Fig. 11 are shown for the Central Range (Backbone Range and Yuli Belt) and those in the foreland are deduced from the current thermal gradients (see text). We also added information on the probable position of the different rifted margin units from the proximal unthinned domain, to the necking zone and hyper-extended margin (HEM). HP units are interpreted to have been exhumed along a major transpressional left-lateral shear zone. CSC-10 sample from which PT conditions have been inferred is located to the north, so YB is not in the plane of the section and is shown above.

Also consistent with the regional antiformal architecture, paleo-isotherms are east-dipping in eastern BR. They further cut at high angle the mesoscale folds. We have shown (see section 5.1) that temperatures measured in domain II are syn-orogenic, therefore, to explain the cross-cutting relationships between RSCM temperatures and folds, the non-coaxial strain and cleavages must have occurred close to the thermal peak. There is also an apparent important jump in RSCM temperature across the easternmost transtensional shear zone of the Taimali Valley (*Fig. 15*). To the east of the fault zone a sharp decrease of 100°C is coincident with a change from metasandstones and steeply-dipping cleavages to shallow-dipping cleavages in schists (see also *Fig. 11b*). We interpret this change reflects the juxtaposition of originally disconnected structural domains caused by sinistral strike-slip movement, the cooler domain originating from the southern Taiwan where lower grade rocks are exposed.

We infer that the antiformal organisation of RSCM temperature of southern Central Range is the result of large-scale folding in a diffuse strain partitioning setting. Late thrusting in the western BR explains preservation of pre-collisional peak temperature acquired in the SCS rifted margin while longer term strike-slip shearing, syn-orogenic burial and exhumation occurred in the eastern BR. These inferences suggest that the thermal pattern reconstructed across the Taiwan mountain belt, characterized by higher metamorphic grade towards the east, do not simply reflect the long-term, East-directed, continuous subduction, accretion and thickening of the continental crust, as classically postulated.

6.2 Exhumation paths, tectonic burial in southern Taiwan and inversion of the SCS rifted margin

Based on the PT conditions of metapelites we infer that the eastern BR (domain II) and YB (domain III) recorded, after deposition at 15-11 Ma (see also *Fig. 2*), contrasted prograde histories to depths ranging between 46-50 km (14-15 kbar) for YB and 15-20 km (5-6 kbar) for BR (*Fig. 16*). All previous PT paths from the Yuli Belt, including those from the same outcrop (Keyser et al., 2016) yielded PT conditions characterized by higher temperatures but similar pressures (*Fig. 16*). Because we determine

independently, maximum temperature using Raman spectrometry, we are confident that our schist samples did not reach temperature above 400°C.

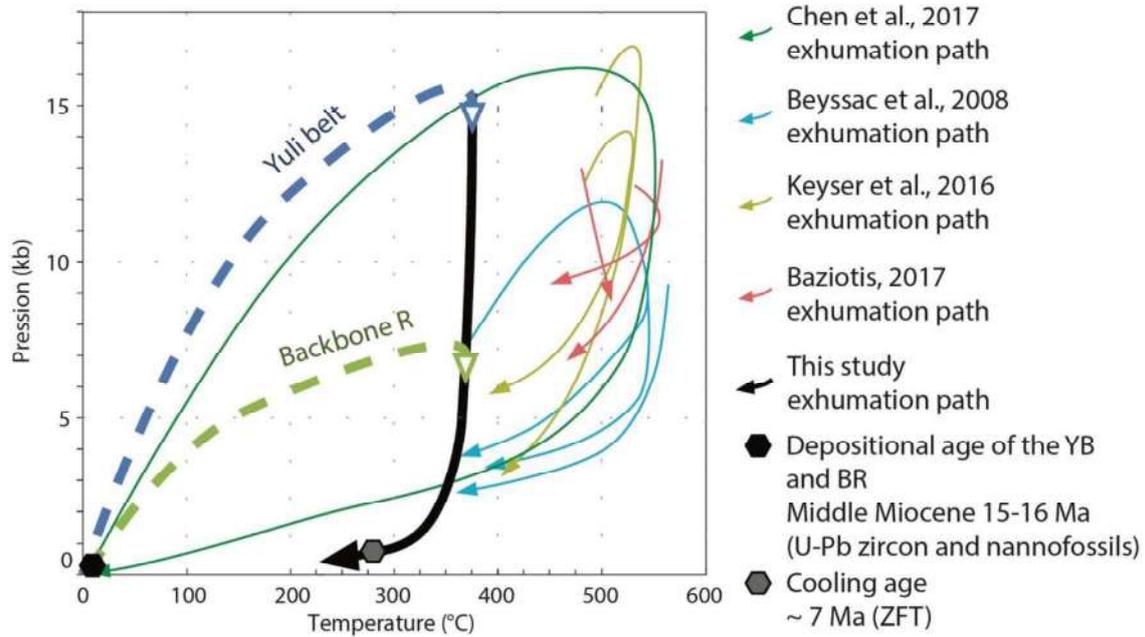


Figure 16 : PT paths for the Yuli Belt and Backbone Range deduced from chl-mc multiequilibrium. For comparison we also show exhumation paths proposed by other authors (Chen et al., 2017; Beyssac et al., 2008; Keyser et al., 2016; Baziotis et al., 2017).

Figure 15 shows that HP rocks of the Miocene YB resulted from the burial of the most distal part of the SCS distal rifted margin or oceanic crust. Exhumation of the YB is interpreted to have occurred along a major left-lateral shear zone associated with deformation of the forearc crust and collision with the Luzon Arc. Both YB and BR were then exhumed as a coherent unit along the same path from depths of 6-10 km (2-3 kbars) and temperature of 350°C (**Fig. 16**). Taking into account the thermal history defined by ZFT data in the region (Mesalles et al., 2014) we know that slates of the eastern BR recorded onset of accretion at around 7-5 Ma. ZFT-based thermal modelling further argues for increased subaerial erosion from 3 Ma, in accordance with depositional unconformity in the foreland and age of forearc consumption (Mesalles et al., 2014). To quantify how much tectonic burial is needed to reproduce our peak metamorphic conditions, we need to constrain the original sediment overburden since the deposition Miocene strata (15-11 Ma) to Pliocene (3 Ma) (Mesalles et al., 2014) when

sediments became first eroded. In the west Taiwan basin, the thickness of mid-Miocene-to-pliocene sediments range from 1 km to nearly 4 km, locally in some extensional rift basin (Tainan basin) (e.g. Tensi et al., 2006). After Teng et al. (1991), 2 km of Miocene sediments are exposed in the Hsuehsan Range, but the overlying mid-late Miocene and lower Pliocene strata have been removed by erosion. The same authors estimated in the western Backbone Range a minimum of 1 km for the middle Miocene. Based on these constraints we consider 2 km of mid-Miocene as a reasonable average estimate for the total thickness of mid-Miocene to Pliocene in the distal part of SCS margin in Taiwan area. We infer that domain II recorded maximum tectonic burial equivalent to 4-8 km. This represents the original thickness of the tectonic overburden on the eastern side of the orogen. Since 3 Ma, published (Mesalles et al., 2014) subaerial exhumation rates show consistent total erosion of 5 km. These results together with structure and kinematics shown in **Figure 15** indicate that the missing tectonic overburden likely corresponds to the eroded part of the overthrusting YB, which was exhumed laterally along the strike-slip shear zone at the front of the forearc crust (**Fig. 15**). Because the YB and the BR are characterized by the same original “flysch-type” middle Miocene deposits, and that southern Central Range of Taiwan (Hengchun Peninsula) is interpreted as an inverted distal rifted margin, we suggest they were originally both part of the hyper-extended SCS rifted margin (see Section 2.3). Indeed, recent seismic refraction and reflection data further revealed the crust offshore southern Taiwan and below Hengchun Peninsula is transitional (McIntosh et al., 2013). The YB experienced subduction to 50 km and HP metamorphism in the south in a domain probably similar to the current Hengchun Peninsula. But its later exhumation and contact with eastern BR units in the latest Miocene occurred to the North, in the mature collision zone.

6.3 Long-term/short-term strain partitioning, plate kinematics and role of rift architecture

Figures 17 and **18** aim at summarizing the main three-dimensional kinematic patterns obtained in this study. First, we see that collision obliquity induces a diffuse strain partitioning between contraction and transcurrent shear components. The pure contractional component recorded by brittle-ductile

fabrics (domain I) is mostly accommodated in the western Central Range in the western BR and in the WF. This limit coincides with the transition from proximal and necking domain of the SCS rifted margin characterized by the deposition of syn-rift Eocene-Oligocene sediments (Western Foothills, Hsuehshan Range and possibly part of the western BR) to the hyper-extended crust of the SCS margin (eastern BR, YB and TB) where those deposits are lacking (see also Section 2.3). The western Central Range therefore places two domains with different initial crustal thicknesses, from 30 km in the west to typically 10 km or below according to geophysical survey off southern Taiwan (Lester et al., 2013), in the east, over a very short distance. The transition is sharp and striking N-S, oblique to the main structural grain of N70°E that characterizes the SCS margin. It has been suspected that the narrow boundary in the west is a former N-striking transform zone, which has inherited the NS direction of spreading and extension on the SCS extension in the Middle Miocene (12-16 Ma, Angelier et al., 1990; Taylor and Hayes, 1980; Pautot et al., 1986; Briaies et al., 1993).

This was suggested to explain the homogeneous along-strike exhumation pattern (Lee et al., 2015; Byrne et al., 2011).

The strike-slip component appears then accommodated in the hinterland by increasing localization of ductile, non-coaxial left-lateral shear in domain III (Yuli Belt and Tailuko Belt), overprinted by brittle transtensional deformation in domain II (Backbone Range) (**Fig. 17**).

This kinematics is further generally consistent with left-lateral strike-slip faulting along the active Longitudinal Valley Fault, extending offshore in the South Longitudinal Valley Trough (LVT of **Figure 17**) and the Huatung Ridge, which connects northward with the Lichi Mélange. Therefore, exhumation of HP rocks in the Yuli Belt from about 50 km, left-lateral ductile shearing in the Central Range, strike-slip faulting in the LVF and collision suturing appear closely kinematically related (**Fig. 18**).

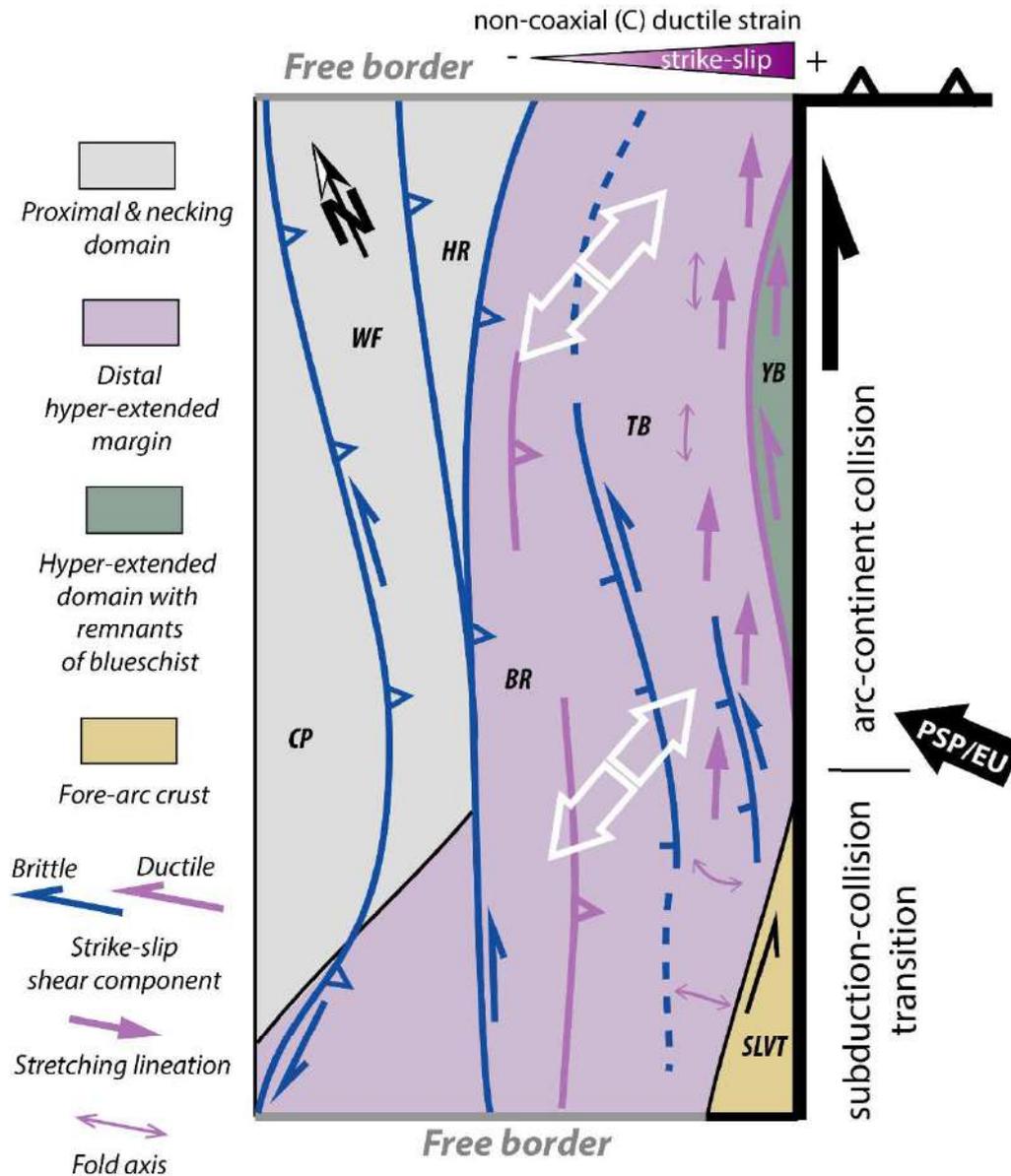


Figure 17: Synthetic sketch summarizing strain partitioning of transpression in Taiwan as discrete (brittle partitioned) and diffuse (ductile non-partitioned) contraction, extension and transcurrent motions. SCS rifted margin architecture is shown to have played a key role during orogeny. CP: Coastal Plain; WF: Western Foothills; HR: Hsuehshan Range; BR: Backbone Range; TB: Tailuko Belt; YB: Yuli Belt; SLVT: South Longitudinal Valley Trough. Grey thick lines depicts domains where free slip and escape tectonics may occur.

We infer exhumation of HP metamorphic units of eastern Taiwan occurred soon after deposition in the middle Miocene (16-11 Ma ago) associated with the N-directed transport of subducted Miocene series below the accreted and subducted forearc crust. After subduction, rapid exhumation of HP rocks started at about 7 Ma and final exhumation to the surface started 3 Ma ago. Existing plate

reconstructions account for the N-directed motion of the Philippine Sea Plate at about 15 Ma (e.g. Wu et al., 2016), consistent with the prominent left-lateral shear and HP exhumation in eastern Taiwan.

The recent change in PSP/EU motion from N-directed in the middle Miocene to WNW-directed motions occurred only recently, between 7 and 3 Ma ago, and is responsible for the current plate kinematics and arc-continent collision in Taiwan. During the latest stages of the collision the strike-slip component migrated to the west as suggested by current left-lateral movement along the Chaochou Fault and Hengchun Fault (e.g. Shyu et al., 2007; Giletycz et al., 2017), possibly accommodating lateral extrusion of the Pingtung plain (Lacombe et al., 2001; Lin et al., 2010).

Extension, slightly oblique to the orogen direction currently prevails in the Central Range (e.g. Lin et al., 2010; Mouthereau et al., 2009). In our study, this extension is reflected in the field by a prominent WSW-ENE to SSW-NNE extension associated with N-striking left-lateral transtensional shear zones (**Fig. 15**). Consistent with distributed deformation at oblique convergent margin, extension is expected to occur simultaneously with contraction and transcurrent motion (e.g. Teyssier et al., 1995). This extension may further be enhanced by the high gravitational stresses arising from topographic difference along the axis of the main chain and from subduction zones bounding the Central Range to the north and the south. We infer Taiwan represents a striking example where strain partitioning in transpression occurs between discrete strike-slip and contraction (brittle-plastic) and diffuse deformation zones (ductile).

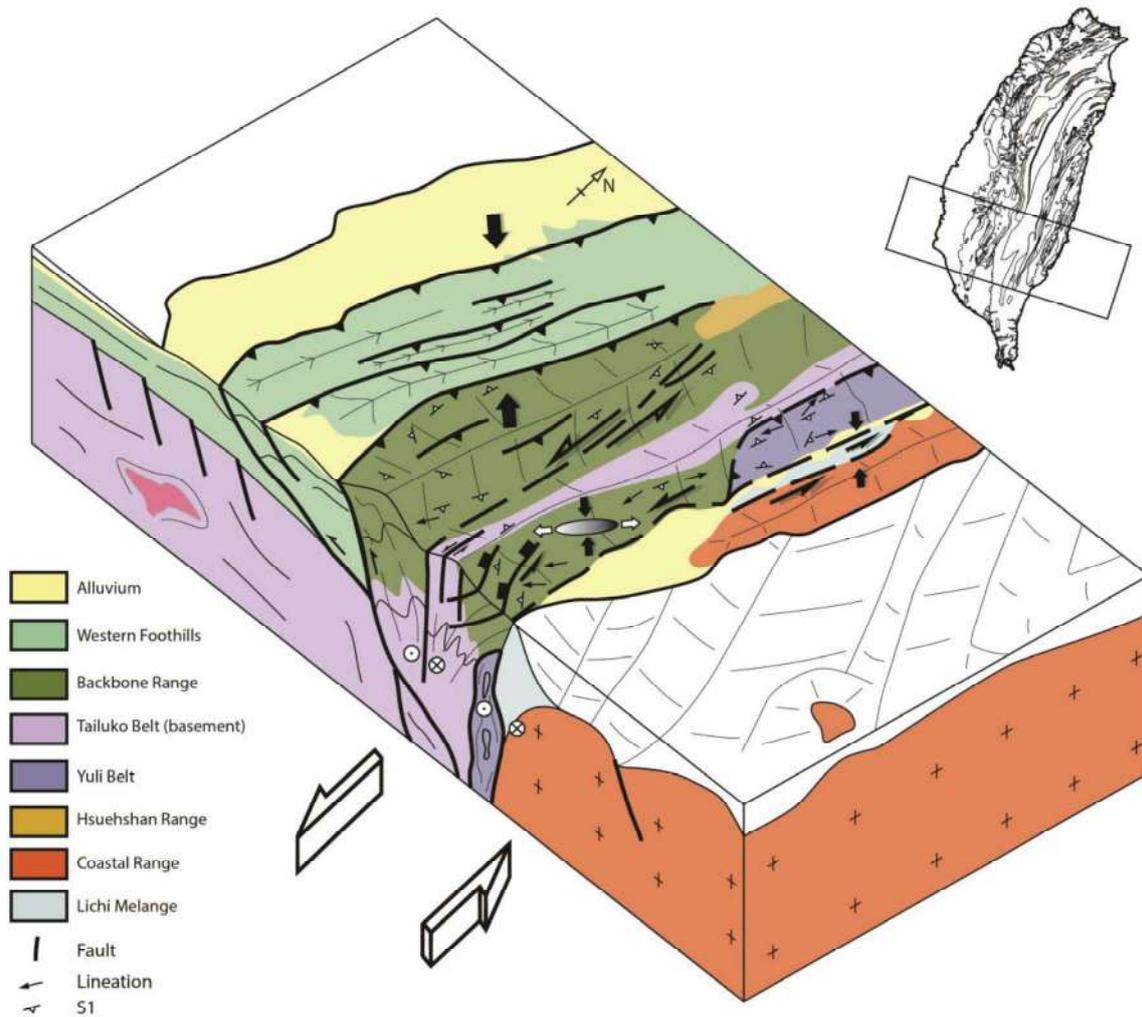


Figure 18: 3D bloc diagram showing kinematics and strain distribution of transpression in the Taiwan arc-continent collision of southern Taiwan. Exhumation of HP rocks results from transcurrent motion in eastern Taiwan along the suture zone that reflect shearing of hyper-extended margin or OCT. Contraction localizes in the western BR while brittle transtension in the Central Range. Strain ellipsoid represents deformation in a diffuse transpressional domain.

6.4 Transcurrent deformation and two-dimensional numerical modeling

Published thermal, kinematic and mechanical models of Taiwan (e.g. Barr et al., 1990; Simoes et al., 2007; Yamato et al., 2009) have successfully reproduced the distribution of metamorphic grades, temperatures and thermochronological ages assuming 2D plane-strain tectonic wedge models. One category of models assumes that plate convergence is largely accommodated by underplating that occurs as discrete windows of ductile duplexes to reproduce fast exhumation in Central Taiwan. They imply that Taiwan is a thin-skinned orogenic wedge shaped by W-directed allochthonous upper, low metamorphic units, translated above aseismic ductile duplexes of higher grade metamorphic rocks

(Simoes et al., 2007; Malavieille and Trullenque, 2009). Alternative interpretations suggest deformation occurs by the differential thickening of upper and lower crust, in a thick-skinned manner, the effect of underplating being reproduced by ductile aseismic thickening in the core of crustal-scale folding (e.g. Yamato et al., 2009). In the first hypothesis, inherited features such as samples showing anomalously low RSCM temperature or pre-orogenic thermochronological ages can be preserved only in structurally higher allochthonous units that escaped subduction, while for the second hypothesis they are preserved in originally shallower and younger units where total exhumation is the lowest.

Based on our study, we show a lack of large thrusting in the western BR (and to some extent in the eastern BR of Hengchun Peninsula), a domain also characterized by pre-orogenic ZFT ages, dominant plane-strain coaxial deformation, and large-scale antiformal structure (**Fig. 15**). These observations lead to a structural model of Taiwan in support of the second model. However, such a view has received much less attention because it fails to reproduce W-directed nappe stacking and low-angle thrusting required by present-day N110° rapid plate convergence and shortening of presumably thin-skinned Taiwan orogenic wedge. Here, we have shown that transcurrent ductile deformation dominates the long-term strain pattern in Taiwan, which is also required by the motion of the Philippine Sea Plate relative to Eurasia since 15 Ma. Although plate kinematics changed to less obliquity in the past 5-3 Myr, we suggest that present-day transpressional setting in Taiwan is reflected by the co-existence of ongoing brittle left-lateral shear, oblique extension and contraction. Even if the magnitude of left-lateral transcurrent displacement may be less important today it is still an ongoing process recorded by aseismic transtension and lateral extrusion argued by geodetic data showing present-day southward extrusion of southern Central Range (Byrne et al., 2011; Shyu et al., 2017; Mouthereau et al., 2009).

7. CONCLUSION

Our aim was to investigate the strain distribution and peak metamorphism in southern Taiwan where collision is presumably the most recent. We presented new field-based constraints on the structure of

southern Taiwan, combined with new estimate of RSCM temperature as well as pressure-temperature conditions in low- and high-grade metamorphic units in the Central Range of Taiwan (Backbone Range and Yuli Belt) using a phengite-chlorite multi-equilibrium approach. Altogether these new data allows us to propose a consistent model of strain partitioning across Taiwan, from pure contraction in the west, transtension and left-lateral shear in the east, active possibly since 15 Ma associated with the northward drift of the Philippine Sea Plate. We emphasize that nappe stacking is absent in the western Backbone Range while thermal structure is inherited from the Paleogene rift evolution. We argue that convergence across Taiwan was accommodated by orthogonal shortening in large-scale crustal folding and penetrative cleavages, and by N-directed transport along a large, diffuse, shear zone in the east, interpreted as the reactivation of a former N-directed paleo-transform margin. This kinematic framework is suggested to be responsible for burial to 20-50 km and exhumation of rocks in the Backbone Range and Yuli Belt to about 10 km between 15 and 7 Ma. With the subsequent arc-continent collision at about 3 Ma, the decrease in the obliquity of plate convergence was responsible for out-of-sequence thrusting in the western Taiwan (Chaochou fault) and widespread transtension, with the left-lateral shearing migrating to the East, to the Longitudinal Valley and the offshore basins. These results, including lateral motion within the accretionary wedge, must be taken into account in future tectonic models of the Taiwan collision.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors acknowledge the financial support by LIA CNRS-MOST D3E and the ANR-Carnot ISIFOR. We greatly appreciated the assistance of Chin-ho Tsai, Garry Chuang, Antoine Poujol, Prabodha Das, Johnny Li, Dominikus Deka Dewangga, Chih-Ying Yeh, Wen-Han Lo and Pika Liu during the fieldwork. I am grateful to Yoann Denèle for discussion on transtensional models. The formation and discussions from Philippe De Parseval in the Raymond Castaing Center greatly help for the microprobe analysis acquisition and interpretations. All data are freely available to readers as Tables embedded in the text, as Supplementary Informations online and upon request to the corresponding author.

REFERENCES

- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International* 103, 363–376. doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb01777.x
- Angelier, J., Bergerat, F., Hao-Tsu, C., & Teh-Quei, L. (1990). Tectonic analysis and the evolution of a curved collision belt: The Hsuehshan Range, Northern Taiwan. *Tectonophysics*, 183(1–4), 77–96. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90189-F](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90189-F)
- Barckhausen, U., Engels, M., Franke, D., Ladage, S., & Pubellier, M. (2014). Evolution of the South China Sea : Revised ages for breakup and sea floor spreading. *Marine and Petroleum Geology*, 58, 599–611. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.02.022>
- Barr, D., Dahlen, F. A., & McPham, D. C. (1991). Brittle Frictional Mountain Building 3. Low-grade metamorphism. *Journal of Geophysical Research*, 96(B6), 10,319-10,338.
- Barr, T. D., & Dahlen, F. A. (1990). Constraints on friction and stress in the Taiwan fold-and-thrust belt from heat flow and geochronology. *Geology*, 18, 111–115.

- Barrier, E., Huchon, P., & Aurelio, M. (1991). Philippine fault: A key for Philippine kinematics. *Geology*, *19*(1), 32. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0032:PFAKFP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0032:PFAKFP>2.3.CO;2)
- Baziotis, I., Tsai, C., Ernst, W. G., Jahn, B., & Iizuka, Y. (2017). New P – T constraints on the Tamayen glaucophane-bearing rocks , eastern Taiwan : Perple _ X modelling results and geodynamic implications. *Journal of Metamorphic Geology*, *35*, 35–54. <https://doi.org/10.1111/jmg.12218>
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., & Rouzaud, J. N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: A new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, *20*(9), 859–871. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- Beysac, O., Negro, F., Simoes, M., Chan, Y. C., & Chen, Y. G. (2008). High-pressure metamorphism in Taiwan: from oceanic subduction to arc-continent collision? *Terra Nova*, *20*(2), 118–125. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00796.x>
- Beysac, O., Simoes, M., Avouac, J. P., Farley, K. A., Chen, Y., Chan, Y., & Goffé, B. (2007). Late Cenozoic metamorphic evolution and exhumation of Taiwan. *Tectonics*, *26*(TC6001). <https://doi.org/10.1029/2006TC002064>
- Briais, A., Patriat, P., & Tapponnier, P. (1993). Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the south China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *98*(B4), 6299–6328. <https://doi.org/10.1029/92JB02280>

- Brown, D., Alvarez-Marron, J., Schimmel, M., Wu, Y.-M., & Camanni, G. (2012). The structure and kinematics of the central Taiwan mountain belt derived from geological and seismicity data. *Tectonics*, 31(TC5013). <https://doi.org/10.1029/2012TC003156>
- Byrne, T., Chan, Y.-C., Rau, R.-J., Lu, C.-Y., Lee, Y.-H., & Wang, Y.-J. (2011). The Arc–Continent Collision in Taiwan. In *Frontiers in Earth Sciences* (Vol. 4, pp. 213–245). https://doi.org/10.1007/978-3-540-88558-0_8
- Camanni, G., Brown, D., Alvarez-Marron, J., Wu, Y.-M., & Chen, H.-A. (2013). The Shuilikeng fault in the central Taiwan mountain belt. *Journal of the Geological Society*, 171(1), 117–130. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-014>
- Camanni, G., Chen, C.-H., Brown, D., Alvarez-Marron, J., Wu, Y.-M., Chen, H.-A., et al. (2014). Basin inversion in central Taiwan and its importance for seismic hazard. *Geology*, 42(2), 147–150. <https://doi.org/10.1130/G35102.1>
- Chan, Y., Lee, J., Lu, C., & Chu, H. (2001). Transtensional tectonics along a major north-south trending fault in the active convergent Taiwan mountain belt. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Chang, C. P., Angelier, J., & Huang, C. Y. (2000). Origin and evolution of a melange: The active plate boundary and suture zone of the Longitudinal Valley, Taiwan. *Tectonophysics*, 325(1–2), 43–62. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00130-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00130-X)
- CHANG, C. P., ANGELIER, J., HUANG, C. Y., & LIU, C. S. (2001). Structural evolution and significance of a mélangé in a collision belt: the Lichi Mélangé and the Taiwan arc–continent collision. *Geological Magazine*, 138(6), 633–651. <https://doi.org/10.1017/S0016756801005970>

- Chang, C. P., Chang, T. Y., Angelier, J., Kao, H., Lee, J. C., & Yu, S. B. (2003). Strain and stress field in Taiwan oblique convergent system: Constraints from GPS observation and tectonic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1–2), 115–127.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00360-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00360-1)
- Chang, C., Angelier, J., & Lu, C. (2009). Polyphase deformation in a newly emerged accretionary prism: Folding, faulting and rotation in the southern Taiwan mountain range. *Tectonophysics*, 466(3–4), 395–408. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.002>
- Chen, C.-H., Chu, H. T., Liou, J. G., & Ernst, W. G. (1983). Explanatory notes for the metamorphic facies map of Taiwan. *Special Publication of the Central Geological Survey*, 2, 1–32.
- Chen, C. T., Chan, Y. C., Lu, C. Y., Simoes, M., & Beyssac, O. (2011). Nappe structure revealed by thermal constraints in the Taiwan metamorphic belt. *Terra Nova*, 23(2), 85–91. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00987.x>
- Chen, W., Chung, S., Chou, H., Zugeerbai, Z., Shao, W., & Lee, Y.-H. (2017). A reinterpretation of the metamorphic Yuli belt: Evidence for a middle-late Miocene accretionary prism in eastern Taiwan. *Tectonics*, 36(2), 188–206.
<https://doi.org/10.1002/2016TC004383>
- Chi, W. C., & Reed, D. L. (2008). Evolution of shallow, crustal thermal structure from subduction to collision: An example from Taiwan. *Bulletin of the Geological Society of America*, 120(5–6), 679–690. <https://doi.org/10.1130/B26210.1>

- Ching, K. E., Rau, R. J., Lee, J. C., & Hu, J. C. (2007). Contemporary deformation of tectonic escape in SW Taiwan from GPS observations, 1995-2005. *Earth and Planetary Science Letters*, 262(3-4), 601-619. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.017>
- Chung, S., & Sun, S. (1992). A new genetic model for the East Taiwan Ophiolite and its implications for Dupal domains in the Northern Hemisphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 109, 133-145.
- Clark, M. B., Fisher, D. M., Lu, C.-Y., & Chen, C. (1993). Kinematic analyses of the Hsuehshan range, Taiwan: a large-scale pop-up structure. *Tectonics*, 12(1), 205-217.
- Clift, P. D., Lin, A. T. S., Carter, A., Wu, F., Draut, A. E., Lai, T.-H., et al. (2008). Post-collisional collapse in the wake of migrating arc-continent collision in the Ilan Basin, Taiwan. In *The Geological Society of America: Special Paper 436* (Vol. 436, pp. 257-278). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2008.2436\(12\)](https://doi.org/10.1130/2008.2436(12))
- Crespi, J. M., Chan, Y. C., & Swaim, M. S. (1996). Synorogenic extension and exhumation of the Taiwan hinterland. *Geology*, 24(3), 247-250. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0247:SEAEOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0247:SEAEOT>2.3.CO;2)
- Cullen, A., Reemst, P., Henstra, G., Gozzard, S., & Ray, A. (2010). Rifting of the South China Sea: new perspectives. *Petroleum Geoscience*, 16(3), 273-282. <https://doi.org/10.1144/1354-079309-908>
- Dadson S.J., Hovius N., Chen H., Dade W.B., Hsieh M.L., Willett S.D., et al. (2003). Links Between Erosion, Runoff Variability and Seismicity in the Taiwan Orogen. *Nature*, 426(11), 648-650.

Dahlen, F. A. (1990). Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges.

Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 18, 55–99.

Davis, D., Dahlen, F. A., & Suppe, J. (1983). Mechanics of fold-and-thrust belts and

accretionary wedges Cohesive Coulomb theory. *Journal of Geophysical Research*,

88(B2), 1153–1172. <https://doi.org/10.1029/JB089iB12p10087>

Delchini, S., Lahfid, A., Plunder, A., & Michard, A. (2016). Applicability of the RSCM

geothermometry approach in a complex tectono-metamorphic context: The Jebilet massif case study (Variscan Belt, Morocco). *Lithos*, 256–257, 1–12.

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.007>

Delvaux, D. and B. Sperner, (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to

the TENSOR program. *Geological Society, London, Special Publications*, 212, 75-100, 1

January 2003, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.212.01.06>

Dubacq, B., Vidal, O., & de Andrade, V. (2010). Dehydration of dioctahedral aluminous

phyllosilicates: Thermodynamic modelling and implications for thermobarometric estimates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(2), 159–174.

<https://doi.org/10.1007/s00410-009-0421-6>

Eakin, D. H., McIntosh, K. D., Avendonk, H. J. A. Van, Lavier, L., Lester, R., Liu, C., & Lee,

C. (2014). Crustal-scale seismic profiles across the Manila subduction zone : The

transition from intraoceanic subduction to incipient collision. *Journal of Geophysical*

Research: Solid Earth, 119, 1–17. <https://doi.org/10.1002/2013JB010395>

- Fisher, D. M., Lu, C.-Y., & Chu, H.-T. (2002). Taiwan slate belt: Insights into the ductile interior of an arc-continent collision. *Geological Society of America: Special Paper 358*, 93–106. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2358-2.93>
- Fossen, H., Teyssier, C., & Whitney, D. L. (2013). Transtensional folding. *Journal of Structural Geology*, 56, 89–102. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.09.004>
- Fossen, H., & Tikoff, B. (1993). The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics. *Journal of Structural Geology*.
- Fossen, H., & Tikoff, B. (1998). Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. *Geological Society, London, Special Publications*, 135(1), 15–33. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.135.01.02>
- Franke, D. (2013). Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 63–87. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.11.003>
- Franke, D., Savva, D., Pubellier, M., Steuer, S., Mouly, B., Auxietre, J. L., et al. (2014). The final rifting evolution in the South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 58(PB), 704–720. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.11.020>
- Franke, D., Savva, D., Pubellier, M., Steuer, S., Mouly, B., Auxietre, J., et al. (2014). The final rifting evolution in the South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 58, 704–720. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.11.020>

- Ganne, J., De Andrade, V., Weinberg, R. F., Vidal, O., Dubacq, B., Kagambega, N., et al. (2012). Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African craton. *Nature Geoscience*, 5(1), 60–65. <https://doi.org/10.1038/ngeo1321>
- Giletycz, S., Loget, N., Chang, C., & Mouthereau, F. (2015). Geomorphology Transient fluvial landscape and preservation of low-relief terrains in an emerging orogen : Example from Hengchun Peninsula , Taiwan. *Geomorphology*, 231, 169–181. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.11.026>
- Giletycz, S. J., Chang, C. P., Lin, A. T. S., Ching, K. E., & Shyu, J. B. H. (2017). Improved alignment of the Hengchun Fault (southern Taiwan) based on fieldwork, structure-from-motion, shallow drilling, and levelling data. *Tectonophysics*, 721, 435–447. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.10.018>
- Gozzard, S., Kusznir, N., Franke, D., Cullen, A., Reemst, P., & Henstra, G. (2019). South China Sea crustal thickness and oceanic lithosphere distribution from satellite gravity inversion. *Petroleum Geoscience*, 25(1), 112–128. <https://doi.org/10.1144/petgeo2016-162>
- Ho, C. S. (1986). A synthesis of the geologic evolution of Taiwan. *Tectonophysics*, 125(1–3), 1–16. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90004-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90004-1)
- Hovius, N., Stark, C. P., Hao-Tsu, C., & Jiun-Chuan, L. (2000). Supply and Removal of Sediment in a Landslide-Dominated Mountain Belt: Central Range, Taiwan. *The Journal of Geology*, 108(1), 73–89. <https://doi.org/10.1086/314387>

- Hsu, W.-H., Byrne, T. B., Ouimet, W., Lee, Y.-H., Chen, Y.-G., Soest, M. van, & Hodges, K. (2016). Pleistocene onset of rapid, punctuated exhumation in the eastern Central Range of the Taiwan orogenic belt. *Geology*, 44(9), 719–722. <https://doi.org/10.1130/G37914.1>
- Hu, J. C., Hou, C. S., Shen, L. C., Chan, Y. C., Chen, R. F., Huang, C., et al. (2007). Fault activity and lateral extrusion inferred from velocity field revealed by GPS measurements in the Pingtung area of southwestern Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31(3), 287–302. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.07.020>
- Huang, M.-H., Dreger, D., Bürgmann, R., Yoo, S.-H., Hashimoto, M., 2013. Joint inversion of seismic and geodetic data for the source of the 2010 March 4, Mw 6.3 Jia-Shian, SW Taiwan, earthquake. *Geophysical Journal International* 193, 1608–1626.
- Huang, C.-Y., Yuan, P. B., & Tsao, S.-J. (2006). Temporal and spatial records of active arc-continent collision in Taiwan: A synthesis. *Geological Society of America Bulletin*, 118(3–4), 274–288. <https://doi.org/10.1130/B25527.1>
- Huang, C.-Y., Chang, C.-H., Yao, B., & Chang, C.-P. (2008). The Lichi Mélange: A collision mélange formation along early arcward backthrusts during forearc basin closure, Taiwan arc-continent collision. *The Geological Society of America Special Paper* 436.
- Huang, C., Chen, W., Wang, M., Lin, C., Yang, S., Li, X., et al. (2018). Earth-Science Reviews Juxtaposed sequence stratigraphy , temporal-spatial variations of sedimentation and development of modern-forming forearc Lichi Mélange in North Luzon Trough forearc basin onshore and off shore eastern Taiwan : An overview. *Earth-Science Reviews*, 182(March 2017), 102–140. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.015>

- Huang, C., & Byrne, T. B. (2014). Tectonic evolution of an active tectonostratigraphic boundary in accretionary wedge: An example from the Tulungwan-Chaochou Fault system, southern Taiwan. *Journal of Structural Geology*, 69(PB), 320–333. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.06.007>
- Huang, T. Y., Gung, Y., Kuo, B. Y., Chiao, L. Y., & Chen, Y. N. (2015). Layered deformation in the Taiwan orogen. *Geophysics*, 349(6249), 720–723.
- Huang, T. C., Chen, M. P., & Chi, W. R. (1979). Calcareous nannofossils from the red shale of the ophiolite-mélange complex, eastern Taiwan. *Mem. Geol. Soc. China*, 3, 131–138.
- Jahn, B. (1986). Mid-ocean ridge or marginal basin origin of the East Taiwan Ophiolite : chemical and isotopic evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 194–206.
- Jourdon, A., Le Pourhiet, L., Mouthereau, F., & Masini, E. (2019). Role of rift maturity on the architecture and shortening distribution in mountain belts. *Earth and Planetary Science Letters*, 512, 89–99. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.01.057>
- Keyser, W., Tsai, C., Iizuka, Y., Oberhänsli, R., & Ernst, W. G. (2016). High-pressure metamorphism in the Chinshuichi area , Yuli belt , eastern Taiwan. *Tectonophysics*, 692, 191–202. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.09.012>
- Lacombe, O., Mouthereau, F., Angelier, J., & Deffontaines, B. (2001). Structural, geodetic and seismological evidence for tectonic escape in SW Taiwan. *Tectonophysics*, 333(1–2), 323–345. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00281-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00281-X)
- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., & Goffé, B. (2010). Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus

Alps (Switzerland). *Terra Nova*, 22(5), 354–360. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x>

Lee, J. C., Angelier, J., & Chu, H. T. (1997). Polyphase history and kinematics of a complex major fault zone in the northern Taiwan mountain belt: The Lishan Fault.

Tectonophysics, 274(1–3), 97–115. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00300-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00300-9)

Lee, J. C., Angelier, J., Chu, H. T., Yu, S. B., & Hu, J. C. (1998). Plate-boundary strain partitioning along the sinistral collision suture of the Philippine and Eurasian plates: Analysis of geodetic data and geological observation in southeastern Taiwan. *Tectonics*, 17(6), 859–871. <https://doi.org/10.1029/98TC02205>

Lee, Y. H., Chen, C. C., Liu, T. K., Ho, H. C., Lu, H. Y., & Lo, W. (2006). Mountain building mechanisms in the Southern Central Range of the Taiwan Orogenic Belt - From accretionary wedge deformation to arc-continental collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 252(3–4), 413–422. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.047>

Lee, Y.-H., Byrne, T., Wang, W.-H., Lo, W., Rau, R.-J., & Lu, H.-Y. (2015). Simultaneous mountain building in the Taiwan orogenic belt. *Geology*, 43(5), 451–454. <https://doi.org/10.1130/G36373.1>

Lester, R., McIntosh, K., Van Avendonk, H. J. A., Lavier, L., Liu, C. S., & Wang, T. K. (2013). Crustal accretion in the Manila trench accretionary wedge at the transition from subduction to mountain-building in Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters*, 375, 430–440. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.007>

- Letouzey, J., & Kimura, M. (1986). The Okinawa Trough: Genesis of a back-arc basin developing along a continental margin. *Tectonophysics*, 125(1–3), 209–230.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90015-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90015-6)
- Lewis, C., Chen, S.-W., & Yen, P.-C. (2008). Magnetic Surveying of the Chaochou Fault of Southern Taiwan: Culmination of Basement-Involved Surface Thrusting in Arc-Continent Collision. *International Geology Review*, 46(5), 399–408.
<https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.5.399>
- Li, C. F., & Song, T. R. (2012). Magnetic recording of the Cenozoic oceanic crustal accretion and evolution of the South China Sea basin. *Chinese Science Bulletin*, 57(24), 3165–3181. <https://doi.org/10.1007/s11434-012-5063-9>
- Li, C.-F., Xu, X., Lin, J., Sun, Z., Zhu, J., Yao, Y., et al. (2014). Ages and magnetic structures of the South China Sea constrained by deep tow magnetic surveys and IODP Expedition 349. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(12), 4958–4983.
<https://doi.org/10.1002/2014GC005567>
- Li, J. B., Ding, W. W., Wu, Z. Y., Zhang, J., & Dong, C. Z. (2012). The propagation of seafloor spreading in the southwestern subbasin, South China Sea. *Chinese Science Bulletin*, 57(24), 3182–3191. <https://doi.org/10.1007/s11434-012-5329-2>
- Lin, A. T., Watts, A. B., & Hesselbo, S. P. (2003). Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region. *Basin Research*, 15(4), 453–478. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2003.00215.x>

- Lin, C. (2000). Thermal modeling of continental subduction and exhumation constrained by heat flow and seismicity in Taiwan. *Tectonophysics*, 324, 189–201.
[https://doi.org/S0040-1951\(00\)00117-7](https://doi.org/S0040-1951(00)00117-7)
- Lin, C.-H. (2002). Active continental subduction and crustal exhumation: the Taiwan orogeny. *Terra Nova*, 14(4), 281–287.
- Lin K-C, Hu J-C, Ching K-E, Angelier J, Rau R-J, Yu S-B, Tsai C-S, Shin T-C, Huang M-H (2010) GPS crustal deformation, strain rate and seismic activity after the 1999 Chi-Chi earth-quake in Taiwan. *J Geophys Res* 115 (B07404).
- Lin, C., Harris, R., Sun, W., & Zhang, G. (2019). Geochemical and Geochronological Constraints on the Origin and Emplacement of the East Taiwan Ophiolite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(4), 2110–2133. <https://doi.org/10.1029/2018GC007902>
- Liou, J. G., & Ernst, W. G. (1984). Summary of Phanerozoic metamorphism in Taiwan. *Memoir of the Geological Society of China*, 6, 133–152.
- Liu, T., Hsieh, S., Chen, Y., & Chen, W. (2001). Thermo-kinematic evolution of the Taiwan oblique-collision mountain belt as revealed by zircon ϵ ssion track dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 186, 45–56.
- Lo, C. H., & Yui, T. F. (1996). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating of High-Pressure Rocks in the Tananao Basement Complex, Taiwan. *Journal of Geological Society of China-Taiwan*, 39, 13–30.
- Lo, C.-H., & Onstott, T. C. (1995). Rejuvenation of K-Ar systems for minerals in the Taiwan Mountain Belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 131, 71–98.

- Lock, J. (2007). Interpreting low-temperature thermochronometric data in fold-and-thrust belts: An example from the Western Foothills, Taiwan. *University of Washington, Taiwan*, 68(11).
- Malavieille, J. (2010). Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies. *GSA Today*, 20(1), 4–10. <https://doi.org/10.1130/GSATG48A.1>
- Malavieille, J., & Trullenque, G. (2009). Consequences of continental subduction on forearc basin and accretionary wedge deformation in SE Taiwan : Insights from analogue modeling. *Tectonophysics*, 466(3–4), 377–394.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.016>
- Marchadier, Y., & Rangin, C. (1990). Polyphase tectonics at the southern tip of the Manila trench, Mindoro-Tablas Islands, Philippines. *Tectonophysics*, 183(1–4), 273–287.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90421-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90421-4)
- McIntosh, K., van Avendonk, H., Lavier, L., Lester, W. R., Eakin, D., Wu, F., et al. (2013). Inversion of a hyper-extended rifted margin in the southern Central Range of Taiwan. *Geology*, 41(8), 871–874. <https://doi.org/10.1130/G34402.1>
- Mesalles, L. (2014). Thesis. *Mountain building at a subduction-collision transition zone, Taiwan*. Université Pierre et Marie Curie, Paris. 336 pages
- Mesalles, L., Mouthereau, F., Bernet, M., Chang, C. P., Lin, A. T. S., Fillon, C., & Sengelen, X. (2014). From submarine continental accretion to arc-continent orogenic evolution: The thermal record in southern Taiwan. *Geology*, 42(10), 907–910.
<https://doi.org/10.1130/G35854.1>

- Mesalles, L., Lee, Y.-H., Ma, T.-C., Tsai, W.-L., Tan, X.-B., Lee, H.-Y. (2019). A Late-Miocene Yuli Belt? New constraints on the eastern Central Range depositional ages. *TAO*. DOI: 10.3319/TAO.2019.06.24.01
- Mouthereau, F., Fillon, C., & Ma, K. F. (2009). Distribution of strain rates in the Taiwan orogenic wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3–4), 361–385.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.005>
- Mouthereau, F., Angelier, J., & Lee, J. C. (2001). Le séisme du 21 septembre 1999: Influence de l'héritage structural et implication du socle au front de la chaîne de Taiwan. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences - Serie Iia: Sciences de La Terre et Des Planetes*, 333(1), 93–103. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01616-0](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01616-0)
- Mouthereau, F., & Lacombe, O. (2006). Inversion of the Paleogene Chinese continental margin and thick-skinned deformation in the Western Foreland of Taiwan. *Journal of Structural Geology*, 28(11), 1977–1993. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.08.007>
- Page, B. M., & Suppe, J. (1981). Page and Suppe, 1981.pdf. *American Journal of Science*, 281, 195–227.
- Pelletier, B. (1985). *De la fosse de Manille à la chaîne de Taïwan: Etude géologique aux confins d'une subduction et d'une collision actives*.
- Pelletier, B., Stephan, J. F., Blanchet, R., Muller, C., & Hu, H. N. (1985). L'émergence d'une zone de collision active a la pointe sud de Taiwan (peninsule d'Hengchun); tectoniques superposées et mise en évidence d'une obduction miocène moyen. *Bulletin de La Société Géologique de France*, I(2), 161–171. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.I.2.161>

- Pelletier, B., Cotten, J., Bellon, H., Bassoulet, C., & Stephan, J. F. (1986). Field setting, petrography, chemistry, K-Ar ages and origin of the magmatic and sedimentary associated rocks of the Hengchun peninsula, southern Taiwan. *Bulletin of the Central Geological Survey*, 4, 27–54.
- Pelletier, B., & Stephan, J. F. (1986). MIDDLE MIOCENE OBDUCTION OF COLLISION REGISTERED IN THE HENGCHUN PENINSULA : GEODYNAMIC IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF TAIWAN. *Tectonophysics*, 125, 133–160.
- Pinet, N., & Cobbold, P. R. (1992). Experimental insights into the partitioning of motion within zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 206(3–4), 371–388.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90388-M](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90388-M)
- Pinet, N., & Stephan, J. F. (1990). The Philippine wrench fault system in the Ilocos Foothills, northwestern Luzon, Philippines. *Tectonophysics*, 183(1–4), 207–224.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90417-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90417-7)
- Pubellier, M., Ali, J., & Monnier, C. (2003). Cenozoic Plate interaction of the Australia and Philippine Sea Plates: “Hit-and-run” tectonics. *Tectonophysics*, 363(3–4), 181–199.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00671-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00671-6)
- Pulver, M. H., Crespi, J. M., & Byrne, T. B. (2002). Lateral extrusion in a transpressional collision zone: An example from the pre-Tertiary metamorphic basement of Taiwan. *Geological Society of America Special Paper*, 358, 107–120. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2358-2.107>

- Sarewitz, D. R., & Karig, D. E. (1986). Geologic evolution of Western Mindoro Island and the Mindoro Suture Zone, Philippines. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 1(2), 117–141. [https://doi.org/10.1016/0743-9547\(86\)90026-7](https://doi.org/10.1016/0743-9547(86)90026-7)
- Sarewitz, D. R., & Karig, D. E. (1986). Processes of allochthonous terrane evolution, Mindoro Island, Philippines. *Tectonics*, 5(4), 525–552. <https://doi.org/10.1029/TC005i004p00525>
- Shellnutt, J. G., & Hsieh, R. B.-J. (2016). Mantle Potential Temperature Estimates of Basalt from the East Taiwan Ophiolite. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 27(6), 853–863. [https://doi.org/10.3319/TAO.2016.05.24.01\(TT\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2016.05.24.01(TT))
- Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y. G., & Liu, C. S. (2005). Neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(8), 1–33. <https://doi.org/10.1029/2004JB003251>
- Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y. G., Chuang, R. Y., Wang, Y., & Chung, L. H. (2008). Geomorphology of the southernmost Longitudinal Valley fault: Implications for evolution of the active suture of eastern Taiwan. *Tectonics*, 27(1), 1–22. <https://doi.org/10.1029/2006TC002060>
- SHYU, J., SIEH, K., & CHEN, Y. (2005). Tandem suturing and disarticulation of the Taiwan orogen revealed by its neotectonic elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(1–2), 167–177. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.01.018>
- Sibuet, J.-C., Letouzey, J., Barbier, F., Charvet, J., Foucher, J.-P., Hilde, T. W. C., et al. (1987). Back Arc Extension in the Okinawa Trough. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B13), 14041–14063. <https://doi.org/10.1029/JB092iB13p14041>

- Simoès, M., Avouac, J. P., Beyssac, O., Goffe, B., Farley, K. A., & Chen, Y. (2007). Mountain building in Taiwan : A thermokinematic model. *Journal of Geophysical Research*, 112, 1–25. <https://doi.org/10.1029/2006JB004824>
- Simoès, M., Beyssac, O., & Chen, Y. G. (2012). Late Cenozoic metamorphism and mountain building in Taiwan: A review. *Journal of Asian Earth Sciences*, 46, 92–119. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.11.009>
- Suppe, J., Wang, Y., Liou, J. G., & Ernst, W. G. (1976). Observation of some contacts between basement and Cenozoic cover in the Central Mountains, Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 19, 59–70.
- Suppe, J. (1981). Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan. *Memoir of the Geological Society of China*, 4, 67–89.
- Teng, L. S. (1996). Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt. *Geology*, 24(10), 949. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0949:ECOTNT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0949:ECOTNT>2.3.CO;2)
- Teng, S. L., Wang, Y., Tang, C. H., Huang, C. Y., Huang, T. C., Yu, M. S., & Ke, A. (1991). Tectonic aspects of the Paleogene depositional basin of northern Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*, 34, 313–336.
- Tensi, J., Mouthereau, F., & Lacombe, O. (2006). Lithospheric bulge in the West Taiwan Basin. *Basin Research*, 18(3), 277–299. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2006.00296.x>
- Teyssier, C., Tikoff, B., & Markley, M. (1995). Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, 23(5), 447–450. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0447:OPMACT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0447:OPMACT>2.3.CO;2)

- Tillman, K. S., & Byrne, T. B. (1995). Kinematic analysis of the Taiwan Slate Belt. *Tectonics*, *14*(2), 322–341.
- Tsai, C., Iizuka, Y., & Ernst, W. G. (2013). Diverse mineral compositions , textures , and metamorphic P – T conditions of the glaucophane-bearing rocks in the Tamayen mélange , Yuli belt , eastern Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, *63*, 218–233.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.09.019>
- Vidal, O., & Parra, T. (2000). Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite - phengite assemblages. *Geological Journal*, *35*, 139–161.
- Wang, K., & Hu, Y. (2006). Accretionary prisms in subduction earthquake cycles: The theory of dynamic Coulomb wedge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *111*(6), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2005JB004094>
- Willett, S. D. (1999). Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *104*(B12), 28957–28981.
<https://doi.org/10.1029/1999JB900248>
- Willett, S. D., Fisher, D., Fuller, C., Yeh, E. C., & Lu, C. Y. (2003). Erosion rates and orogenic-wedge kinematics in Taiwan inferred from fission-track thermochronometry. *Geology*, *31*(11), 945–948. <https://doi.org/10.1130/G19702.1>
- Wintsch, R. P., & Li, X.-H. (2014). Hf and O isotopic evidence for metamorphic crystallization of zircon during contact metamorphism of Fenniaolin metabasalts, Tananao complex, Taiwan. *Lithos*, *205*, 142–147.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.011>

- Wu, J., Suppe, J., Lu, R., & Kanda, R. (2016). Philippine Sea and East Asian plate tectonics since 52 Ma constrained by new subducted slab reconstruction methods. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(6), 4670–4741.
<https://doi.org/10.1002/2016JB012923>
- Yamato, P., Mouthereau, F., & Burov, E. (2009). Taiwan mountain building: Insights from 2-D thermomechanical modelling of a rheologically stratified lithosphere. *Geophysical Journal International*, 176(1), 307–326. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03977.x>
- Yu, S., Chen, H., & Kuo, L. (1997). Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics*, 274, 41–59.
- Yumul, G. P., Dimalanta, C. B., Tamayo, R. A., & Maury, R. C. (2003). Collision, subduction and accretion events in the Philippines: A synthesis. *The Island Arc*, 12(2), 77–91.
<https://doi.org/10.1046/j.1440-1738.2003.00382.x>
- Zhang, X., Cawood, P. A., Huang, C., Wang, Y., Yan, Y., Santosh, M., et al. (2016). From convergent plate margin to arc–continent collision: Formation of the Kenting Mélange, Southern Taiwan. *Gondwana Research*, 38, 171–182.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.11.010>
- Zhao, M., Qiu, X., Xia, S., Xu, H., Wang, P., Wang, T. K., et al. (2010). Seismic structure in the northeastern South China Sea: S-wave velocity and Vp/Vs ratios derived from three-component OBS data. *Tectonophysics*, 480(1–4), 183–197.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.10.004>

Chapitre IV : Structure et métamorphisme de la Yuli Belt

Table des matières

1. Synthèse des études précédentes	187
2. Structure et composition de la Yuli Belt.....	192
2.1. Contours et tracés de la Yuli Belt	192
2.2. Structure et composition de la Yuli	194
3. Pétrologie et métamorphisme des roches de haut grade.....	207
3.1. Sites d'étude de la HP : géologie et structure	207
3.2. Description des échantillons	214
4. Pétrographie des roches métamorphiques de haut grade.....	223
5. Thermobarométrie sur les assemblages de haute pression.....	231
5.1. Etude RSCM.....	231
5.2. Multi-équilibre chlorite-mica	233
5.3. Modélisation thermodynamique	233
5.3.1. Grenats.....	234
5.3.2. Feldspaths	238
5.3.3. Phengites.....	238
5.3.4. Synthèse des estimations P-T sur l'échantillon CSC 10.....	239
5.4. Discussion des données de CSC 10 et des données de Keyser	240
6. Géochimie et sources des roches de la Yuli Belt.....	242
6.1. Géochimie des métasédiments de la Yuli Belt et comparaison avec les sédiments Mer de Chine du sud et les métasédiments de la Backbone.....	242
6.1.1. Géochimie des métasédiments de la Yuli Belt	242
6.1.2. Sédiments de Mer de Chine du Sud.....	245
6.1.3. Comparaison des métasédiments de la Yuli Belt avec ceux de la Backbone Range et avec les sédiments de la Mer de Chine du Sud.....	248
6.1.4. Comparaison détaillée de la géochimie des métasédiments de la Yuli et Belt avec les sédiments de Mer de Chine du sud et avec les âges de dépôt associés	252
6.2. Les méta-plagiogranites et les serpentinites de la Yuli Belt	262
7. Discussion sur la structure, la pétrochimie et la géochimie de la Yuli Belt	264

1. Synthèse des études précédentes

La Yuli Belt est l'unique unité de Taïwan présentant des assemblages de haute pression (HP). C'est donc la seule unité qui puisse nous renseigner sur les conditions syn-subduction et sur les modes d'exhumation des roches profondes. [Liou et al. \(1975\)](#) ont identifié des lithologies HP dans la Yuli Belt telles que des schistes à glaucophane-grenat-épidote-rutile. Déjà en 1975, ils proposent une recristallisation potentielle à des températures autour de 350 °C, ce qui est très proche des estimations du pic de température syn-collision déterminé dans la partie sud de l'île par méthode RSCM (**Chapitre 3** de ce manuscrit). [Sandman et al. \(2015\)](#) ont daté le pic de pression à 5.1 ± 1.7 Ma et montrent que la Yuli Belt a subducté après le début de la collision arc-continent il y a environ 6.5 Ma. D'après ces auteurs, la Yuli Belt correspondrait à la partie distale de la marge passive chinoise passée en subduction.

Depuis, de nouvelles estimations P-T du pic de métamorphisme ont été apportées en se basant sur des lithologies telles que des schistes bleus et des schistes à grenats, mais uniquement sur des échantillons présents sous forme de galets dans les rivières. Ces conditions PT calculées sont donc difficiles à intégrer dans une histoire géodynamique due au manque de détail sur la déformation et la cinématique associées. L'étude RSCM de [Beysac et al. \(2007\)](#) définit le pic de température de la Yuli Belt à 500-550 °C sur la « southern cross high way ». Des estimations P-T du pic métamorphique ont ensuite été réalisées dans une zone géographique très restreinte qui est centrée autour du Juisi Bloc (**Fig. 1**). Le Juisi Bloc représente une des rares zones permettant l'observation des assemblages de HP avec un accès facile, ce qui explique que la majeure partie des études thermobarométriques soient focalisées sur cet endroit. [Liou \(1981\)](#) a effectué des estimations de 5-6 kbars et 350-400 °C sur un assemblage à glaucophane. [Beysac et al. \(2008\)](#) proposent un pic à 550 °C et 10-12 kbar via la méthode des pseudo-sections sur un schiste à glaucophane qu'il attribue à un enfouissement en contexte de subduction. Plus récemment, d'autres auteurs ont estimé le pic métamorphique à 400-500°C et 6-8 kbar ([Tsai et al., 2013](#)) ou encore 550 ± 40 °C et 13 ± 1 kbar ([Baziotis et al., 2017](#)). Les datations géochronologiques de lithologies à glaucophane suggèrent que les conditions de HP ont été atteintes entre 8 et 12 Ma ([Jahn et al., 1981](#) ; [Lo and Yui, 1996](#)).

Afin de représenter au mieux cette zone d'étude qui concentre la grande majorité des estimations P-T effectuées dans la Yuli Belt, l'étude de [Tsai et al. \(2013\)](#) propose une synthèse des cartes existantes et une cartographie de la zone du Juisi bloc (**Fig. 1**). La Juisi zone présente 3 unités stratigraphiques métasédimentaires ([Yang et Wang, 1985](#) ; [Tsai et al., 2013](#)), de bas en haut : **1**) l'unité de Hongyeh :

schiste méta-pelitique, schiste meta-psamite (méta-grès) et phyllite ; **2)** l'unité de Juisui : schiste à albite incluant de fins niveaux de schiste vert et micaschiste à grenat, ainsi que des affleurements de serpentinite ; **3)** l'unité de Hutoushan : schiste meta-psamitique intercalé avec de fins niveaux de schiste méta-pelitique et de schiste vert.

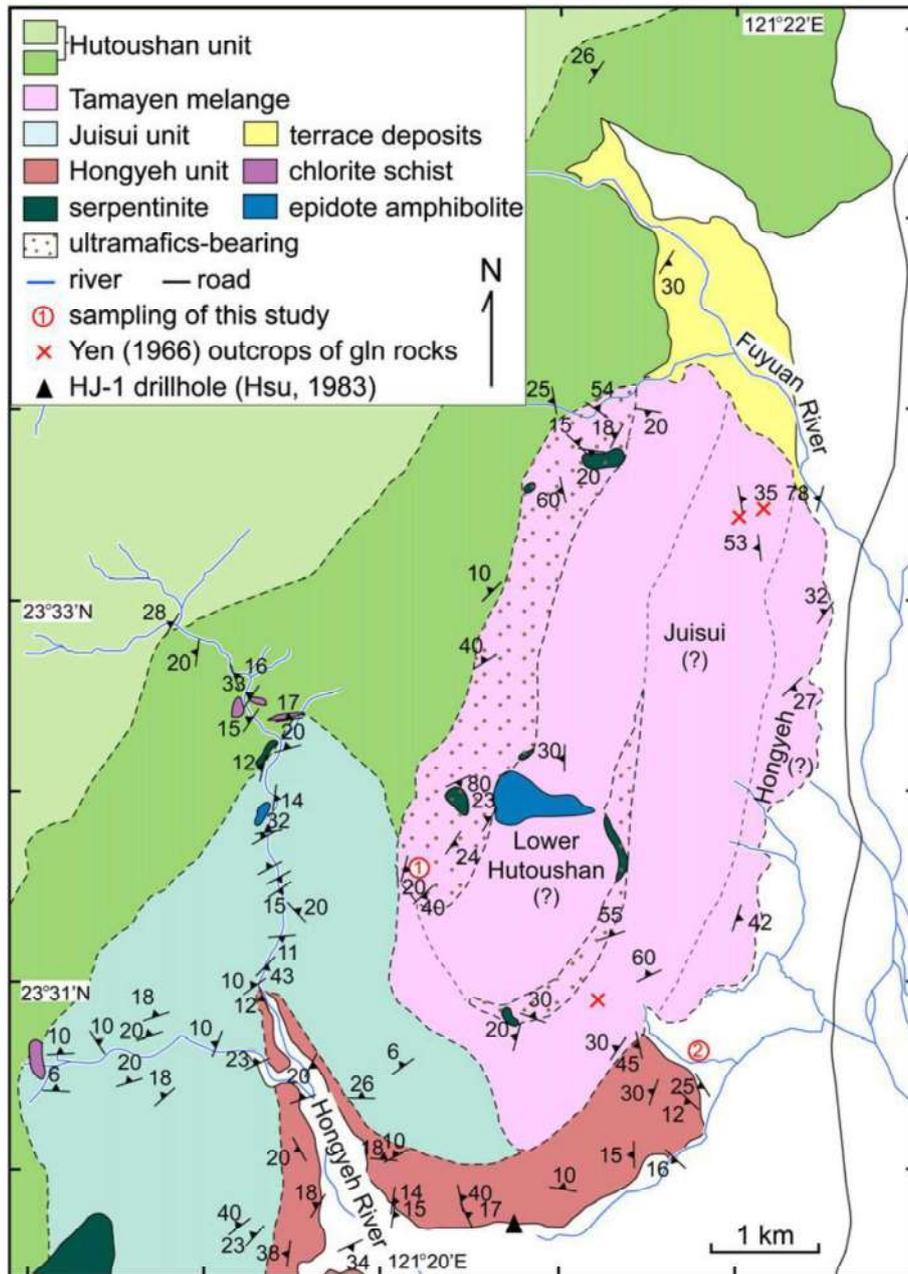


Figure 1 : Cartographie de la zone du Juisui Bloc. Figure de Tsai et al. (2013).

L'étude de Chim et al. (2018) visait à effectuer une étude RSCM sur les sédiments à l'exutoire des rivières qui traversent la Yuli Belt. Cependant, cette étude ne paraît que peu, voire pas exploitable. En effet, alors qu'une étude RSCM solide se base habituellement sur des calculs impliquant au moins 20-30 spectres Raman par lame, l'étude de Chim et al. (2018) ne se base que sur 3-4 spectres par lames,

ce qui pose un premier problème statistique. Aussi, les calculs de T effectués présentent une grande disparité (plus de 200°C d'écart dans la même lame). Malgré cela, les températures ont été moyennées alors qu'elles ne semblent pas appartenir au même événement thermique, ce qui pose un second problème statistique et de cohérence géodynamique.

La publication de [Keyser et al., 2016](#) qui s'est intéressée à la zone de Chinshuichi dans la vallée de Zhuoxi (**Fig. 2**). Cette vallée se trouve dans la partie sud de la Yuli Belt et par conséquent dans les stades plus précoces de la collision. De plus, une partie importante de ce travail de thèse porte sur l'étude de cette vallée car on y retrouve des lithologies de haute pression comme des schistes à grenat.

Dans cette étude thermo-barométrique, un échantillon de méta-plagiogranite présentant un assemblage glaucophane-omphacite-rutile-quartz a été identifié et ses conditions de formation ont été estimées à des conditions proches de 13 kbars et 550 °C. Un assemblage à grenat-paragonite dans un micaschiste a également été estimé à 15.5-17 kbars et 530-550 °C. Ces estimations ont été obtenues sur la base de la modélisation d'équilibre de phases, utilisant les isoplèthes du pyrope et du grossulaire dans le grenat et celles de la silice dans les phengites. L'assemblage à grenat est défini comme « sans graphite » dans ce calcul d'équilibre, ce qui implique que la méthode RSCM ne peut pas être appliquée sur cet échantillon.

Structuralement, les auteurs proposent une zone de mélange entre les blocs de serpentinites et les schistes encaissants. Sur une coupe ENE-WSW (**Fig. 2**), le contact entre la Yuli Belt et la Tailuko Belt est considéré comme inverse top E, faisant chevaucher la Tailuko Belt sur la Yuli Belt. Cette coupe propose également que le mélange de Chinshuichi soit présent sur tout le trait de coupe sous la Yuli Belt.

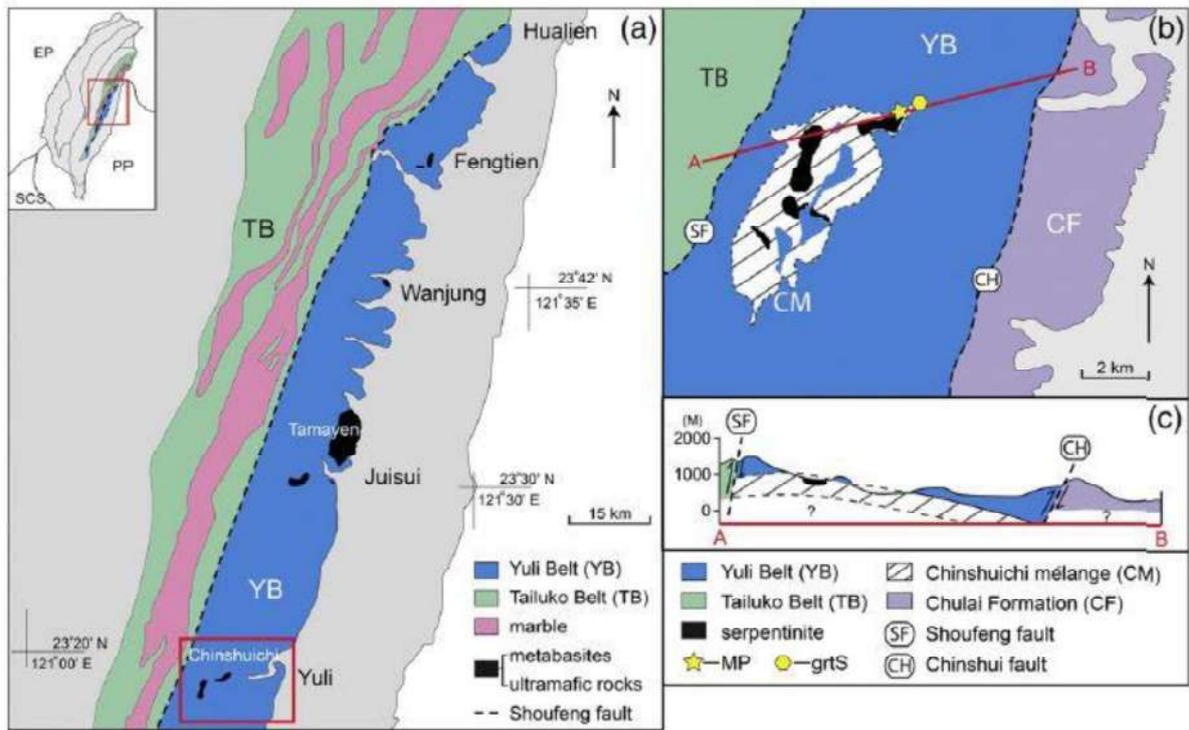


Figure 2 : Carte de la Yuli Belt selon [Chen et al. \(2000\)](#) et zoom de la zone d'étude selon [Lin et al. \(1984\)](#). Cartes de [Keyser et al. \(2016\)](#).

Malgré les différentes études existantes (citées plus haut), les conditions du métamorphisme, le contact tectonique avec les autres unités ainsi que les processus d'exhumation restent très mal compris dans la Yuli Belt, du fait notamment d'un manque de données structurales et d'étude de la déformation associée.

Les grandes questions restant en suspens sont les suivantes :

- Existe-t-il plusieurs sous-unités avec différents pics métamorphiques ?
- A quel(s) contexte(s) de mise en place sont associées les différentes lithologies ?
- Quelle cinématique et quel type de déformation contrôlent la mise en place des assemblages HP ?
- Toute la Yuli Belt a-t-elle subi la HP ?
- D'où proviennent les différents « blocs » de la Yuli Belt ?
- Quels sont les trajets d'exhumation des différentes sous-unités de la Yuli Belt ?

Pour répondre à ces questions, j'ai mené une étude de terrain dans 6 vallées traversant la Yuli Belt perpendiculairement à la chaîne afin d'étudier la déformation ainsi que les conditions du métamorphisme. L'objectif premier était de trouver un affleurement présentant des assemblages de haute pression en place afin de décrire les lithologies à leur contact ainsi que les cinématiques associées. Le deuxième objectif était de déterminer la nature des contacts à l'est et à l'ouest de la Yuli

Chapitre IV : Structure et métamorphisme de la Yuli Belt

Belt ; ainsi les différentes vallées ont permis de mieux caractériser les déformations à l'est, au centre et à l'ouest de cette unité, mais également dans la Tailuko Belt au contact de la Yuli Belt.

2. Structure et composition de la Yuli Belt

2.1. Contours et tracés de la Yuli Belt

Plusieurs tracés des contours de l'unité de la Yuli Belt ont été proposés par différents auteurs alors même que le choix de ce tracé est d'une importance capitale si l'on souhaite expliquer les déformations et processus d'exhumation de cette même unité. Le tracé qui est aujourd'hui considéré comme le plus adéquat par la majeure partie de la communauté scientifique est celui de la carte géologique de Taïwan de 2000 (*Fig. 4b*). Ce contour est utilisé dans de nombreuses publications ([Beyssac et al., 2008](#) ; [Keysser et al., 2016](#) ; [Baziotis et al., 2017](#) ; [Chim et al., 2018](#)).

Cependant, cette carte de 2000 est une carte sédimentaire et stratigraphique avec quelques notions de tectonique. Elle manque encore de nombreuses informations notamment sur les aspects structuraux et métamorphiques.

La carte réalisée par des chercheurs japonais en 1926 (*Fig. 3, 4a*) représente de manière très détaillée les différents grades métamorphiques dans le sud et l'est de l'île. On y reconnaît les contours de la Tailuko Belt, séparée ici en 2 unités (couleurs vertes), et la Yuli Belt (couleur rosée) dont la terminaison sud-est située bien plus au nord par rapport à la carte géologique de 2000. Cette carte est la carte métamorphique la plus ancienne et cependant sa justesse quant aux différents grades métamorphiques dans le sud de l'île (comparés aux températures RSCM) nous encourage à apporter une attention toute particulière à cette cartographie.

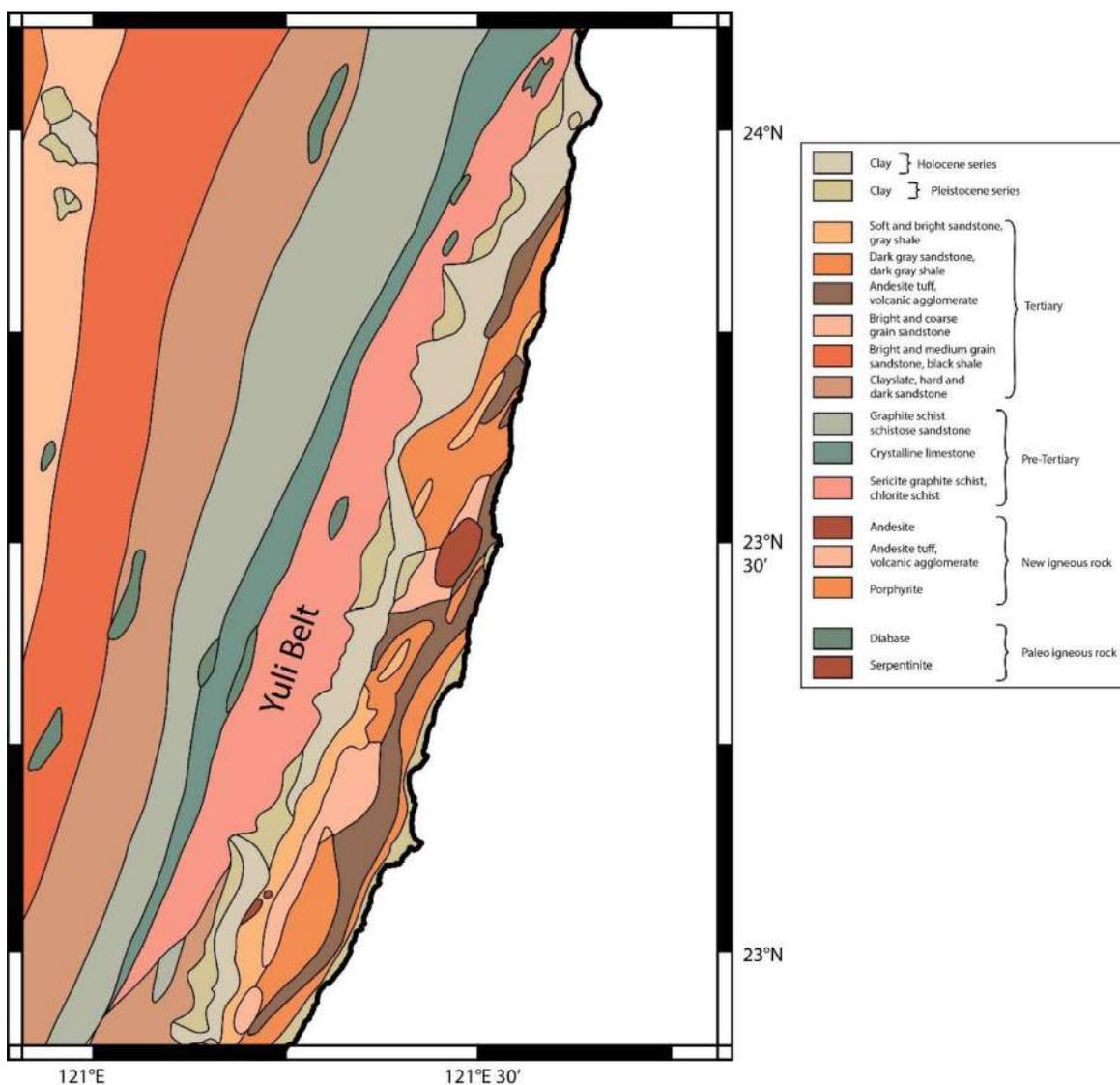


Figure 3 : Carte des japonais en 1926 délimitant la Yuli Belt pour la première fois sans pour autant être nommée de la sorte. Les contours ont été redessinés et vectorisés.

C'est également le cas de la carte tectonique de 1978 qui propose un regroupement autour du terme « Mesozoic tectonized basement » qui regroupe les actuels Tailuko et Yuli Belt. On peut notamment remarquer que la limite sud de cette unité est différente de celle du tracé de 2000. Les études de [Liou et al. \(1975\)](#), [Ota et al. \(2010\)](#) et [Chen \(2017\)](#) présentent également des tracés différents (**Fig. 4**). Sur la base de toutes ces études et de notre travail de terrain, nous proposons un nouveau tracé de la Yuli Belt (**Fig. 5**).

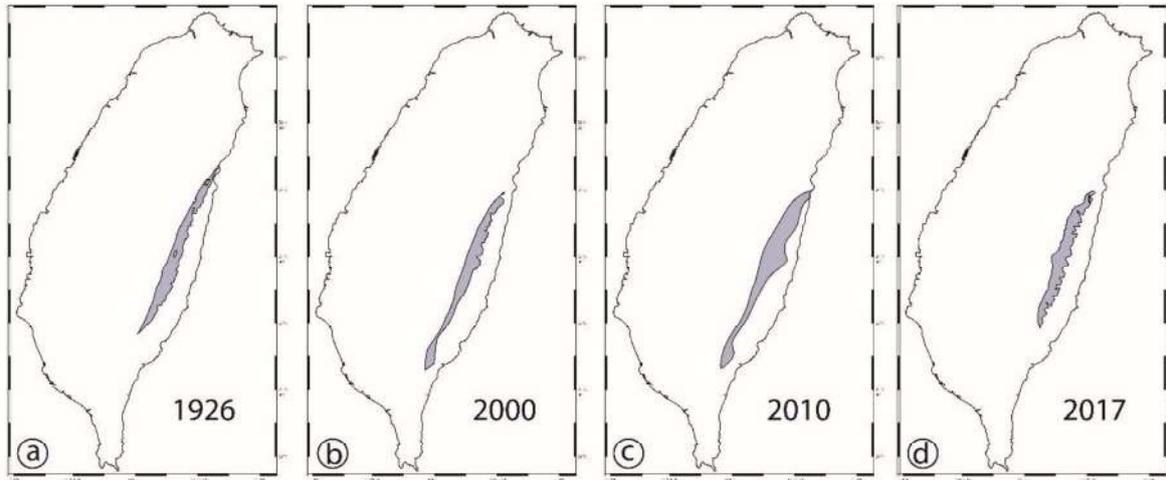


Figure 4 : Différents contours proposés pour la Yuli Belt. (a) Carte des explorateurs japonais en 1926 (b) Carte du geological survey of Taiwan en 2000 (c) Carte de [Ota et al. \(2010\)](#) (d) Carte de [Chen \(2017\)](#).

2.2. Structure et composition de la Yuli

La Yuli Belt a été la cible de la majeure partie des études pétrologiques et des estimations P-T à Taïwan, mais sa structure a été cependant peu étudiée. Nous avons choisi d'explorer 6 vallées est-ouest au départ de la vallée longitudinale. La répartition des structures S1 (regroupant S1 et S0/S1) et S2 permet d'observer la déformation encaissée durant l'épisode de collision. Les structures S0/S1 et S1 correspondent à la première foliation observable au sein des échantillons. Cette foliation peut résulter de plusieurs stades de déformation et présentent des valeurs de pendage plutôt faibles (**Fig. 5**). Les structures S2 sont associées à la déformation décrochante engendrée par la collision oblique et sont caractérisées par une orientation parallèle à la chaîne avec des pendages assez variables (**Fig. 5**). Enfin, les linéations d'étirement ainsi que les axes de plis sont parallèles à la chaîne (**Fig. 6**). Les fait que les axes de plis et les linéations soient parallèles entres eux témoignent d'un cisaillement important et le fait que la linéation et la foliation présentent la même orientation met en avant une cinématique décrochante claire.

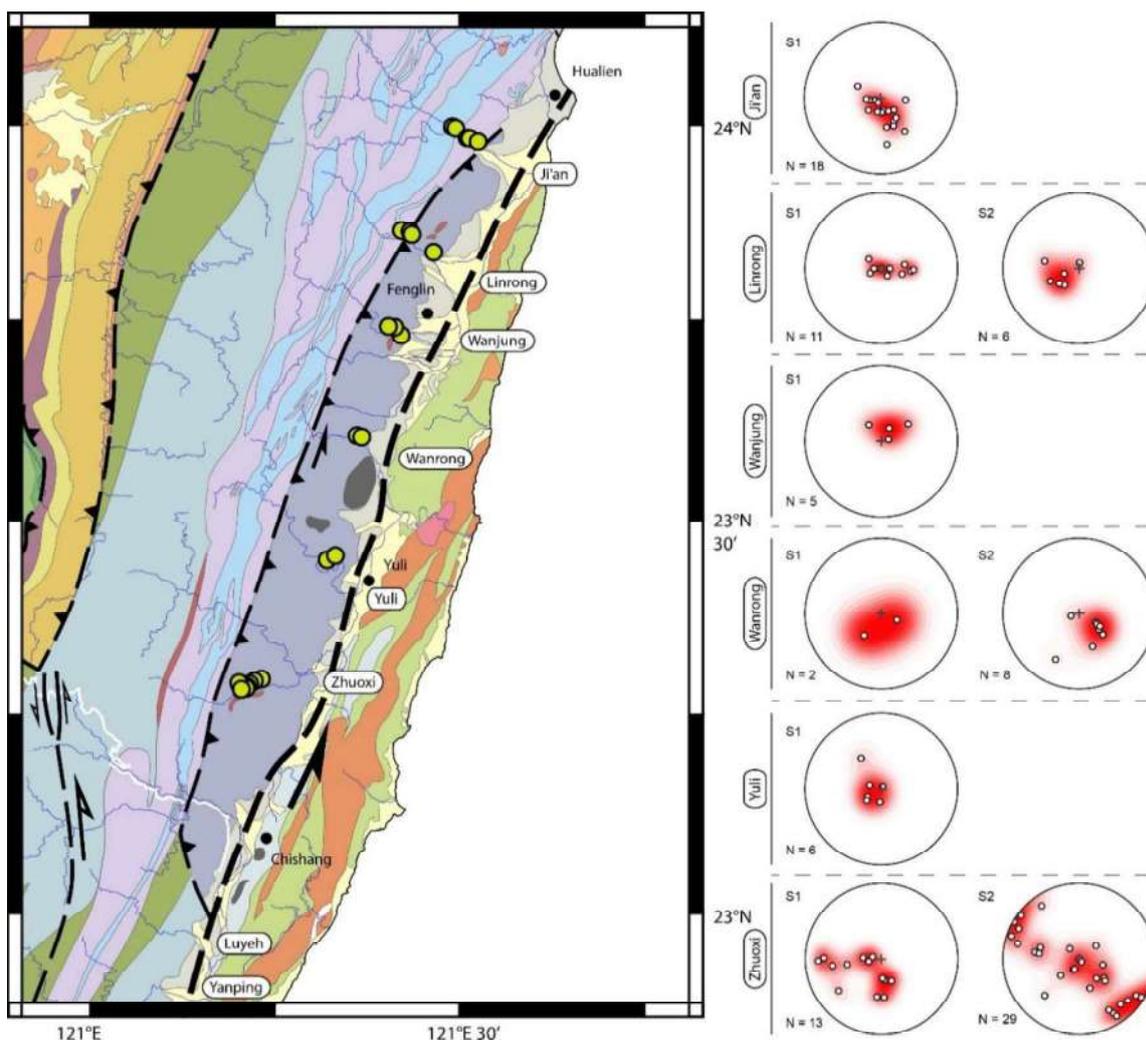


Figure 5 : Répartition des données de S1 et S2 selon les différentes vallées.

La **Figure 5** présente de nouveaux contours pour la Yuli Belt ainsi que les données de S1 et de S2 mesurées durant l'étude de terrain. On remarque que les données de S1 sont assez peu pentées comparé aux données de S2 qui semblent présenter un pendage plus fort. Il est difficile par endroit d'identifier la foliation S2 à l'échelle macroscopique. La déformation D2 manque donc de détails et notamment de critères cinématiques, dû à la difficulté de les observer sur le terrain. Ainsi, j'ai choisi de faire confectionner des lames minces sur des échantillons orientés afin de pouvoir observer cette déformation D2 à l'échelle microscopique. La **Figure 6** présente les données de linéation et d'axe de plis mesurées. On peut noter que les linéations sont majoritairement orientées NNE-SSW. Les axes de plis sont orientés NE-SW dans le sud de la Yuli Belt tandis qu'ils présentent une orientation NNW-SSE dans la partie nord.

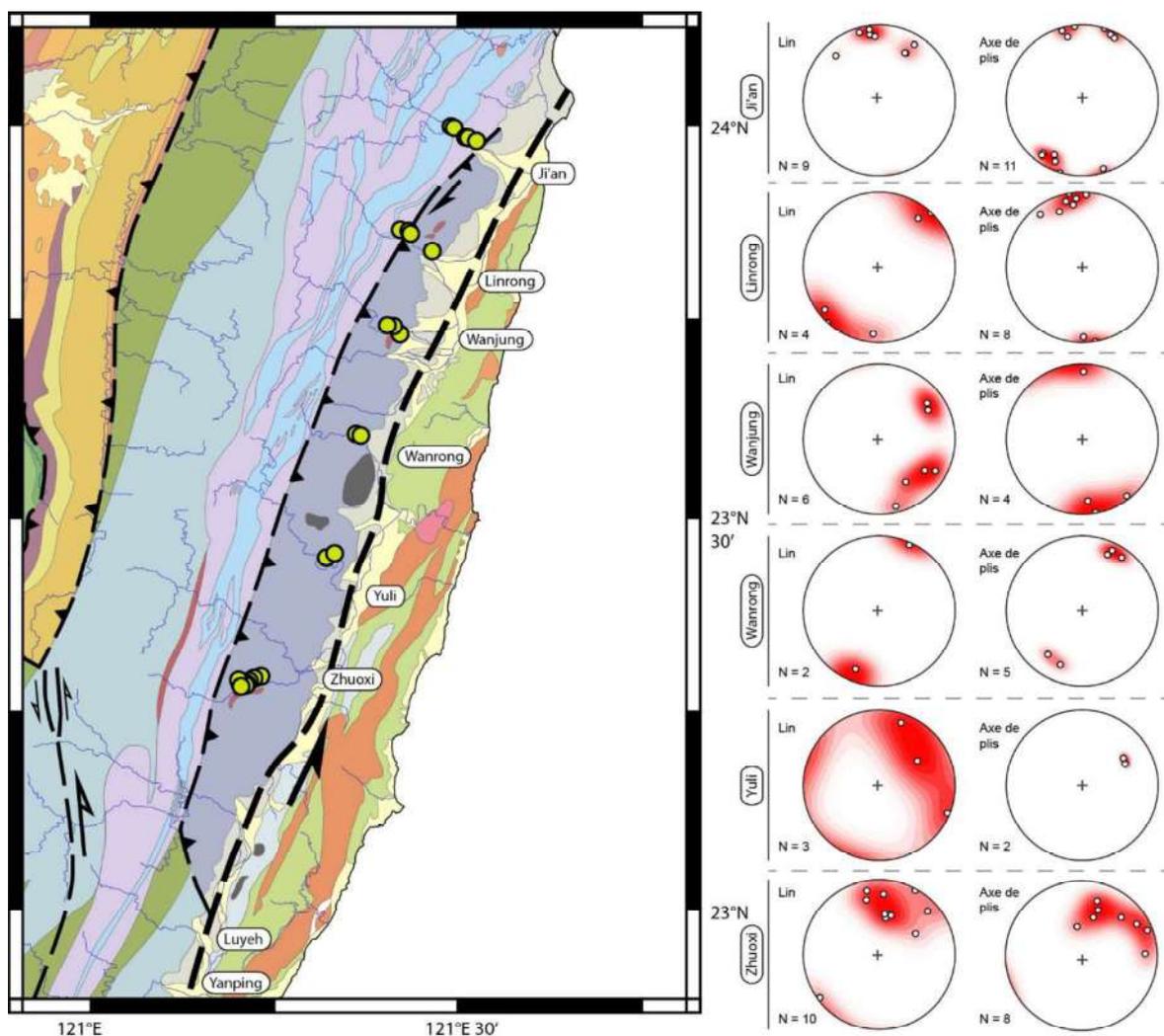


Figure 6 : Répartition des données de linéation et d'axe de plis dans les différentes vallées.

Différentes vallées ont été explorées du nord au sud de la Yuli Belt afin d'effectuer des mesures structurales, de caractériser la déformation mais également de récolter des échantillons. Cependant, les différentes vallées apportent des informations complémentaires mais différentes. Ces vallées vont donc être présentées une par une, tant du point de vue des données structurales que celui des affleurements et des lithologies.

Vallée de Ji'an : La vallée de Ji'an, située à l'extrémité nord de la Yuli Belt, présente un contact avec la Tailuko Belt plutôt facile d'accès. Nous sommes allés explorer la Tailuko Belt, proche du contact avec la Yuli Belt, afin d'en étudier les déformations et les cinématiques associées au contact entre cette unité et la Yuli Belt.

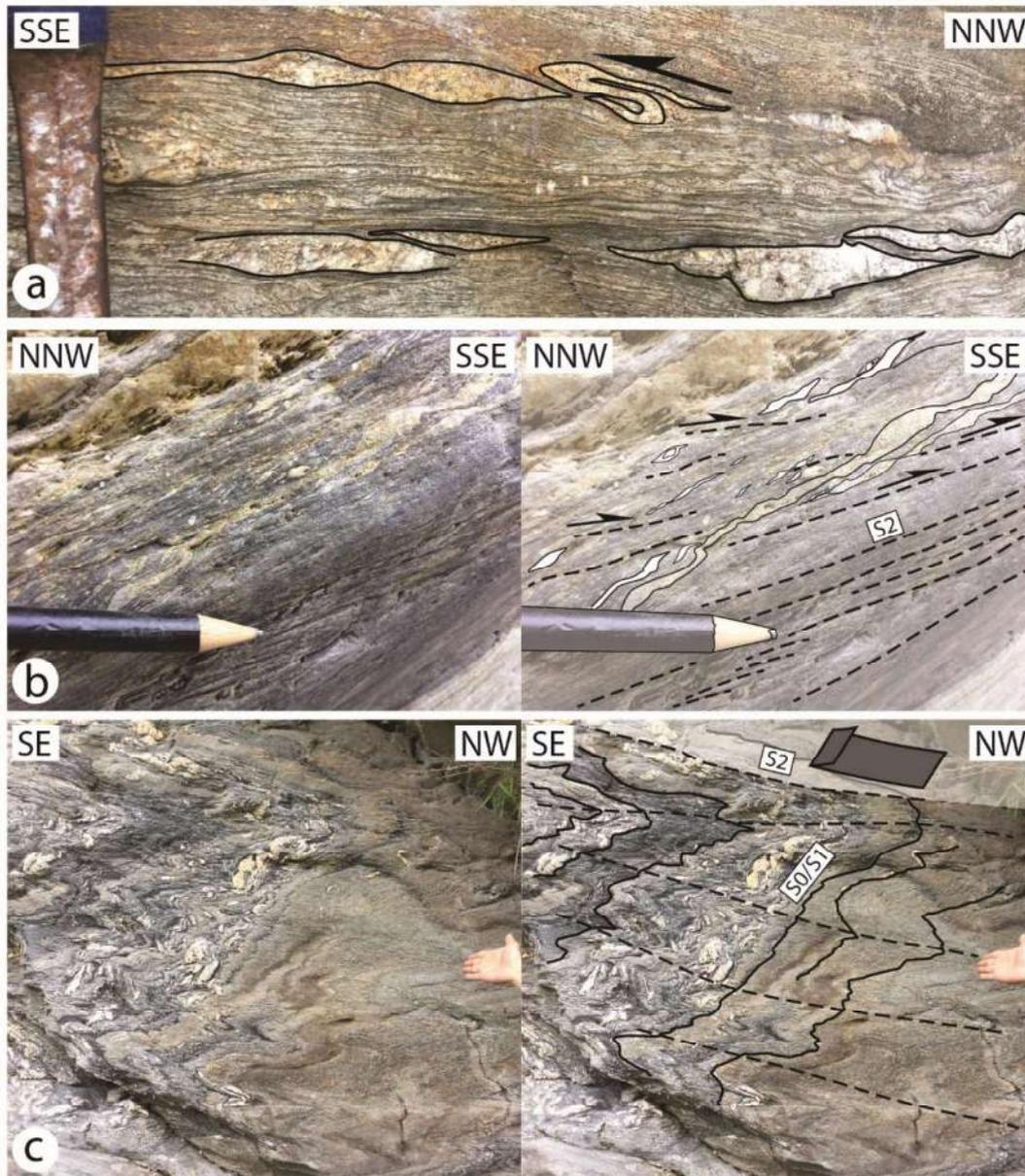


Figure 7 : Photos de la vallée de Ji'an présentant une cinématique inverse top SE. (a) Loc 147. (b) et (c) Loc 146.

Il en ressort au premier abord une S1 peu pentée avec un pendage vers le NW (**Fig. 5**). Les lithologies présentes sont majoritairement des flyschs composés de méta-grès et de schistes très fins accompagnés de veines de quartz souvent parallèles à la S1. Du point de vue structural, on observe une déformation ductile marquée par du boudinage (**Fig. 7a, b**), un plissement important (**Fig. 7c**) ainsi qu'un cisaillement simple très distribué (**Fig. 7a, b, c**). Des critères de cinématique comme un boudinage asymétrique, des bandes de cisaillement et des plis couchés montrent que la cinématique de ce cisaillement simple est inverse top SE.

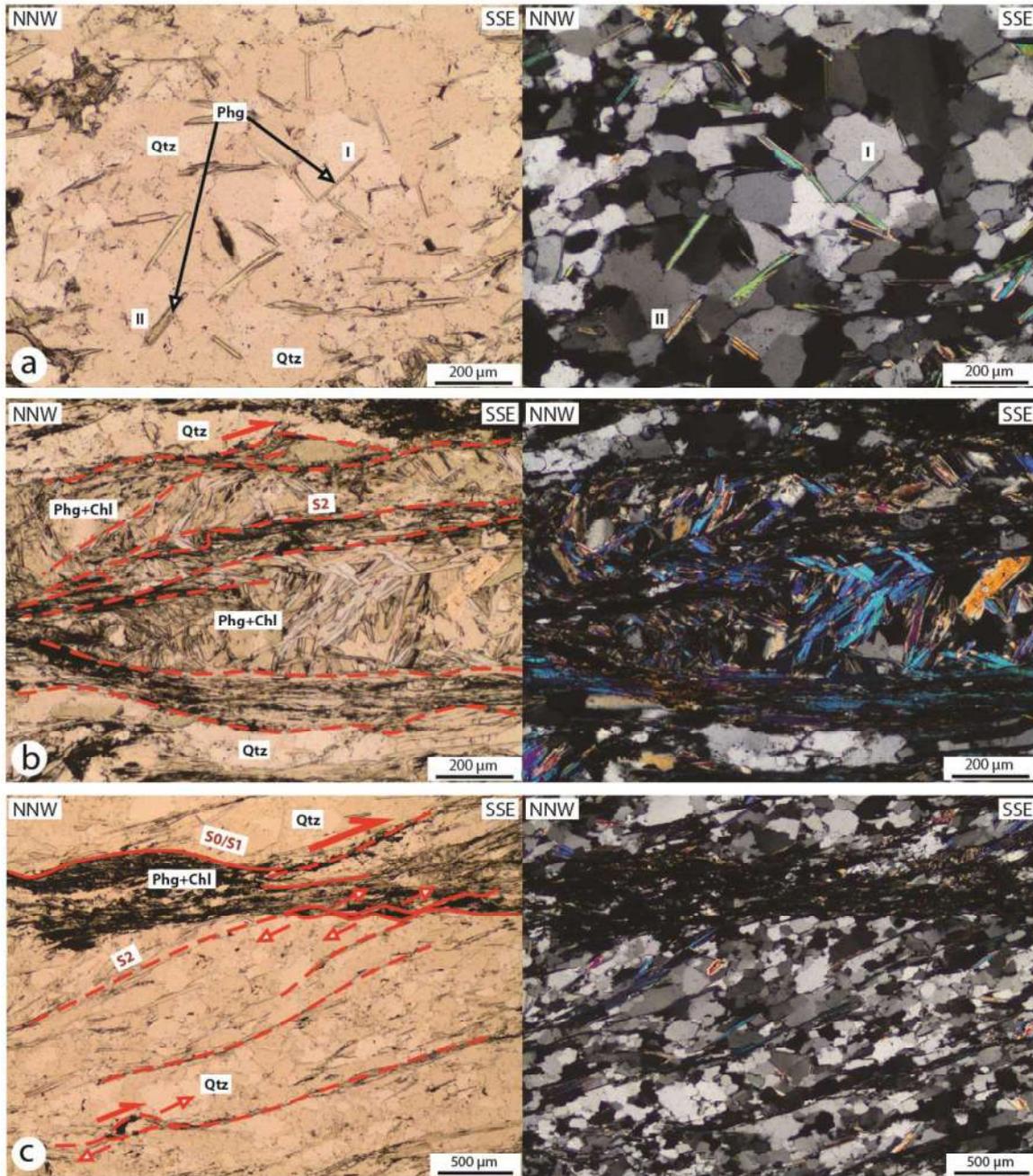


Figure 8 : Photos de lame de l'échantillon 17-58 (Loc 147) dans la Tailuko Belt orienté selon la linéation 351/12 °N et associé à une foliation S1 orientée 202/20 °N.

Cette même cinématique est observée à l'échelle microscopique sur l'échantillon 17-58 recueilli dans la Tailuko Belt qui présente un assemblage quartz + phengite + chlorite + opaques. Cet échantillon est orienté selon la linéation 351/12 °N et présente des niveaux méta-gréseux épais boudinés entre des niveaux plus fins micacés. Dans les niveaux méta-gréseux (**Fig. 8a**), les quartz sont très anguleux avec des bordures édentées indiquant une recristallisation. Cette recristallisation présente de la migration de joint de grain qui se fait selon une orientation préférentielle suivant la foliation S2. Des baguettes de micas sont présentes dans ces zones quartzieuses aux bordures de grains de quartz (mica

Il **Fig. 8a**) mais aussi dans certains quartz (mica I **Fig. 8a**). Cependant, il est difficile d'affirmer que ces phengites sont présentes dans des quartz. En effet, les quartz ont pu recristalliser autour de ces phengites mais il peut également s'agir de superposition du fait que le microscope ne permette qu'une vision en 2D. Cela peut indiquer une cristallisation des micas synchrone de celle du quartz. En bordure de ces boudins de méta-grès (**Fig. 8b, c**), les niveaux micacés subissent la majorité de la déformation. À la jonction entre ces différentes lithologies, le contraste rhéologique entraîne un boudinage asymétrique. C'est-à-dire qu'on observe de l'étirement des niveaux compétents et du cisaillement qui finissent par les recouper. Le déplacement des bancs de méta-grès le long de la S2 peut entraîner la formation d'ombres de pression où cristallisent des chlorites (ex. **Fig. 8b** sous la flèche indiquant le sens du mouvement) et/ou des phengites indiquant une cinématique top SSE. La **Figure 8c** montre des critères de cinématique également très clairs. On peut y observer des décalages de la S0/S1 le long de plans S2 qui pénètrent les niveaux méta-gréseux et localisent la cristallisation de phengites orientées au cours de la même déformation D2. Des structures S/C se mettent également en place le long de ces plans S2 et montrent la même cinématique top SSE accompagnées par la cristallisation de phengite-chlorite dans les espaces libérés. On peut finalement noter que la déformation D2 est difficilement observable et/ou quantifiable à l'échelle macroscopique (**Fig. 7a**) tandis que l'échelle microstructurale (**Fig. 8**) permet une description beaucoup plus détaillée de cette phase de déformation.

L'échantillon 17-57 ne présentant pas de linéation facilement observable, il a été orienté selon la foliation S1 258/32 °N et coupé parallèlement à la direction de plus grande pente (encoche : 348/32 °N). Cet échantillon présente un assemblage quartz+ phengite+ chlorite+ feldspath+ épidote+ rutile avec une matrice très fine. Cet échantillon présente des niveaux de quartz très recristallisés avec des structures de sous grains et de nouveaux grains de grande taille (**Fig. 9a**). Les phengites cristallisent le long de la foliation S2 majoritairement aux joints de grains entre les quartz. De grandes plages de quartz présentent également des épidotes ainsi que des rutilés (**Fig. 9a**). Des feldspaths automorphes (**Fig. 9b**) ont été fortement altérés et parcourus par des fluides. Les joints entre ces feldspaths présentent des phengites cristallisés perpendiculairement aux joints de grains. La déformation localisée sur le bord de ces feldspaths (**Fig. 9b**) indique un cisaillement simple top SSE associé à la cristallisation de chlorite dans les structures S/C. Des veines de quartz traversent la matrice (**Fig. 9b, c**) mais ne recouperont pas les feldspaths. Ces veines ont été fortement cisailées par la déformation D2 très pénétrative et présentent des phengites et des chlorites cristallisés parallèlement à S2 ainsi que des quartz recristallisés avec la même orientation (S2).

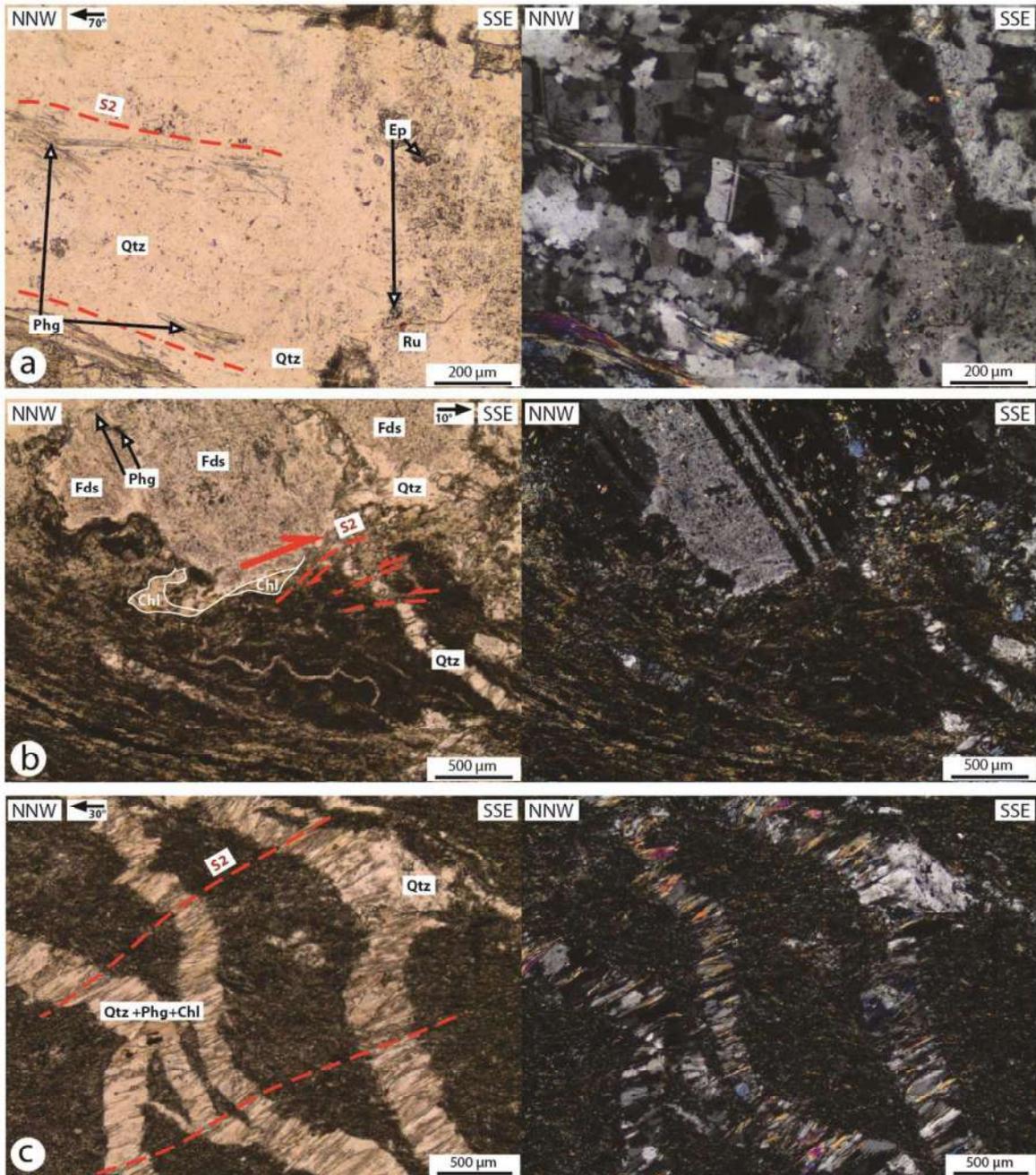


Figure 9 : Photos de lame mince de l'échantillon 17-57 orienté 348/32 °N selon la ligne de plus grande pente de la foliation S1.

Vallée de Linrong : La vallée de Linrong (carte **Fig. 5**), présente une alternance entre des bancs de schistes et des bancs de méta-grès (**Fig. 10a**). La schistosité principale S1 est plutôt plate avec un pendage vers le NW tandis que la foliation S2 est plutôt à pendage NE. Les axes de plis de S1 sont orientés N-S et la linéation d'étirement est orientée NNE-SSW. La déformation indique une cinématique avec une composante principale dextre et une composante secondaire inverse top NE (**Fig. 10b**).

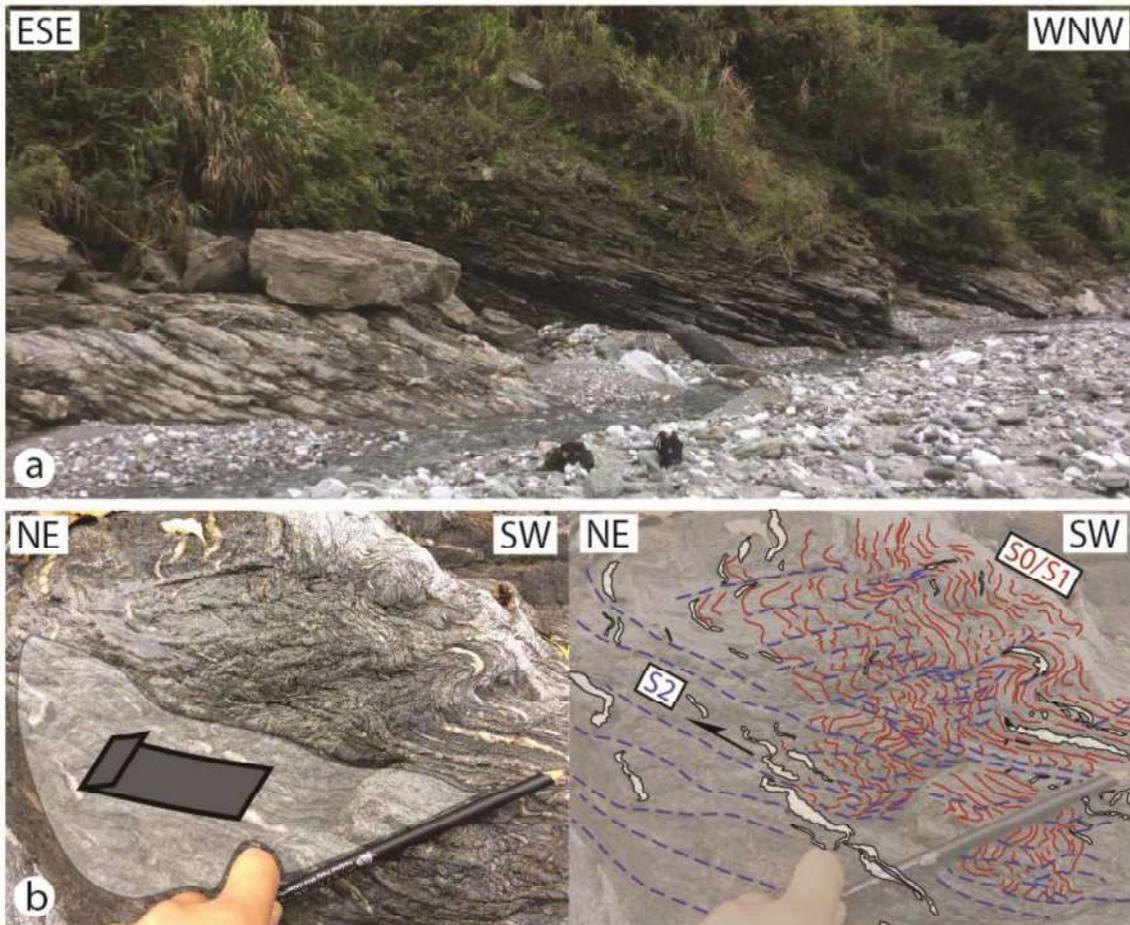


Figure 10 : Photos de terrain de la vallée de Linrong (a) Loc 173 : Supperposition de bancs de schistes sur des bancs de méta-grès avec une foliation S1 à pendage NW. (b) Loc 174 : Cisaillement dextre inverse le long de S2.

Vallée de Wanjung : La vallée de Wanjung présente une foliation S1 avec un pendage plutôt faible vers le SW (**Fig. 5**) ainsi que des axes de plis NNW-SSE (**Fig. 6**). Cependant, deux familles de linéation sont présentes dont une orientée NE et une SE.

Vallée de Wanrong : La vallée de Wanrong présente une S1 discrète à l'échelle macroscopique et une S2 plus marquée à pendage plutôt faible vers le NW (**Fig. 5**). Les axes de plis ainsi que la linéation sont parallèles et présentent un pendage très faible avec une orientation NNE-SSW. Deux types de déformation sont observés dont une déformation ductile senestre inverse top-SW (**Fig. 11b, c**) matérialisée par une foliation S2 reprenant S1. Une autre déformation cassante est présente sous la forme de faille (**Fig. 11a**) sur laquelle des marches indiquant une cinématique inverse top-SE sont présentes sur le toit de la faille (**Fig. 11d**). L'échantillon de méta-grès FY6 y a été prélevé (Loc 190) et a

permis d'observer à l'échelle microscopique (**Fig. 12**) des déformations ainsi que des cinématiques mal contraintes à l'échelle macroscopique.

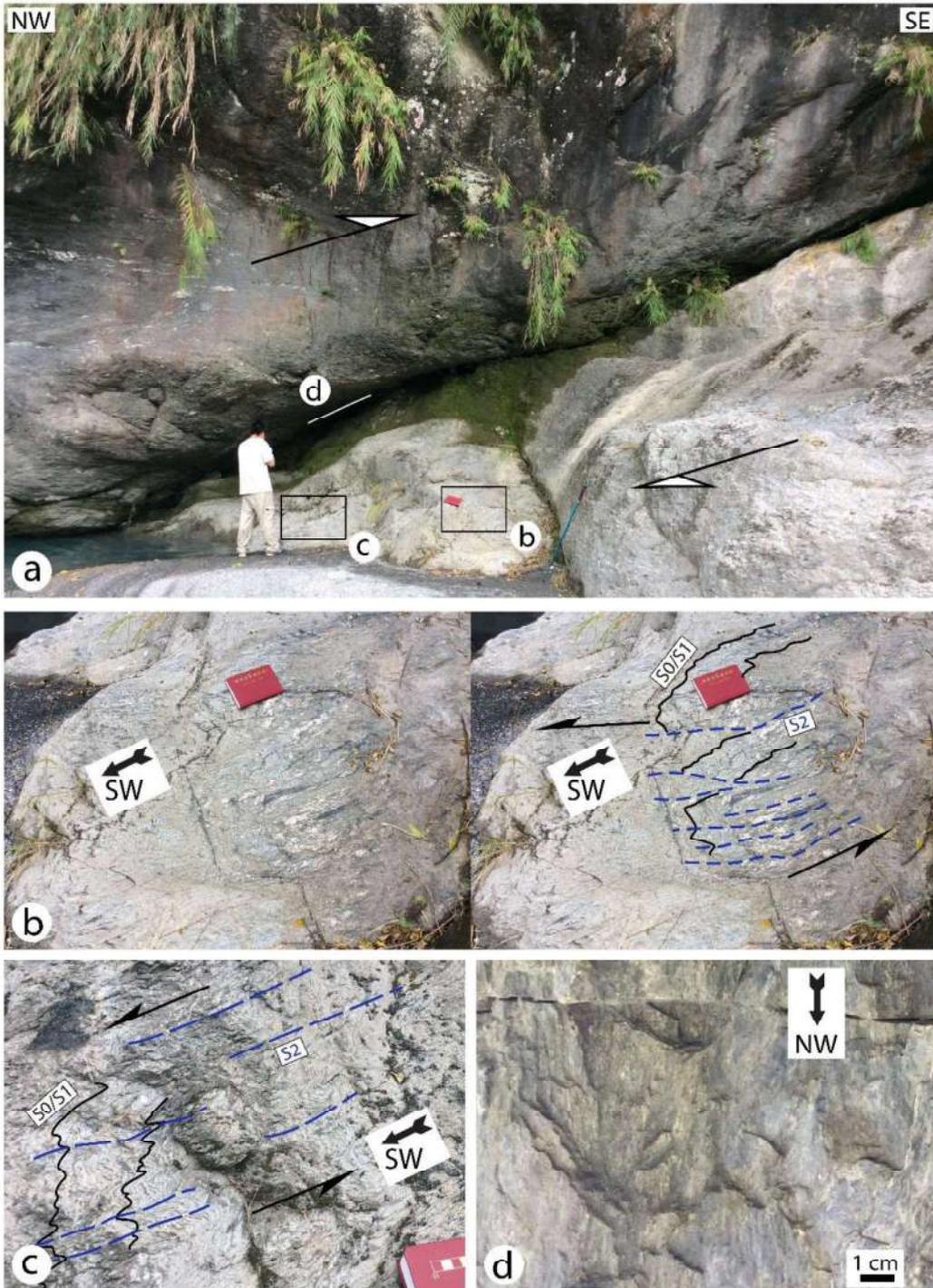


Figure 11 : Photos d'affleurements dans la vallée de Wanrong à la localité 191.

Cet échantillon présentant un assemblage quartz + phengite + chlorite + rutile + épidote + feldspath (plagioclase). La phase principale est le quartz et ce grès est parcouru de niveaux à phengite + chlorite ainsi que quelques xénolithes de feldspath (**Fig. 12d**). On peut y observer une structure S0/S1

marquée par des niveaux de micacés plissés et cisailés. Cette déformation D2 est associée à une foliation S2 ainsi qu'à des bandes de cisaillement (**Fig. 12a, b, c**). Cette déformation se fait en cisaillement simple avec une cinématique top NW (l'encoche permettant d'orienter l'échantillon pointe la direction 342 ; 09 NW) marquée par des crochons plissant S0/S1 le long des bandes de cisaillement D2. Des phengites ainsi que des chlorites cristallisent dans ces bandes de cisaillement durant la déformation. La **Figure 12d** présente un feldspath dont les bords sont très découpés tout comme les quartz, indiquant une recristallisation (migration de joint de grain). Une bande de cisaillement est localisée à la base de ce feldspath avec une cinématique également top NW. On peut observer que le feldspath est cisailé au contact de cette bande marquée par la cristallisation de phengite et de chlorite.

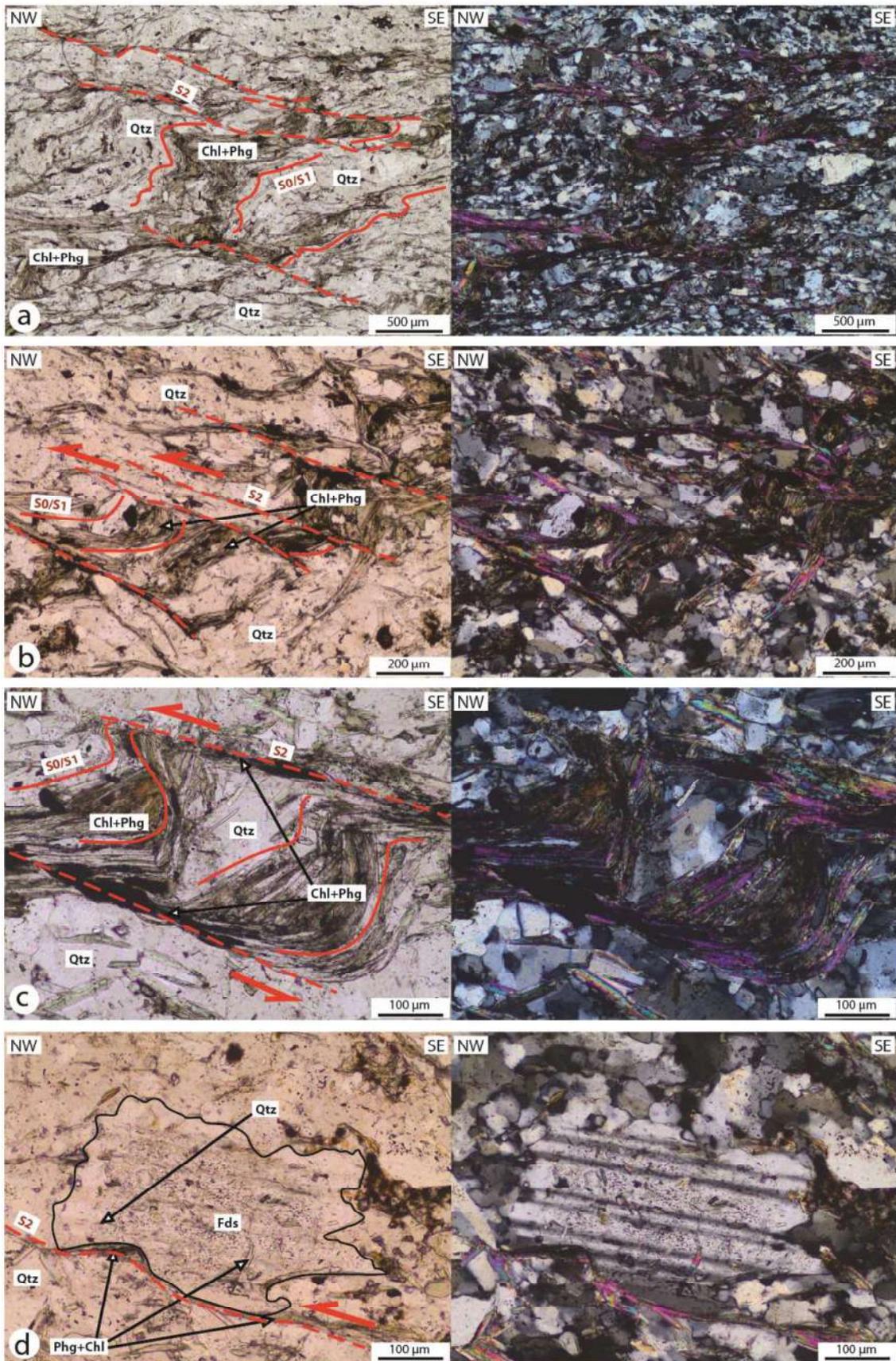


Figure 12 : Echantillon de méta-grès FY6 prélevé dans la localité 190. Observations microstructurales de la déformation et de la cinématique associée à S2.

Vallée de Zhuoxi : Au sud de la Yuli Belt, la vallée de Zhuoxi traverse des boudins de serpentinite kilométriques (1-2 km de long). Une attention particulière a été accordée à cette vallée et de nombreux échantillons y ont été prélevés (CSC 1 à CSC 14, Ca4a et Ca5) car elle présente des roches de haute pression (schiste à grenats) affleurantes en contact avec des boudins de serpentinites. Du point de vue structural (**Fig. 13**), les données de S1 sont assez distribuées mais présentent tout de même un pendage moyen vers le NE, bien qu'assez faible. La S2 présente cependant une structure plissée autour d'un axe de plis NE. Cette deuxième schistosité présente à plusieurs endroits un pendage fort vers le SE et le NW ainsi qu'une linéation NNE indiquant une cinématique sénestre. Des veines ont été étudiées et elles semblent se mettre en place en même temps que la déformation D2.

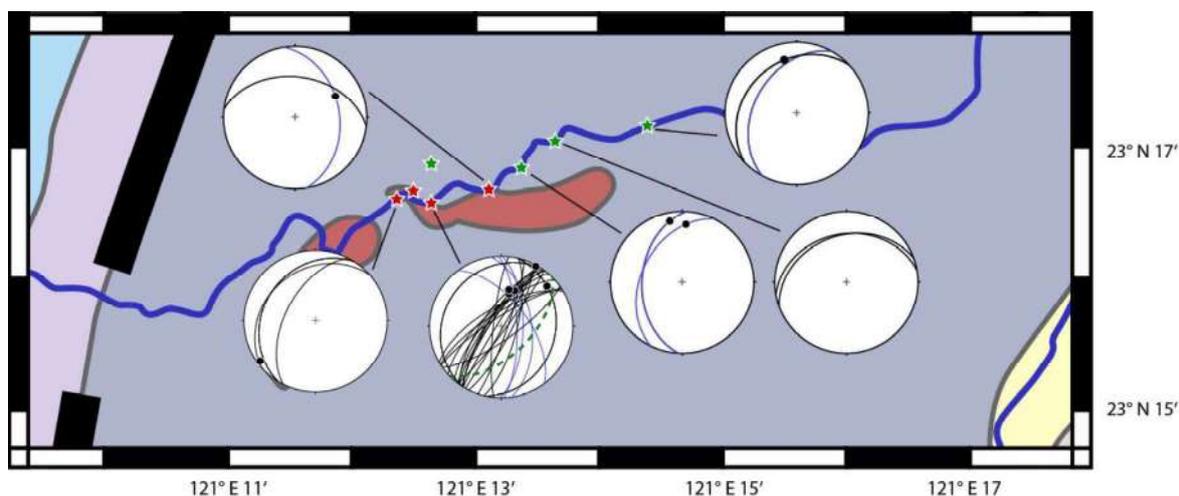


Figure 13 : Carte présentant les données structurales dans la vallée de Zhuoxi dont S0/S1 (arc de cercle bleu), S2 (arc de cercle noir), une donnée de veine (arc de cercle en pointillé vert) ainsi que les linéations (point noir). Les serpentinites sont représentés en rouge sur la carte. Les localités représentées par une étoile verte se trouvent dans l'encaissant basse pression (Loc 201, 202, 203, 250) tandis que les étoiles rouges se trouvent dans la zone de contact avec les serpentinites (Loc 195, 198, 199, 251).

Conclusions de l'étude structurale et microstructurale : Les vallées 1 et 2 nous ont permis d'aller toucher le contact entre la Tailuko Belt et la Yuli Belt. Ces deux vallées présentent une déformation sénestre avec cependant une seconde composante inverse top-SE pour la vallée 1 et top NE pour la vallée 2. Ces cinématiques sont marquées par la mise en place de S2 associée à une linéation d'étirement. Cette déformation se fait donc en conditions ductiles. Cela indique dans les deux cas que c'est la Tailuko Belt qui chevauche la Yuli Belt mais que le contact entre les deux unités présentes des géométries légèrement différentes. Cela n'est pas étonnant à la vue de la déformation ductile et distribuée subie par ces unités de haute température. Le reste de la Yuli Belt présente une déformation majoritairement sénestre similaire à celle de la vallée longitudinale, avec une seconde composante inverse.

Les déformations montrent que les contacts Taluko/Yuli et Yuli/LV (Longitudinal Valley) sont décrochants. La Yuli Belt est donc extrudée vers le sud entre ces deux contacts. Cependant, ce sont les conditions de déformation qui sont très importantes ici : il ne s'agit pas de failles mais d'une déformation D2 ductile voir ductile/fragile. Cette déformation est très distribuée parallèlement et perpendiculairement à la chaîne à travers des phases de plissement ainsi qu'une foliation et une linéation dont la cinématique principale associée est décrochante. Les linéations et les axes de plis sont parallèles entre eux et parallèles à la chaîne. Cela indique donc un cisaillement important qui se produit en décrochement étant donné que les orientations de la schistosité et de la linéation sont les mêmes.

3. Pétrologie et métamorphisme des roches de haut grade

3.1. Sites d'étude de la HP : géologie et structure

Les différentes observations structurales effectuées précédemment ont été réalisées dans l'encaissant basse pression de la Yuli Belt. Cependant, un des objectifs restants concerne les déformations et le mode de mise en place des assemblages de haute pression. La vallée de Zhuoxi (vallée 6 ; **Fig. 6**) a particulièrement attiré notre attention car elle présente des boudins de serpentinite de dimension kilométrique.

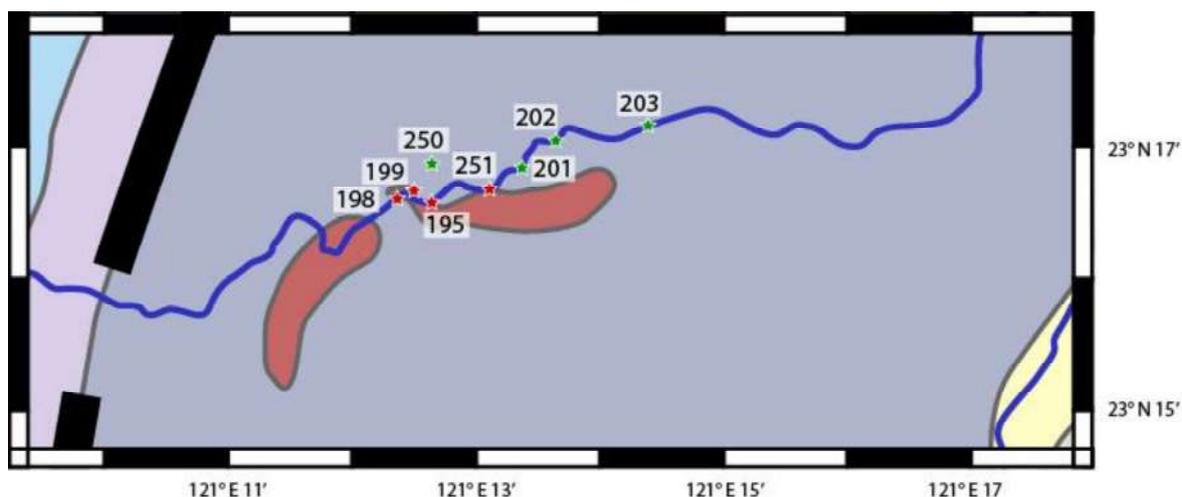


Figure 14 : Carte de la vallée de Zhuoxi ainsi que les numéros de localité utilisés dans la description des affleurements et des échantillons. Les serpentinites sont représentés en rouge sur la carte. Les localités représentées par une étoile verte se trouvent dans l'encaissant basse pression (Loc 201, 202, 203, 250) tandis que les étoiles rouges se trouvent dans la zone de contact avec les serpentinites (Loc 195, 198, 199, 251).

Dans cette vallée, nous avons réussi à localiser des échantillons de schistes à grenat en place et en contact avec un boudin de serpentinite. Cette information est capitale pour la compréhension de la mise en place de la Yuli Belt et l'origine des blocs de HP. Toutes les localités dans cette vallée sont localisées sur la **Figure 14**.



Figure 15 : Photo de l'encaissant (Loc 201) de la Yuli Belt dans la vallée de Zhuoxi. On peut y voir une majorité de schistes noirs avec quelques bancs de méta-grès ainsi que de nombreuses zones de quartz.

L'encaissant est majoritairement composé de schistes noirs dans cette zone (**Fig. 15**) mais des bancs de méta-grès sont également visibles ainsi que de nombreuses veines de quartz. Ces méta-grès et veines sont souvent boudinés et cisailés et possèdent un pendage majoritairement vers l'ONO.

Dans cette vallée, une carrière exploite les serpentinites pour en faire des pierres ornementales. Au sein de cette carrière (Loc. 199), nous avons pu observer les serpentinites les moins altérées (**Fig. 16a**). Ces serpentinites, bien que préservées de l'altération, présentent une déformation ductile senestre visible par le biais des déformations sur les veines de quartz. Aussi, au sein du site de la carrière, un affleurement à la localité 251 (**Fig. 16b**) présente le bord d'un boudin de serpentinite (zone 4, **Fig. 16b**), avec à son contact une zone de réaction (zone 3, **Fig. 16b**).

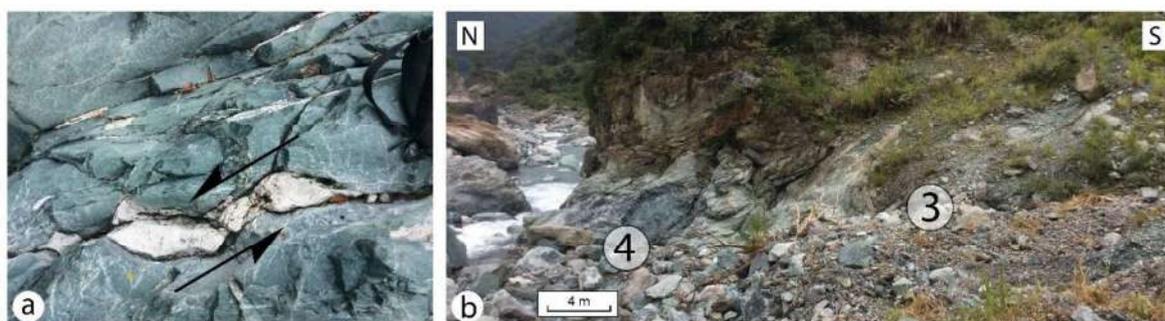


Figure 16 : (a) Loc. 199 : Photo d'une partie d'un boudin de serpentinite (vue de dessus) avec une veine de quartz déformée en cinématique sénèstre. (b) Loc 251 : Photo d'un affleurement de serpentinite (zone 4) et de la zone de réaction au contact (zone 3).

Cet affleurement permet d'observer différentes structures (**Fig. 17a**) depuis des serpentinites massives vers des serpentinites parcourues par des fluides riches en silice en passant par des serpentinites foliées à proximité de la zone de réaction (ces différentes textures de serpentinites ont été échantillonnées mais n'ont pas été étudiées dans cette thèse). Une galerie creusée au niveau de cette zone de réaction nous a permis d'observer des lithologies très friables composées d'une matrice de phyllosilicates (chlorite, mica, talc) et de minéraux oxydés (**Fig. 17b, c**). Les échantillons Ca4a, Ca5 et Ca7 ont été échantillonnés sur cet affleurement. Ca4a et Ca5 sont des échantillons de serpentinite et Ca7 se trouve dans la zone de réaction.

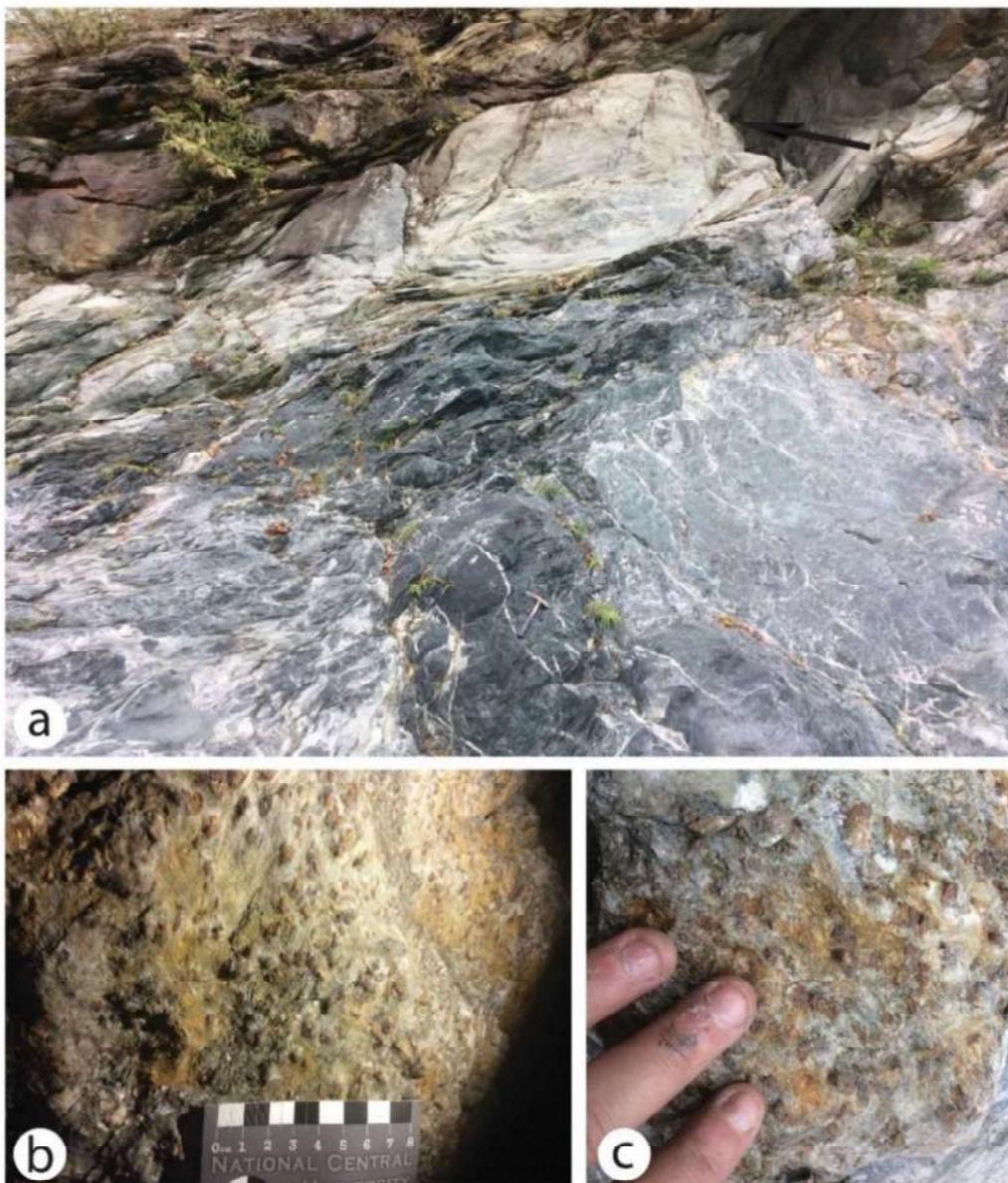


Figure 17 : Loc. 251 ; (a) Zone de réaction entre les serpentinites (en bas) et les schistes encaissants (en haut). Les serpentinites présentent différentes morphologies dont des serpentinites massives et des serpentinites plus ou moins intensément foliées. La flèche noir indique une galerie dans la zone de contact où ont été prises les photos « b » et « c ». (b, c) Photos de la zone de contact avec des lithologies très friables et une quantité importante de talc.

En s'enfonçant plus dans la vallée et en sortant de la carrière, nous avons pu observer un très bel affleurement (Loc. 191) présentant le contact entre la zone de réaction/mélange et les schistes encaissants (**Fig. 18a**). Cet affleurement a été découpé en 3 différentes zones qui sont : des schistes noirs (zone 1, **Fig. 18a**), une zone de mélange/réaction présentant des boudins de différentes lithologies (zone 2, **Fig. 18a**) et une zone de réaction parcourue par de nombreux fluides (zone 3, **Fig. 18a**). La zone 4 représente les boudins de serpentinite qui ont été représentés avec la zone 3 sur la **Figure 16**.



Figure 18 : (a) Loc 198 : Photo de l'encaissant schisteux (zone 1) ainsi que de la zone de mélange (zone 2) et de la zone de réaction (zone 3) entre l'encaissant et les serpentinites. (b) Stéréogramme des mesures structurales de toute la vallée avec S1 (arc de cercle noir), S2 (arc de cercle bleu) et la linéation (ronds noirs).

La zone 2 a attiré notre attention car elle présente une déformation ductile avec des boudins de différentes lithologies (**Fig. 19a, b, c**). Ces boudins sont composés de morceaux de schistes avec les veines de quartz associées, de méta-grès et de boudins de méta-plagiogranite riches en actinolite. La zone présente une grande quantité de talc et de chlorite. Le contact entre l'encaissant et la zone de réaction/mélange (**Fig. 19d**) présente des schistes à grenats (**Fig. 19e, f**), qui sont donc des roches de haut grade, avec une foliation S0/S1 reprise par une foliation S2 (**Fig. 19e**) associée à une linéation d'étirement NNE. Le stéréogramme de la **figure 18b** présente ces mesures structurales et permet de mettre en évidence une zone de cisaillement sénestre orienté NNE-SSW. Des échantillons ont été prélevés sur cet affleurement dont des schistes boudinés dans la zone 2 (CSC 8) mais également des schistes dans la zone 1 au contact de la zone 2 (CSC 9, 10).



Figure 19 : Photos de la zone de réaction et de mélange au contact entre l'encaissant et les serpentinites : Loc 198. (a, b, c) Zone de mélange (zone 2) au contact encaissant/serpentinites présentant une déformation ductile avec du boudinage. Cette zone comprend des morceaux de schiste avec des veines de quartz associées, de méta-grès et de boudins de méta-plaiogranites riches en actinolite. La zone présente une grande quantité de talc et de chlorite. (d) Contact entre l'encaissant et la zone de réaction/mélange. On peut voir au premier plan l'encaissant et au deuxième plan la zone de réaction/mélange. (e) Encaissant (zone 1) à proximité de la zone de réaction/mélange. On peut y observer S1 repris par S2 qui est cependant peu intense. (f) Zoom sur l'assemblage de la photo « e ». Il s'agit d'un assemblage quartz + chlorite + phengite + grenat + épidote + feldspath + rutile + sphène observé en lame.

Un autre affleurement (Loc 195) permet d'observer le contact entre les serpentinites et les schistes encaissants. Cet affleurement permet également d'observer des lithologies telles que des méta-plagiogranites et des albitites. Cette zone de mélange (**Fig. 20a**) présente une foliation S2 très claire avec un fort pendage vers l'ONO ainsi qu'une linéation associée indiquant une cinématique senestre inverse top SSE aussi bien dans les méta-plagiogranites que dans les métasédiments à leur contact. Le contact entre les albitites et les méta-plagiogranites présente une zone avec une forte circulation de fluides (**Fig. 20b**), associée à la cristallisation d'épidotes et de talc. Des échantillons ont été prélevés dans cette zone de circulation de fluides (échantillon CSC 1) mais également dans les méta-plagiogranites (CSC 2, 6, 7) et dans les métasédiments (CSC 3, 4).

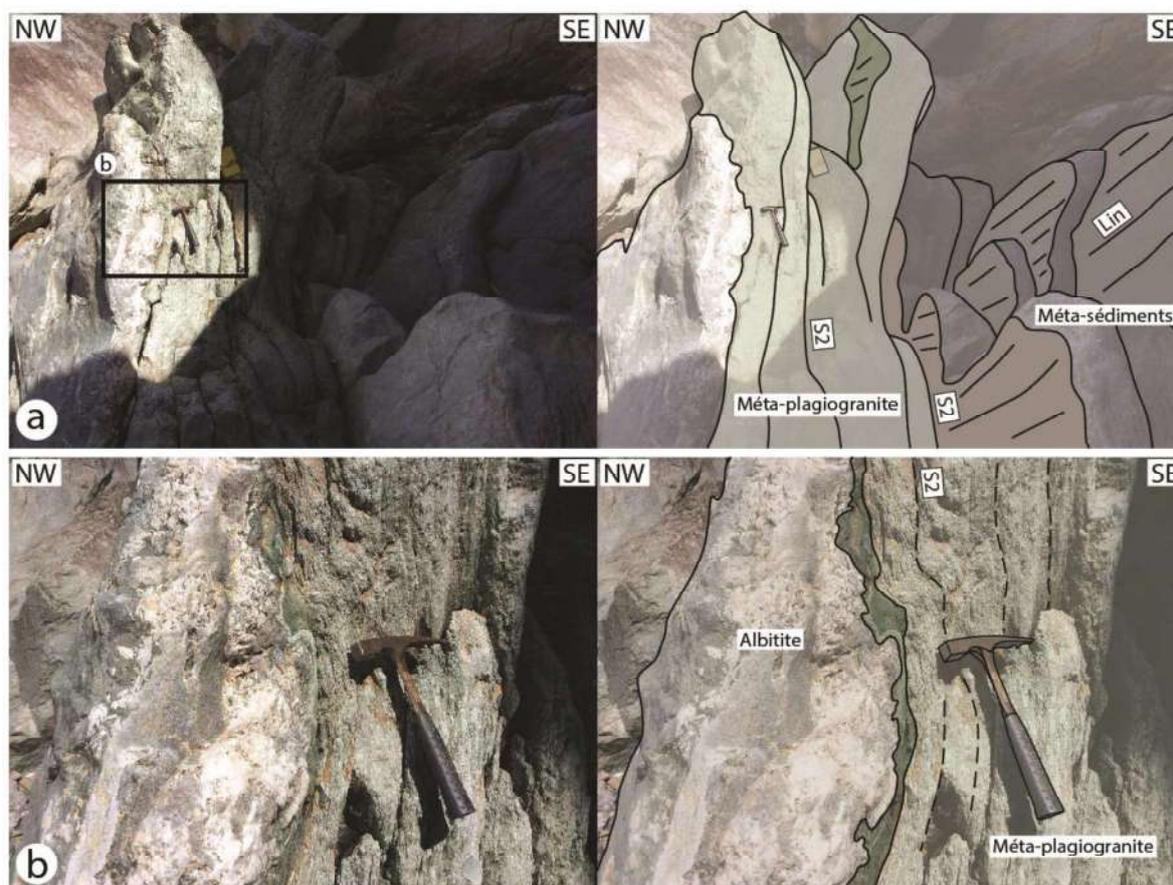


Figure 20 : Loc 195 : Zone de mélange entre les serpentinites et les schistes. (a) Contact entre des albitites, des méta-plagiogranites et des méta-sédiments (méta-grès et schistes). (b) Détail du contact entre les albitites et les méta-plagiogranites avec une zone de forte circulation de fluides entre les deux.

Conclusions contact serpentinites/schistes : Ces affleurements nous permettent de définir une succession d'assemblages lithologiques depuis les boudins de serpentinite vers les schistes encaissants de basse pression de la Yuli Belt (**Fig. 21**). Les boudins de serpentinite présentent une zone de réaction à leur contact (zone 3) à travers laquelle sont présents des boudins de serpentinite altérés ainsi qu'une

matrice très fine et friable composée de chlorite, de talc et de micas. En s'éloignant encore des serpentinites, la zone de mélange (zone 2) est composée de boudins de schiste à talc et chlorite, de méta-psammite, de schiste à grenat ainsi que de méta-plagiogranite. Au contact de cette zone de mélange se trouvent les schistes à grenat non boudinés qui présentent cependant une S2 associée à une cinématique décrochante claire. En s'éloignant encore, l'enceissant basse pression de la Yuli Belt refait son apparition avec des bancs gréseux boudinés entre des bancs de schistes noirs. Le tout est parcouru par des veines de quartz et quartz + calcite. La haute pression ne s'exprimant qu'à proximité des serpentinites et aux vues des structures associées, on peut donc supposer que le contact serpentinite-sédiments (ayant enregistré la haute pression) est primaire et que l'ensemble des zones 1 à 4 ont subi la haute pression.

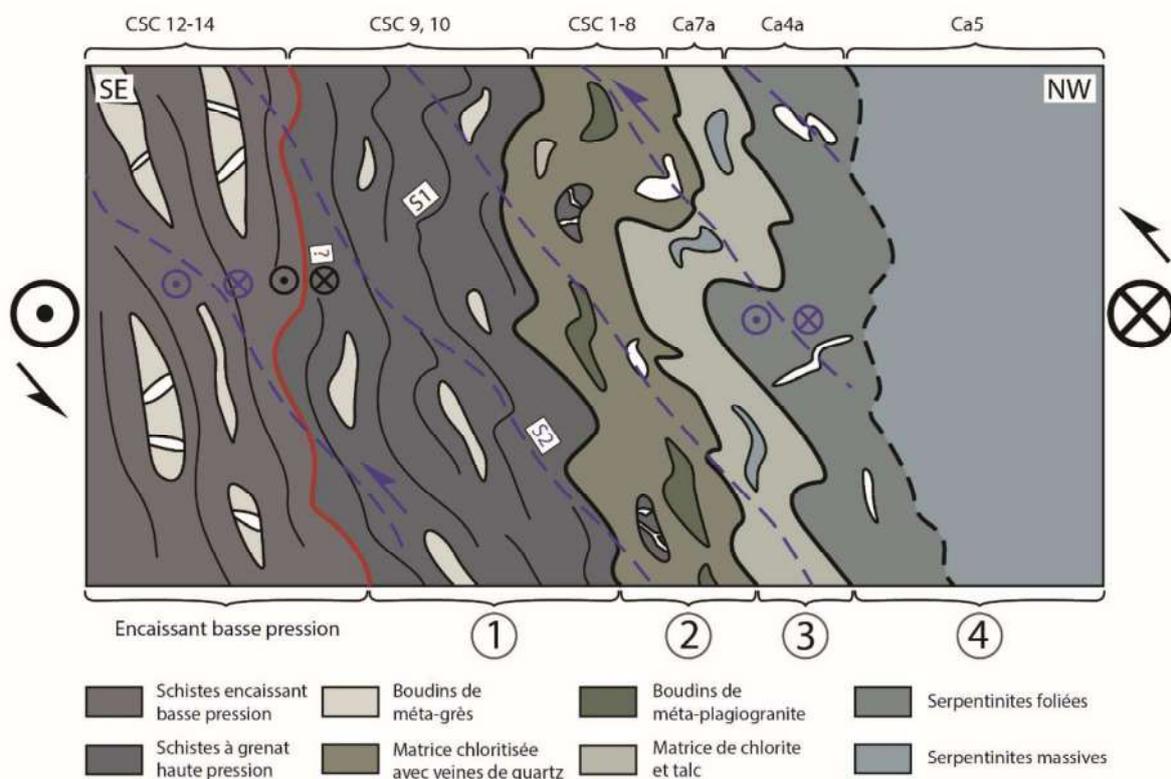


Figure 21 : Modèle synthétisant les observations effectuées le long de la coupe de la vallée de Zhuoxi au niveau du contact entre les boudins de serpentinite et les schistes à grenat. Les numéros d'échantillons qui sont reportés sur cette figure (haut de la figure : CSC et Ca) sont décrits dans la suite de ce chapitre et localisés sur la carte de la **Figure 22**.

3.2. Description des échantillons

En supplément des observations structurales et microstructurales, les lames minces réalisées ont permis d'effectuer une étude pétrographique. Ces observations ont été réalisées sur un microscope optique Nikon au GET avec un grossissement de $\times 2$ à $\times 20$. Les échantillons sont localisés sur la **Figure 22** et sur le modèle de contact entre les boudins de serpentinites et les schistes à grenat (**Fig. 21**).

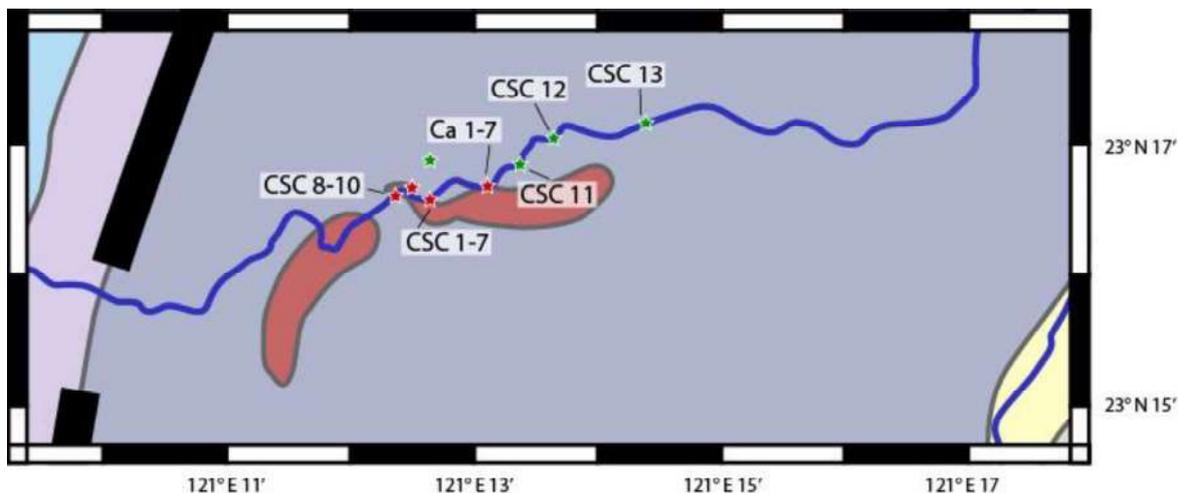


Figure 22 : Carte des échantillons dans la vallée de Zhuoxi. Les serpentinites sont représentées en rouge sur la carte. Les localités représentées par une étoile verte se trouvent dans l'enceinte basse pression (Loc 201, 202, 203, 250) tandis que les étoiles rouges se trouvent dans la zone de contact avec les serpentinites (Loc 195, 198, 199, 251).

Dans un premier temps, nous avons pu observer le contact serpentinites/schistes à grenat ainsi que la zone de mélange/réaction entre les deux à la localité 196 (localisée sur la **Figure 14**). Plusieurs échantillons ont été prélevés dans les différentes zones depuis les boudins de serpentinite jusqu'aux méta-sédiments de l'enceinte afin de définir la pétrographie des différents assemblages.

CSC 1 : Cet échantillon se trouve dans la zone de réaction en contact avec des meta-plagiogranites. La roche est verte et très friable, avec une dureté très faible (échelle de Mohs) due à la présence de talc, et l'échantillon est orienté selon la schistosité $118^{\circ}\text{N}/61\text{ SE}$.

Une déformation très importante est associée à la cristallisation de ces minéraux mais elle se continue également à la suite de cette cristallisation (**Fig. 23**). Cela peut être dû à la faible rhéologie de ces assemblages qui vont subir préférentiellement la déformation.

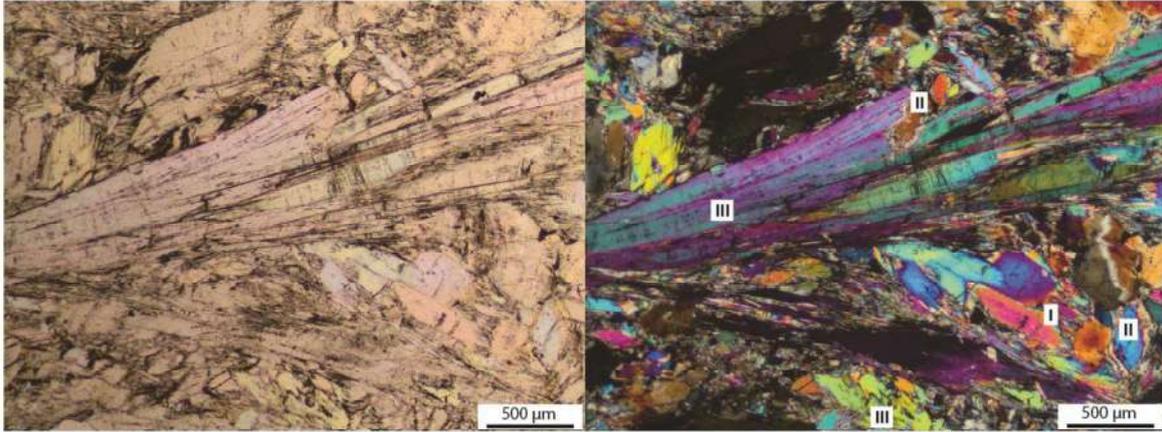


Figure 23 : Photo de lame de l'échantillon CSC 1. Il s'agit d'un schiste à chlorite.

CSC 2 : Métaplagiogranite dans la zone de mélange.

CSC 3 : Meta-psammite (micaschiste) en contact avec les méta-plagiogranites. L'échantillon est orienté 221°N/37 SW selon la schistosité.

CSC 4 : Schiste noir en contact avec les meta-psammites. L'échantillon est orienté 218°N/34 S selon la schistosité.

CSC 6 : L'échantillon CSC6 est un méta-plagiogranite affecté par une veine à quartz et épidote, se trouvant dans la zone de réaction en contact avec les serpentinites lessivées. Cet échantillon est orienté perpendiculairement à la foliation 239°N/67 NE. La veine traversant l'échantillon est orientée 46°N/57 SE. Ce méta-plagiogranite présente un assemblage quartz + phengite + feldspath + épidote. On peut observer deux types de quartz. Le premier compose la matrice de l'échantillon (**Fig. 24a**) et le deuxième représente ces mêmes quartz recristallisés en un seul minéral de grande taille au centre de la photo. On peut y observer une déformation cassante postérieure à la cristallisation. Les épidotes sont présentes au sein des quartz recristallisés et non recristallisés. Cette veine (**Fig. 24b**) est présente aux bords une cristallisation d'agrégat de très fins quartz et épidotes. Le cœur de la veine est constitué de cristaux d'épidotes automorphes dans une matrice quartzreuse. Ces épidotes présentent minoritairement une orientation aléatoire mais la majorité est orientée perpendiculairement aux épontes de la veine, indiquant une croissance syn-ouverture. On peut donc supposer que les épidotes présentes dans la matrice du méta-plagiogranite (**Fig. 24a**) se sont mises en place en même temps que les veines.

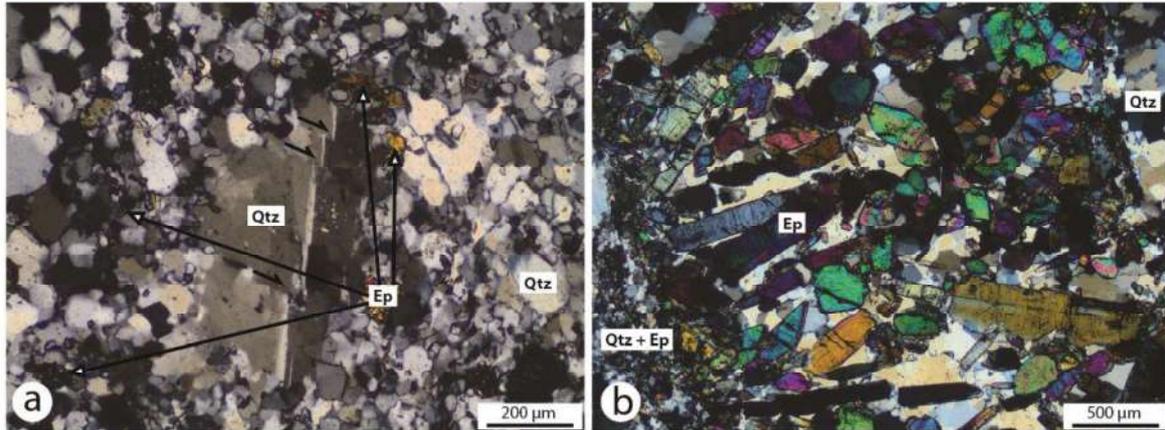


Figure 24 : Photo de lame de l'échantillon CSC 6 de métagranite. (a) Matrice du plagiogranite. (b) Veine à épidoite + quartz.

CSC 7 : Echantillon de méta-plagiogranite orienté 300°N/13 NW selon la schistosité présentant une linéation 29°N/00 portée par les amphiboles. Cet échantillon présente un assemblage quartz + feldspath + amphibole + épidoite + phengite. Les quartz représentent la majeure partie de la roche et présentent des bords diffus ainsi que des figures de migrations de joints de grains. Des phengites (**Fig. 25a**) sont également présentes au sein de la matrice. Des amphiboles (**Fig. 25a**) portant la linéation présentent des inclusions de quartz et d'amphiboles ainsi que des bordures altérées (**Fig. 25a partie I**).

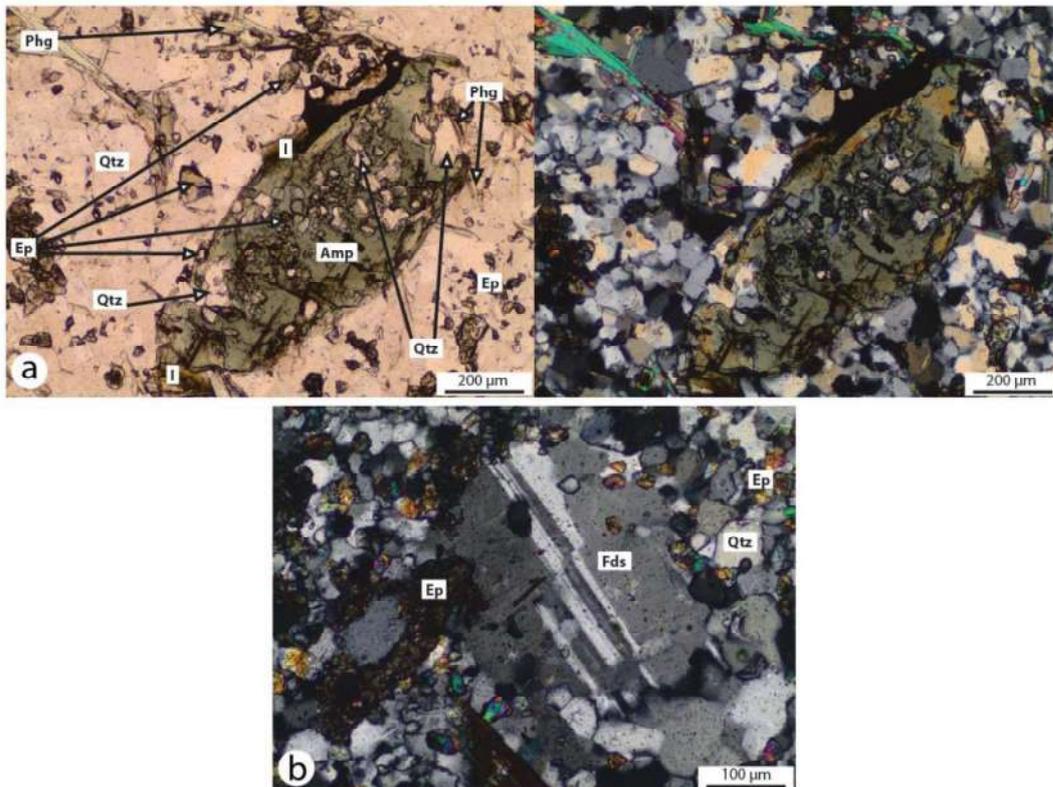


Figure 25 : Photo de lame de l'échantillon CSC 7 de métaplagiognatire à amphibole. (a) Zoom, détails et structures d'une amphibole. (b) Détails sur un feldspath et ses structures.

Des feldspaths sont également présents (**Fig. 25b**) et possèdent des bords très diffus. Ces feldspaths possèdent également des inclusions de quartz et d'épidote. Les épidotes viennent en dernier, liés probablement à une circulation de fluides mise en évidence dans l'échantillon CSC 6 (**Fig. 24**) et ces phases minérales accompagnent souvent le métamorphisme régional ou de contact.

La localité 198 (localisée sur la **Figure 14**) présente un affleurement exceptionnel permettant cette fois d'observer des schistes à grenat en contact avec la zone de réaction/mélange. Les échantillons CSC 8, 9 et 10 y ont été prélevés.

CSC 10 : Echantillon de schiste à grenat présent à proximité (2-3 mètres) de la zone de mélange. Cet échantillon est orienté 313°N/56 NW.

L'échantillon présente l'assemblage phengite + chlorite + grenat + quartz + feldspath + oxydes + rutile + sphène + épidote + ilménite. Il est composé de grandes bandes de micas et de chlorites (micas majoritaires) agrégés qui forment la foliation principale (**Fig. 26a**). Entre ces grandes bandes de micas, de fins niveaux de quartz sont présents. Ces quartz présentent des bordures diffuses (**Fig. 26c**). Cela indique une suture de grains, autrement dit un renflement de grain ou une migration de joints de grains. La migration de joints de grains se fait dans des quartz secs du fait de l'absence d'indentations qui sont des figures présentant des bordures de quartz très découpées. Certains micas ont également cristallisé dans ces joints de grains néoformés. Ces niveaux de grès fins recristallisés sont boudinés entre les niveaux micacés, du fait du contraste rhéologique.

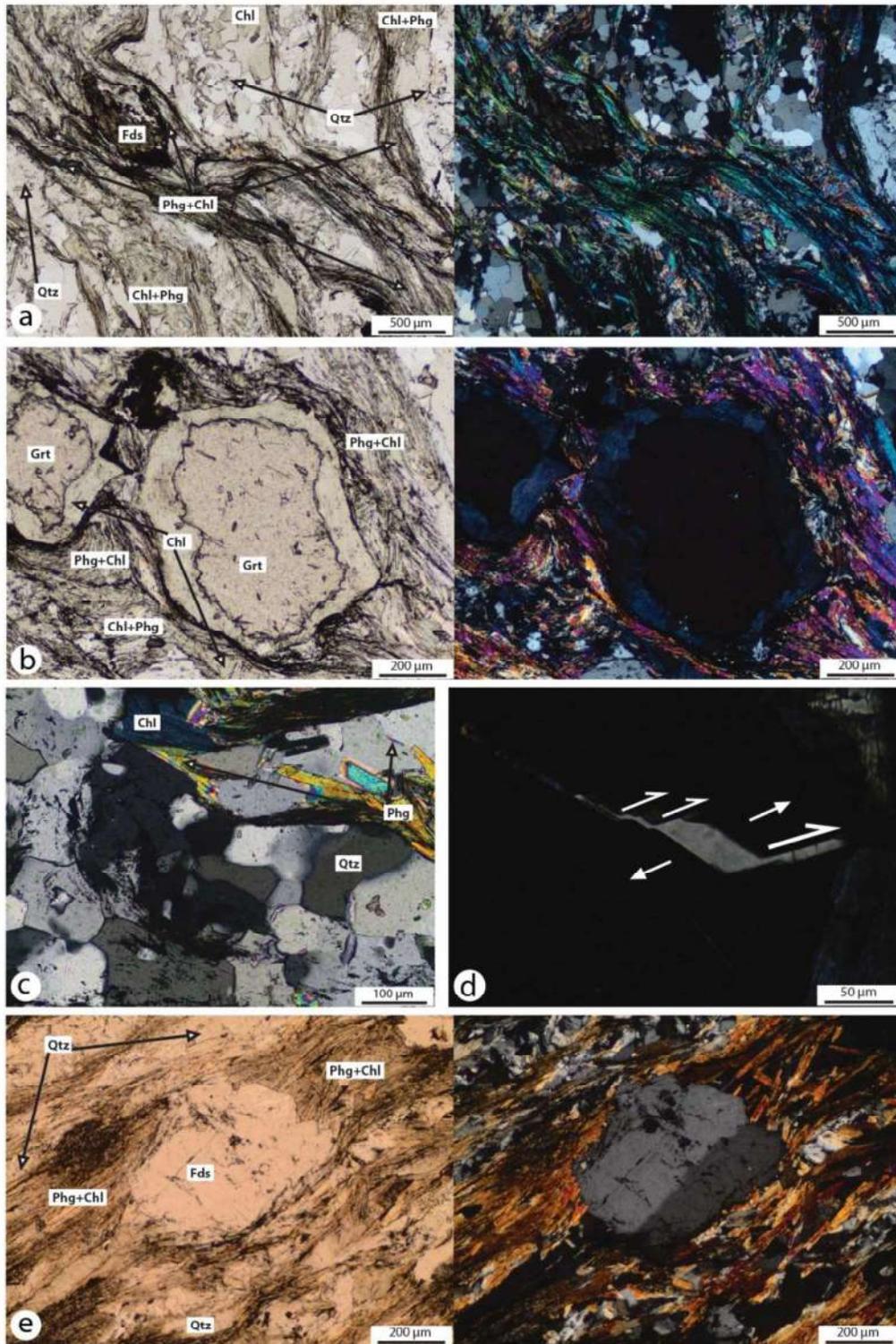


Figure 26 : Photos de lame mince de l'échantillon CSC10. (a) Niveaux de quartz boudinés entre les niveaux de phengite+chlorite. Certaines zones sont dominées par la chlorite. Un porphyroblaste de feldspath altéré est également observable entre des niveaux micacés. (b) Grenats entourés d'une couronne de chlorite. Ces grenats sont englobés dans les niveaux micassés qui présentent des queues de cristallisations parallèles à la foliation. (c) Niveau de quartz présentant des migrations de joints de grains. On y observe également des phengites cristallisants dans ces joints en formation. (d) Fente de tension en escalier au sein d'un grenat, montrant un cisaillement. (e) Niveaux de quartz boudinés entre des niveaux micassés. Un feldspath peu altéré est présent et ne semble pas affecter l'orientation des phengites.

Au sein de ces formations, des grenats sont présents. Ils sont entourés dans leur majorité par une couronne de chlorites (**Fig. 26b**). Ces grenats ne sont pas fracturés et présentent de rares inclusions. De très critères de cisaillement et de cinématique sont présents autour de ces grenats dont une structure pull-appart en échelons dans la direction N313 (**Fig. 26d**). Les bords des grenats sont plutôt peu anguleux et la chlorite autour a pu potentiellement remplacer le grenat.

De gros feldspaths (500 μm) sont également présents dans les niveaux micacés (**Fig. 26e**). Ils semblent cependant peu affectés par la déformation soulignée par les micas. Une autre génération de feldspath est partiellement remplacée et/ou altérée (**Fig. 26a**).

CSC8 : Cet échantillon de schiste à grenat est présent sous forme de boudin de schiste dans la zone de réaction, à proximité des schistes non affectés par la zone de réaction/mélange. Il présente la même structure que celle observée dans l'échantillon CSC 10, c'est-à-dire sous forme de bancs d'agrégats de quartz boudinés entre des bancs micacés. Les quartz présentent également des migrations de joints de grains indiquant une recristallisation. Des grenats entourés d'une couronne de chlorite (**Fig. 27**) sont localisés dans les bancs micacés mais cependant, ils sont plus fracturés et altérés que CSC10 et présentent des inclusions de quartz ainsi qu'une cristallisation de chlorite dans les fractures de ces grenats. Les phengites en haut à droite de la photo sont alignées et déformées alors que celles dans l'ombre de pression à gauche de la photo ne présentent pas d'orientation préférentielle.

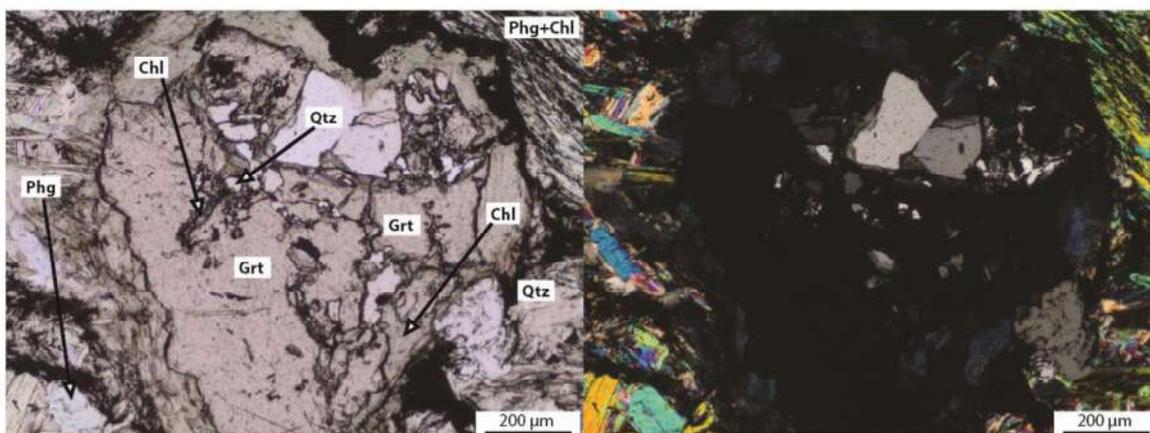


Figure 27 : Photo de l'échantillon CSC 8 représentant un zoom sur un grenat fracturé et altéré.

CSC9 : Echantillon de schiste à grenat présent à proximité (5-6 mètres) de la zone de réaction/mélange. Cet échantillon est orienté 318°N/27°NW. Les grenats sont très altérés et fracturés comme ceux de l'échantillon CSC 8 et présentent des inclusions de quartz, chlorite mais également de micas blancs.

Un troisième affleurement (Loc 251 localisée sur la **Figure 14**) permet d'observer les serpentinites et la zone de réaction à leur contact. On y retrouve des roches issues de la circulation de fluides en bordure des serpentinites.

Ca7a : Echantillon de schiste chloritisé (**Fig. 28**) présent à 3-4 mètres d'un bloc de serpentinite. On peut y observer que les assemblages phengite + chlorite cristallisent dans une matrice très fine de nature indéterminée. Le cristal de calcite au centre de la photo (**Fig. 28**) est très déformé et associée à la cristallisation de l'assemblage micassé comme on peut le voir sur son bord bas gauche avec les micas blancs qui semblent tourner avec son bord. Sur ces bords supérieurs droit le cristal paraît moins déformé et recoupe les micas blancs. Ces minéraux de calcite ont donc commencé à cristalliser en même temps que les ensembles micassés syn-déformation et ont fini de pousser post-déformation.

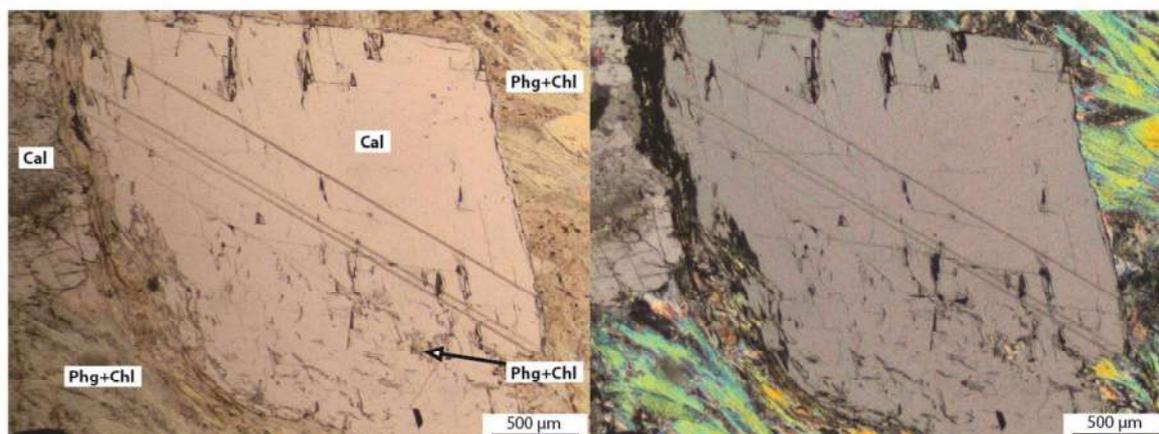


Figure 28 : Photo de l'échantillon Ca7a présentant des porphyroblastes de calcite/dolomite dans une matrice fine parcourue par des assemblages phengite + chlorite (Loc 251).

Ca4a et Ca5 : Echantillons de serpentinite présentant un assemblage serpentine + olivine + chromite. La géochimie de ces échantillons a été déterminée par analyse roche totale et est décrite ultérieurement.

Par la suite, l'encaissant de la Yuli Belt composé de méta-grès et de schistes a été étudié. Les échantillons CSC 11, 12, 13 et 14 ont été récoltés et des températures de $563 \pm 17^\circ\text{C}$ et $552 \pm 30^\circ\text{C}$ ont été calculées par méthode RSCM.

CSC 13B : Echantillon de schiste noir de l'encaissant. On y observe S2 se mettre en place en recoupant S0/S1 (**Fig. 29**). Cet échantillon est composé d'un assemblage à mica + chlorite + quartz.

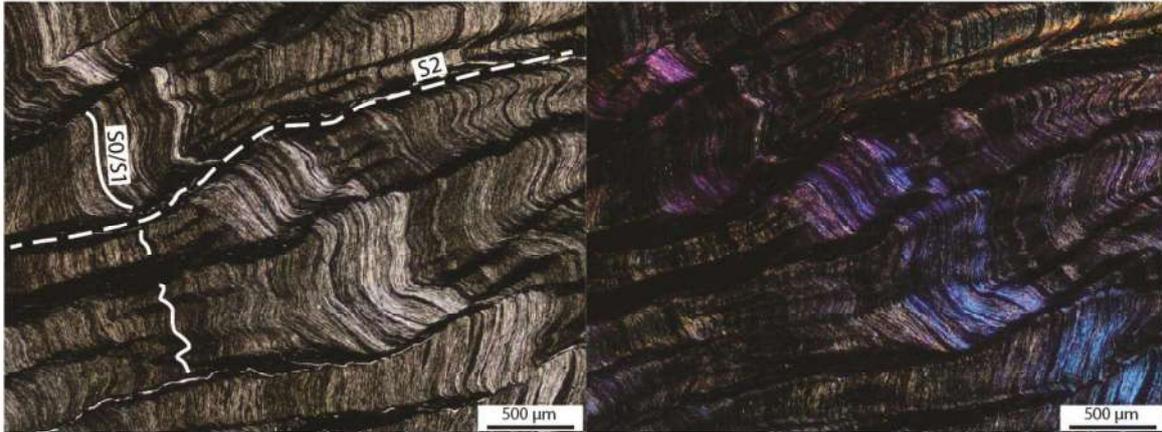


Figure 29 : Photo de l'échantillon CSC 13B de l'encaissant de la Yuli Belt avec la mise en place de S2.

CSC 13A : Echantillon d'une veine de calcite + quartz avec quelques clastes de méta-grès (**Fig. 30**). La veine de calcite + quartz (Qtz2 sur la figure) passe dans un encaissant de méta-grès composé d'un agrégat polygonal de quartz recristallisés (Qtz1 sur la figure) possédant des bordures de grain diffuses, mais moins diffuses que les bords de Qtz2. La calcite et les Qtz2 se sont donc mis en place sous forme de veine.

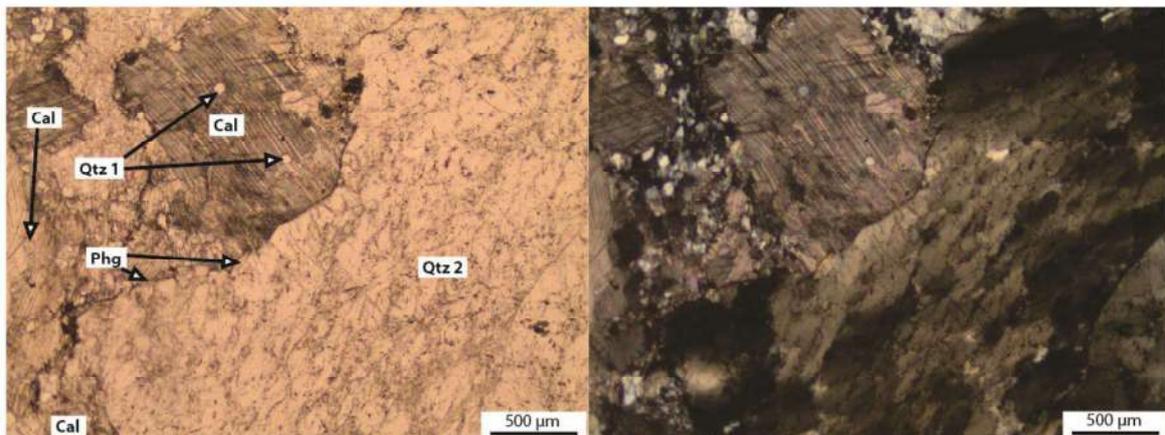


Figure 30 : Photo de lame de l'échantillon CSC 14a présentant une veine de calcite + quartz (quartz 2) passant dans un encaissant de méta-grès.

Conclusion de l'étude microscopique des échantillons : Cette étude microstructurale détaillée des échantillons de la vallée de Zhuoxi a permis de décrire les assemblages présents à proximité des boudins de serpentinites, où se trouvent exhumés les schistes à grenat de haute pression. Cette étude a permis de conclure que la zone de réaction en contact avec les serpentinites (zone 3) est composée de schiste à chlorite présentant des porphyroblastes de calcite. Il s'agit donc d'une zone de circulation importante de fluides chargés en CO₂, du fait de la présence de calcite (la calcite est riche en CO₂). Cette étude montre que la zone de mélange (zone 2) est quant à elle composée de schiste à talc et chlorite, de méta-psamite, de schiste à grenat ainsi que de méta-plagiogranite. Cette zone présente également une forte circulation de fluides qui s'exprime sous la forme de veines de quartz + épidote ainsi que par la présence d'amphiboles et de talc. La présence de talc est probablement le résultat de l'hydrothermalisme avec des fluides chargés en magnésium dont l'origine est sûrement mantellique car d'une part le manteau est chargé en MgO et d'autre part ces lithologies sont situées à proximité de serpentinites. La zone 1 est constituée de schistes à grenat et présente une déformation D2 très claire venant recouper S0/S1. Ces schistes de haute pression ne semblent pas avoir été percolés par une grande quantité de fluides mais présentent néanmoins des assemblages rétrogrades chlorite + phengite (les trajets rétrogrades chlorite-phengite ont été décrit dans le **Chapitre 3**) ainsi qu'une déstabilisation de certains rutiles en sphène. Pour finir, les grenats présentent une couronne de chlorites ayant probablement cristallisé durant le chemin rétrograde. Le **Tableau 1** récapitule les différents assemblages des échantillons étudiés dans la vallée de Zhuoxi.

Tableau 1 : Récapitulatif des différentes paragenèses observées dans les échantillons de la vallée de Zhuoxi au sein de laquelle est présent un contact entre des serpentinites et des schistes à grenat.

Echantillon	Lithologie	Zone	Quartz	Phengite	Chlorite	Feldspath	Epidote	Amphibole	Grenat	Rutile	Sphène	Ilménite	Talc	Clacite
CSC 1	Schiste à talc et chlorite	2			X								X	
CSC 2	Métaglaciogranite	2												
CSC 3	Méta-psamite	2												
CSC 4	Schiste	2												
CSC 6	Méta-plagiogranite	2	X	X		X	X							
CSC 7	Méta-plagiogranite	2	X	X		X	X	X						
CSC 8	Schiste à grenat	2	X	X	X	X	X		X	X	X	X		
CSC 9	Schiste à grenat	1	X	X	X	X	X		X	X	X	X		
CSC 10	Schiste à grenat	1	X	X	X	X	X		X	X	X	X		
Ca7a	Schiste chloritisé	3	?	X	X									X
CSC 13	Schiste noir	Encaissant	X	X	X									
CSC 14a	Veine de calcite + quartz	Encaissant	X	X	X									X

4. Pétrographie des roches métamorphiques de haut grade.

De nombreuses analyses microsondes ont été réalisées sur les roches de la Yuli Belt, et notamment sur les échantillons CSC 10 (schiste à grenat) et CSC 7 (méta-plagiogranite). Les phases minérales dont la chimie a été étudiée sont les micas, amphiboles, chlorites, feldspaths, grenats, rutiles et sphènes. Cette étude chimique a pour but de préciser la nature de chaque phase minérale et de donner des indices afin de contraindre les conditions P-T.

Les micas blancs de CSC 10 et CSC7 ont une composition intermédiaire entre celle de la céladonite pure ($X_{\text{Cel}}0.5-0.6$; **Fig. 31a**) et celle de la muscovite pure ($X_{\text{Mus}}0.4-0.5$; **Fig. 31a**). Il n'y a qu'un seul point avec une composition intermédiaire entre les 3 pôles céladonite, muscovite et paragonite (équivalent sodique de la muscovite). En effet, d'après les analyses ponctuelles à la microsonde, ce point montre des teneurs en Na_2O de 3% quand tous les autres points sont à 0.5-1% de Na_2O , ce qui le rapproche plus du pôle céladonite que les autres micas.

La **Figure 31b** nous montre une distribution étalée principalement entre des micas de type muscovite et d'autres de type phengite (forme haute pression de la muscovite). Le passage de la muscovite à la phengite se fait par la substitution de Tshermak (représentée par la droite en trait plein de la **Figure 31b**) : $2\text{Al} \rightarrow (\text{Fe}, \text{Mg}) + \text{Si}$. Plus la substitution est poussée plus la pression est élevée et donc plus la teneur en Si dans la phengite augmente. On peut donc voir dans la **Figure 31b** que les phengite de CSC 7 ont subi une substitution plus poussée que celle de CSC 10.

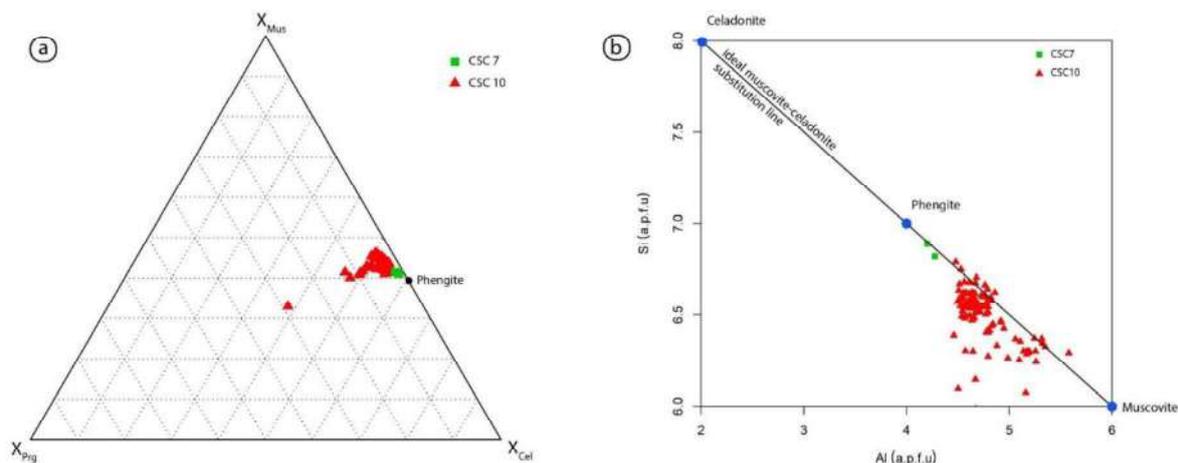


Figure 31 : (a) Compositions en pôles purs pour les micas blancs de CSC 10 ; (b) Composition des micas blancs potassiques pour les échantillons CSC7 et CSC10 (normalisation 22 O).

Les amphiboles sont présentes uniquement dans l'échantillon CSC 7. Ce sont des amphiboles calciques, on en retrouve 2 types : les magnésio-hornblendes et les actinolites. Ces dernières sont le produit d'altération de la hornblende selon la réaction :



Connaissant cette équation et après observation microscopique (**Fig. 25b**) nous pouvons dire que les amphiboles dans CSC 7 semblent être magmatiques du fait de leur fort relief et leur aspect automorphe. En effet les hornblendes en lame mince sont très altérées et certaines ont été totalement remplacée par de l'actinolite.

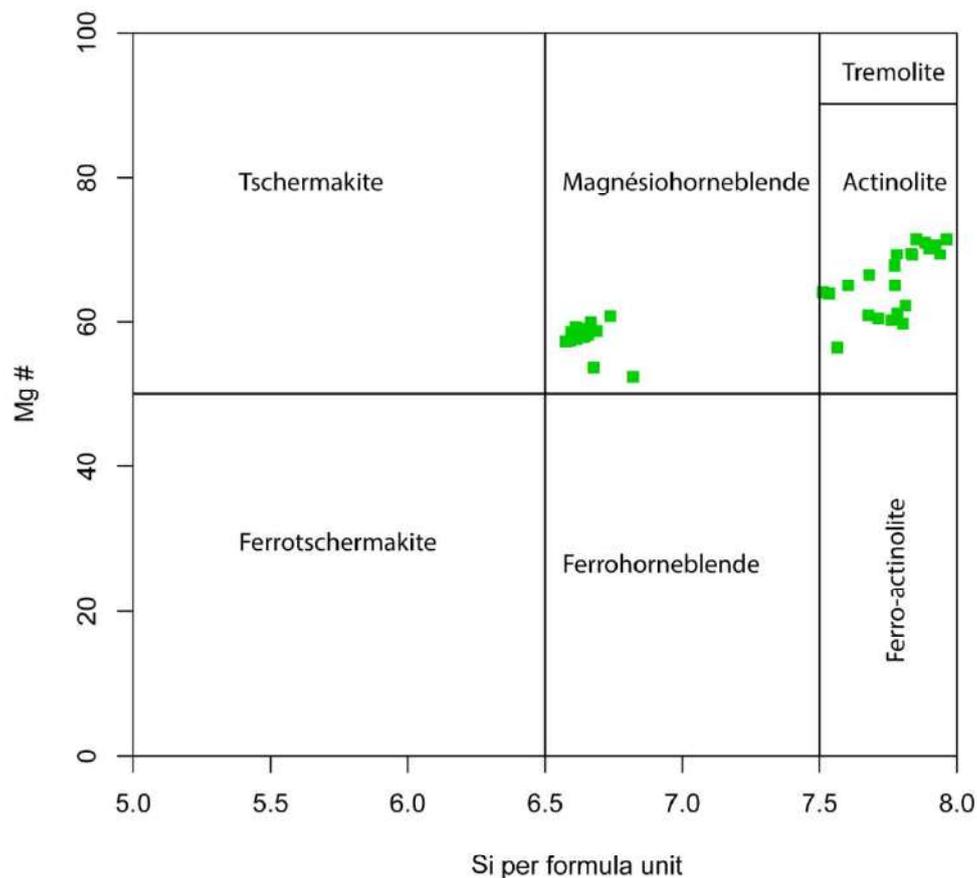


Figure 32 : Classification des amphiboles calciques (240) de CSC 7 d'après [Leake et al. \(1997\)](#).

Les chlorites présentes dans CSC 7 et CSC 10 ont des chimies différentes. D'après la **Figure 33** celles de CSC 10 sont de type ripidolite qui correspondent à des chlorites riches en fer tandis que celles de CSC 7 sont de type pycnochlorite avec des compositions moins riches en FeO_t que dans les ripidolites (respectivement 19-23% vs 29-31%). Les analyses ponctuelles à la microsonde montrent que les chlorites de CSC7 sont plus riches en MgO que celle de CSC 10 (respectivement 8-10% vs 16-19%). Les variations chimiques des chlorites dans chaque échantillon pourraient être liées à une substitution de Tshermak. Les chlorites de CSC 7 ont effectivement des teneurs en Si plus élevé que celles de CSC 10 (5.75 a.p.f.u contre 5.28 a.p.f.u).

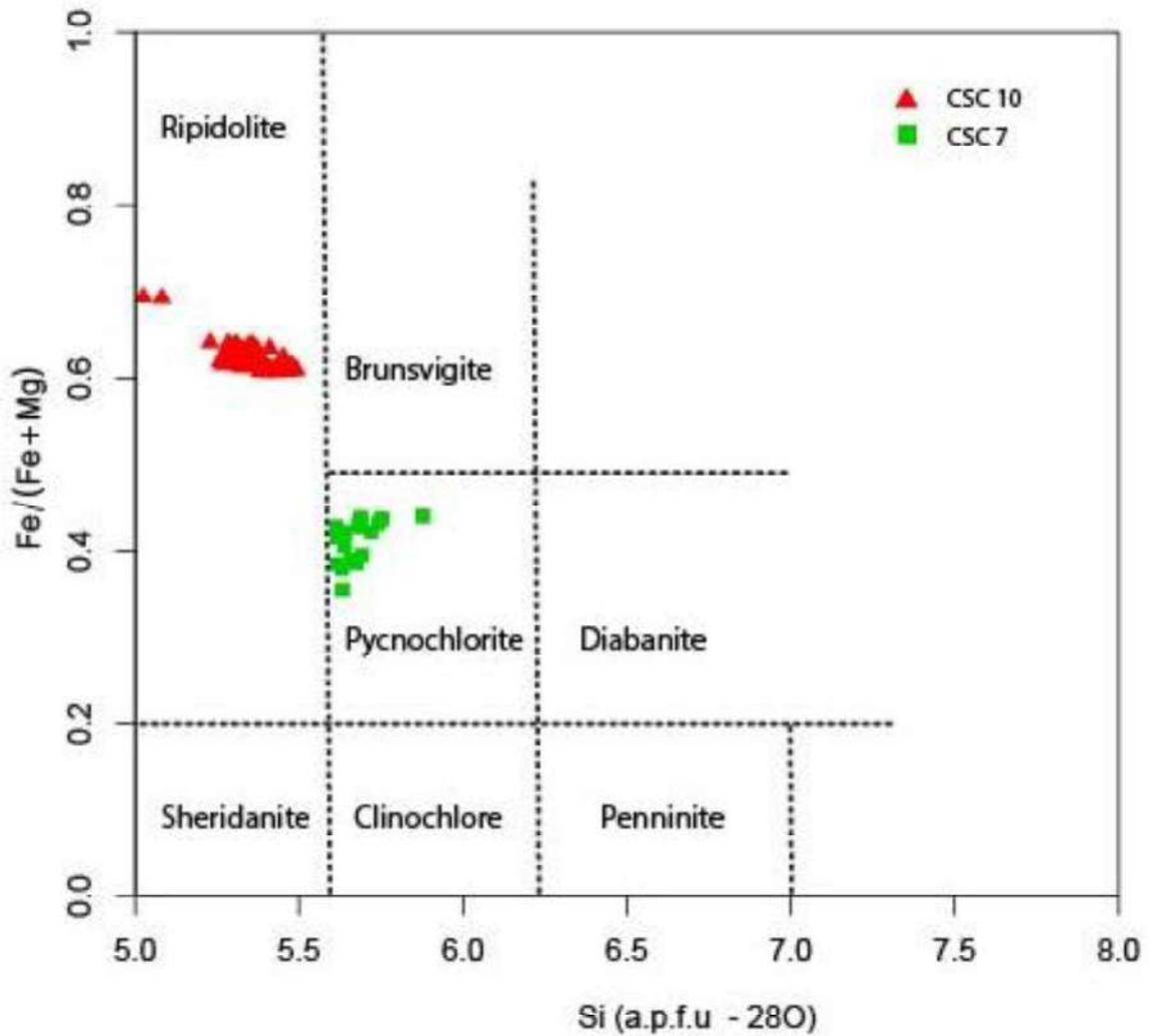


Figure 33 : Classification des chlorites de CSC7 et CSC10 (280) d'après Hey (1954).

Les feldspaths de CSC 10 et CSC 7 présentent les mêmes compositions chimiques. Ce sont des feldspaths sodiques proche du pôle albite (97-99% ; **Fig. 34**). D'après les observations microscopiques (**Fig. 25, 26**) les plagioclases de CSC 7 et CSC 10 sont d'origine magmatique. Ils ont sans doute été mobilisés lors du métamorphisme associé à une perte en calcium et permettant la cristallisation d'amphibole secondaire (actinolite) dans la matrice.

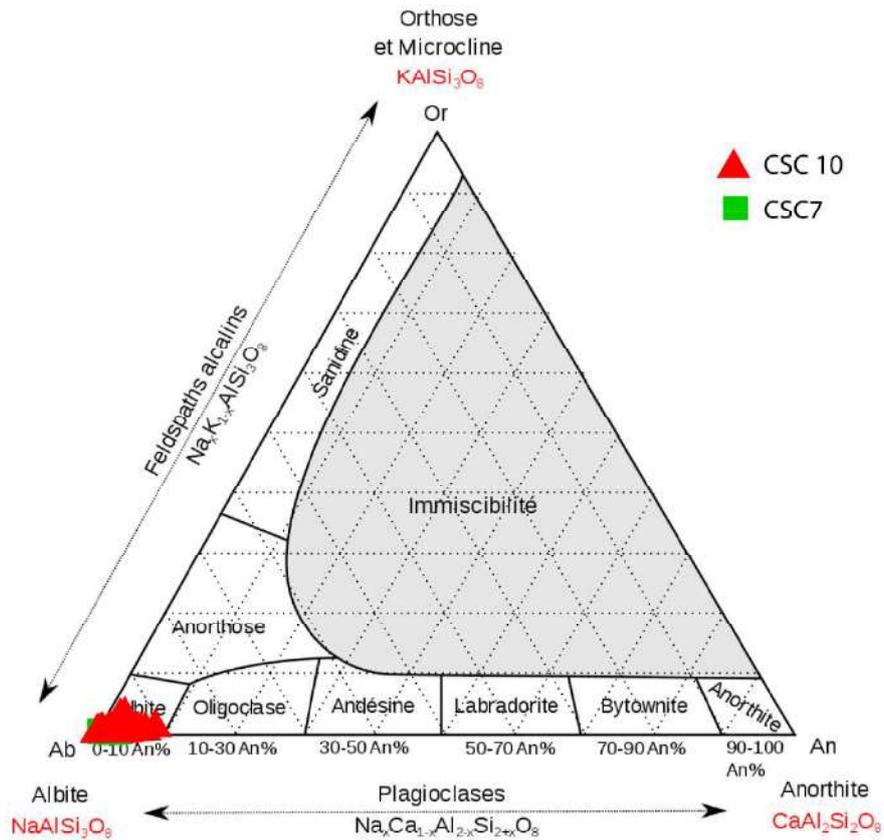


Figure 34 : Classification des feldspaths de CSC10 et CSC7 (320) d'après Greenwood et Earnshaw (1984).

Les analyses d'oxyde de titane ont été placés dans un diagramme ternaire CaO-SiO₂-TiO₂ (**Fig. 35**) afin de déterminer l'identité des phases minérales. L'échantillon CSC 10 présente des sphènes et des rutiles tandis que CSC 7 ne présente que des sphènes.

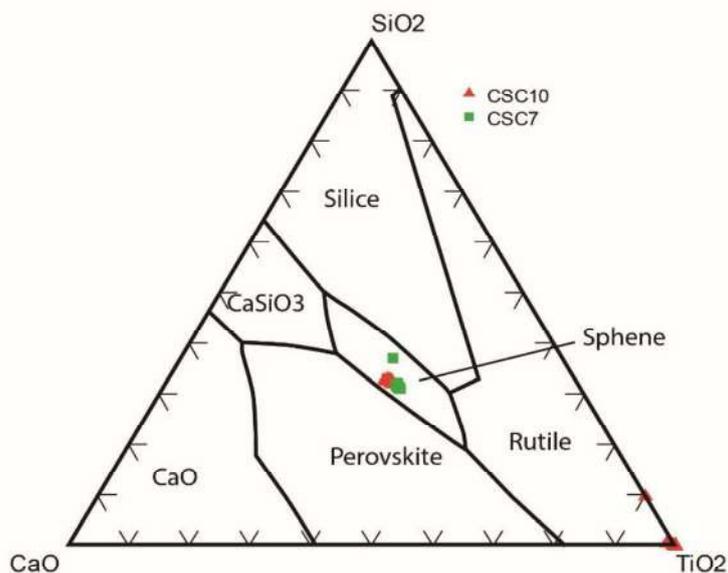


Figure 35 : Diagramme ternaire de classification des oxydes de titane d'après Danek et Nerad (2002).

Toutes les analyses dans les grenats (**Fig. 36**) montrent des compositions riches en almandin (avec des fractions entre 60-80%). Les bords des grenats montrent des compositions plus élevées en fer ($X_{alm}0.80$; **Fig. 36d**) que les cœurs ($X_{alm}0.60$; Fig. 5d). Inversement, les cœurs de grenats sont plus riches en calcium ($X_{grss}0.23$; **Fig. 36c**) et manganèse ($X_{sps}0.15$; **Fig. 36b**) que les bordures (respectivement 11% et 0-5%). Il y a donc des variations en teneur pour le fer, le manganèse et le calcium. Seul le magnésium ne présente pas de variation cœur/bordures, avec un spectre quasiment plat ($X_{pyr}0.05$). Les grenats étant entourés d'une couronne de chlorites, ceci explique les différences cœurs/bordures. En effet les chlorites de CSC10 (**Fig. 33**) sont des ripidolites ($(Mg,Fe,Al)_6(Si,Al)_4O_{10}(OH)_8$), riches en Mg, Fe et Al. Ces chlorites pourraient venir de l'altération et disparition totale de biotites qui se trouvaient en bordures de ces grenats, puis se rééquilibreraient avec celui-ci. Les grenats peuvent aussi partiellement s'altérer en chlorite, d'où des bords de grenats moins riche en fer que les cœurs. Ainsi, les compositions des bords de grenats sont affectées par la présence de ces chlorites.

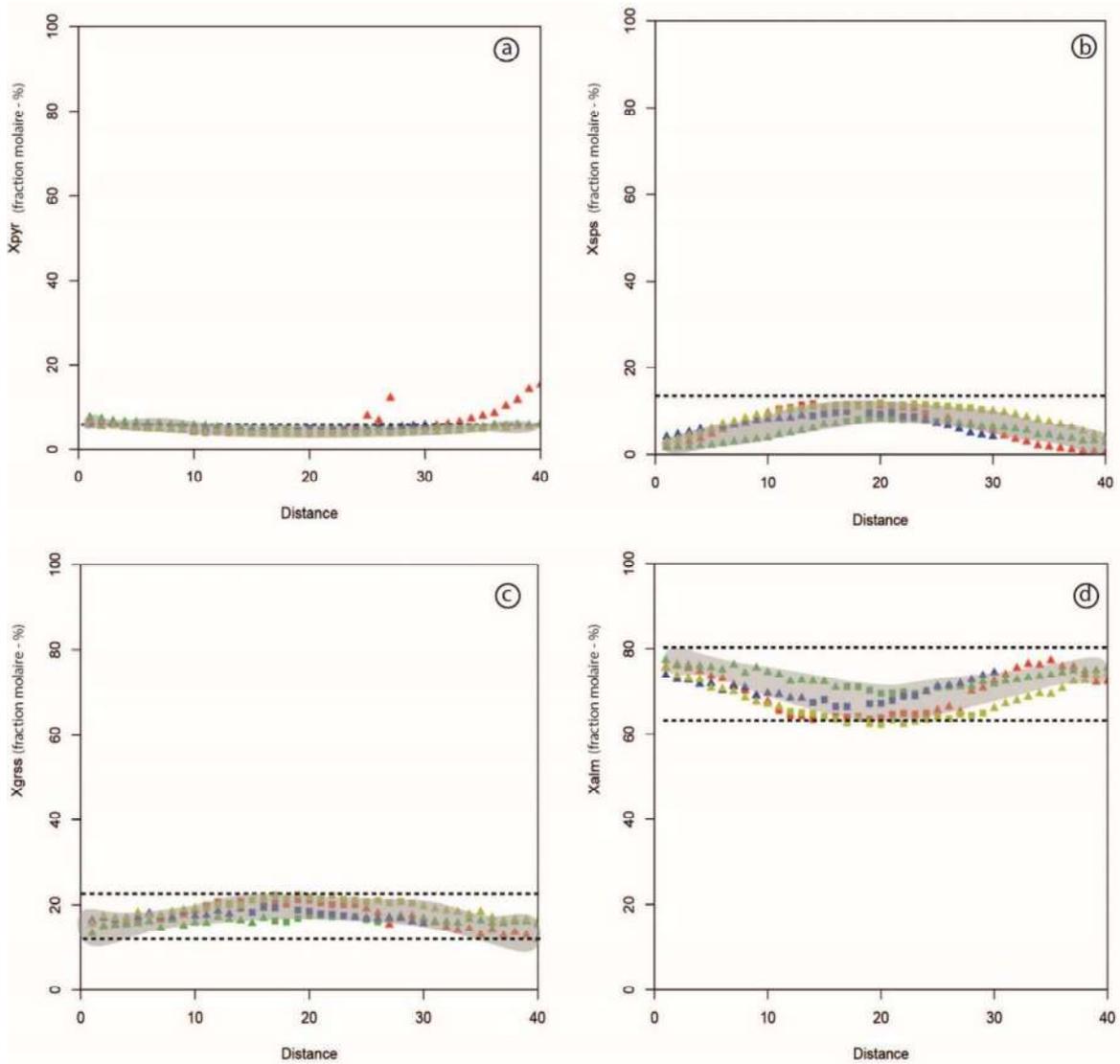


Figure 36 : Profils de compositions exprimés en pôles pures (fraction molaire en %) pour les grenats de CSC10 bords à bords en passant par le cœur (transects). a) Xpyrope, b) Xspessartine, c) Xgrossulaires, d) XAlmandin. Les différentes couleurs représentent les 4 transects effectués sur 4 grenats différents. Les triangles sont les valeurs aux bordures et les carrés les valeurs aux cœurs. La zone grise est la zone moyennée. Les traits en pointillés représentent les valeurs maximum et minimum en fraction de pôles pures.

Discussion sur les données pétrographiques :

L'étude des micas blancs montre que les phengites de l'échantillon CSC 7 ont subi une substitution de Tshermak plus importante que l'échantillon CSC 10, ce qui pourrait indiquer une pression également supérieure. Au sein de l'échantillon CSC 10, les valeurs des chlorites sont également réparties le long de la substitution de Tshermak ce qui indique que les phengites ont cristallisé à des pressions différentes (chemin prograde ou rétrograde). Cependant, l'étude de la cinématique couplée aux observations microscopiques permet de dire que ces micas associés aux chlorites ont cristallisé syn-S2 et correspondraient à une phase rétrograde.

L'échantillon CSC 7 présente des amphiboles magmatiques (hornblende) qui ont ensuite été déstabilisées suivant la réaction « feldspath plagioclase + hornblende + H₂O → chlorite + antinolite ». Les analyses de feldspaths confirment la présence de plagioclase de type albite. La chlorite a donc pu se former durant cet épisode de déstabilisation.

L'étude des chlorites met en lumière deux chimies différentes entre les échantillons CSC 7 et CSC 10. L'échantillon CSC 7 est composé de Pycnochlorites tandis que CSC 10 est composé de Ripidolite. Les pycnochlorites étant plus riches en silice, la substitution de Tshermak nous indique qu'elles ont dû se former à plus haute pression.

L'échantillon CSC 10 présente des rutilites ainsi que des sphènes, indiquant que les rutilites ont dû être déstabilisés en sphène le long du trajet rétrograde. L'échantillon CSC 7 ne présente que des sphènes, ce qui indique qu'il n'a pas atteint une pression suffisante pour former des rutilites ou qu'ils ont totalement été déstabilisés en sphène.

Les profils chimiques dans les grenats de l'échantillon CSC 10 associés aux compositions chimiques des autres phases minérales permettent en ce qui concerne les successions de phases de proposer une chronologie des événements pour cet échantillon. La réaction de déstabilisation de la biotite et des feldspaths potassiques a permis de former les muscovites sur le chemin rétrograde. La muscovite devient moins céladonique ; et c'est ce qu'on observe sur les micas blancs de CSC10 (**Fig. 31**) qui présentent des compositions intermédiaires entre le pôle phengite et muscovite. Ces compositions de micas blancs apparues au pic de métamorphisme et sur le trajet rétrograde sont d'ailleurs associées à une cristallisation de chlorite à l'équilibre (avec ces phengites) et syn-déformation D2. Cette déformation D2 permet l'exhumation des roches de haute pression avec une composante décrochante majeure.

La biotite s'est également déstabilisée selon la réaction suivante : biotite + quartz → chlorite + feldspath + H₂O. Ceci marque la sortie de la biotite de l'assemblage minéral, sans que l'on ait pu garder

une trace de sa présence. Aussi, la chloritisation de la biotite s'accompagne de l'albitisation des feldspaths, dont on voit très nettement la composition albitique sur la **Figure 34**.

5. Thermobarométrie sur les assemblages de haute pression

L'étude de la pression et de la température sur les échantillons de la Yuli Belt est un point clé pour retracer leur histoire géodynamique. Nous avons choisi dans un premier temps d'effectuer une étude pétrologique couplée à de la chimie sur les différentes phases minérales afin d'obtenir des informations qualitatives sur le degré de métamorphisme atteint par la roche. Par la suite, plusieurs méthodes quantitatives ont été conduites comme la thermométrie par méthode RSCM, la méthode de multi-équilibres chlorite-phengite ainsi que les modélisations thermodynamiques par minimisation d'énergie libre utilisant les analyses roche totale [programme Perple_X (Connolly, 2005)]. La thermométrie sur chlorite n'a pas été menée car les pressions atteintes par les assemblages de haute pression ne sont pas compatibles avec les calibrations existantes.

5.1. Etude RSCM

Les résultats de l'étude RSCM ont été soumis dans la publication « Strain partitioning and exhumation in oblique Taiwan collision : implications of rift architecture and plate kinematics » pour le journal *Tectonics*. Cependant les résultats dans la Yuli Belt (**Fig. 37**) n'ont pas vraiment été exploités dans cette publication car la cible de ce papier était l'accommodation de la déformation et la thermicité dans la zone d'initiation de la collision et non la haute pression.

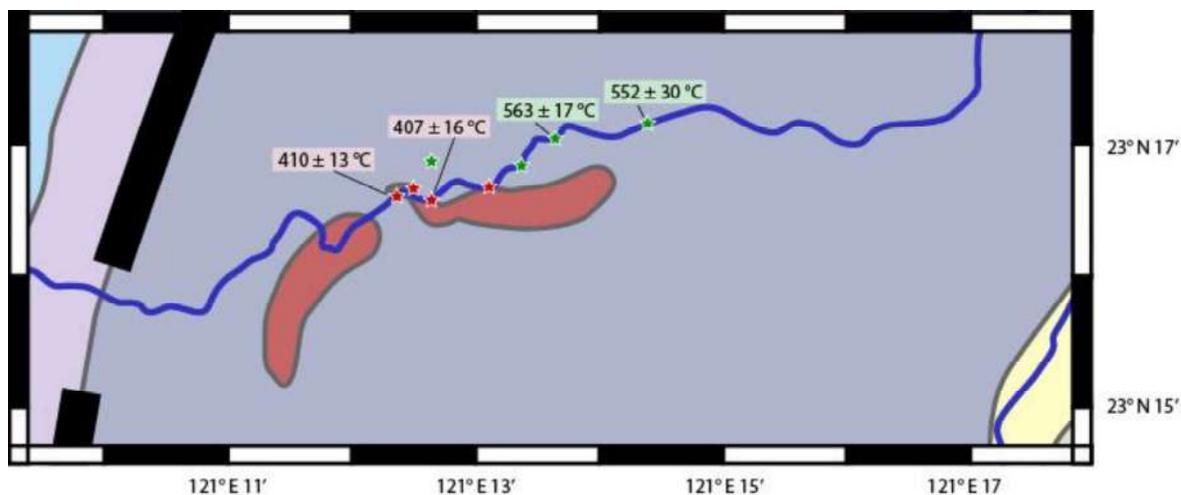


Figure 37 : Carte des températures maximum obtenues par méthode RSCM dans la vallée de Zhuoxi. Les serpentinites sont représentées en rouge sur la carte. Les localités représentées par une étoile verte se trouvent dans l'encaissant basse pression (Loc 201, 202, 203, 250) tandis que les étoiles rouges se trouvent dans la zone de contact avec les serpentinites (Loc 195, 198, 199, 251).

L'étude de terrain ainsi que la pétrologie détaillée ont montré que les schistes à grenat et les méta-plagiogranites étaient localisés au contact des boudins de serpentinite. Il a également été montré que les schistes dans l'encaissant ne présentent pas de paragenèses de haute pression (quartz + phengite + chlorite) tandis que les schistes au contact des serpentinites sont composés de quartz +

phengite + chlorite + feldspath + épidote + grenat + rutile + sphène + ilménite, diagnostiquant des conditions de plus haute pression. Les températures maximales obtenues par méthode RSCM (**Fig. 37**) nous apparaissent primordiales. En effet, les métasédiments de l'encaissant indiquent des températures de 563 ± 17 °C et 552 ± 30 °C. Cependant, les résultats dans les schistes à grenat au contact des serpentinites sont de 410 ± 13 °C et 407 ± 16 °C, ce qui est nettement en deçà des températures obtenues pour les métasédiments de l'encaissant.

Discussion des données RSCM : Il est important de rappeler que le phénomène de graphitisation de la matière organique lié à une augmentation de température dans des métasédiments est un phénomène irréversible. Les résultats de l'étude RSCM dans la vallée de Zhuoxi nous permettent de définir que l'encaissant de la Yuli Belt a atteint une température maximale de 520-580 °C. Cependant, les assemblages de haute pression n'ont atteint qu'une température de 390-420 °C. Ces roches de haute pression n'ont donc pas enregistré le pic de température présent au sein de l'encaissant et, de facto, doivent s'être mis en place après cet épisode haute température. Plusieurs conséquences en découlent :

- La mise en place de ces lithologies au sein de la Yuli Belt n'est pas sédimentaire.
- Il ne s'agit pas d'un bassin fore-arc présentant des blocs exotiques dès lors de sa formation (avant l'épisode de métamorphisme).
- La mise en place de ces lithologies est donc tectonique.
- Cette mise en place tectonique est associée à une cinématique décrochante.

5.2. Multi-équilibre chlorite-mica

Des équilibres chlorite-mica ont été modélisés et proposés dans la publication « Strain partitioning and exhumation in oblique Taiwan collision : implications of rift architecture and plate kinematics » pour le journal *Tectonics*. L'échantillon CSC 10 fait partie des échantillons modélisés et nous allons ici rappeler les résultats obtenus (**Fig. 38**). Tout d'abord, on peut voir que tous les équilibres chlorite-phengite présentent des températures inférieures ou égales à la température RSCM, ce qui nous conforte dans la robustesse de cette méthode. Le pic métamorphique associé est de 15 kbars et 390 °C. On peut également noter que les estimations en pression de [Keyser et al. \(2016\)](#) basées sur des schistes à grenat sont assez similaires à celles déterminées par les équilibres chlorite-phengite. Cependant, la température maximale est probablement surestimée du fait que ces auteurs ont utilisé des analyses de roche totale pour déterminer le pic de métamorphisme.

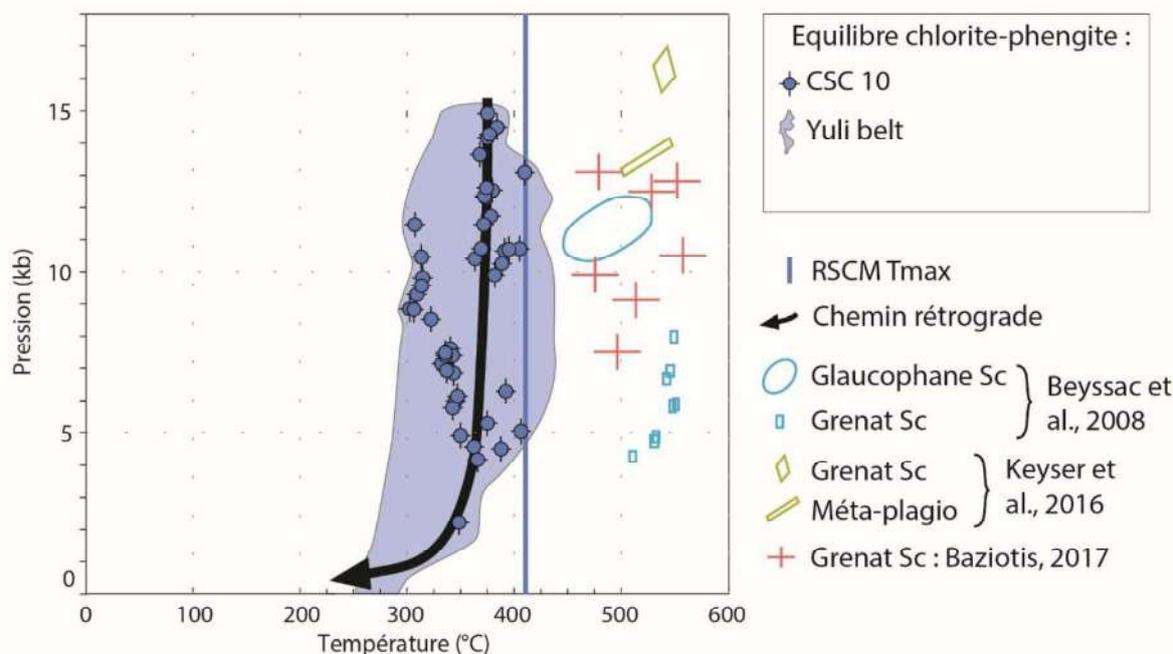


Figure 38 : Equilibres chlorite-phengite de l'échantillon CSC 10. Les estimations effectuées par [Beyssac et al. \(2008\)](#), [Keyser et al. \(2016\)](#) et [Baziotis \(2017\)](#) sont également reportées.

5.3. Modélisation thermodynamique

Dans le but de déterminer les conditions P-T subies par les échantillons de schiste à grenat, des modélisations thermodynamiques à l'aide de *Perple_X* ont été effectuées à partir d'analyses roches totales effectuées au SARM (Service d'Analyse des Roches et des Minéraux) de Nancy.

Il est important de spécifier les paramètres choisis pour les modélisations thermodynamiques car ces paramètres peuvent avoir une grande importance sur les résultats obtenus. Nous avons choisi de

modéliser l'échantillon CSC 10 du fait du nombre important d'analyses microsonde que nous avons à notre disposition. Cet échantillon a également donné des résultats par la méthode multi-équilibre chlorite-mica, la thermométrie sur chlorite et la méthode RSCM. Ces approches indépendantes permettent d'avoir un regard critique sur les résultats des modélisations. CSC10 présente une paragenèse à mica + chlorite + grenat + quartz + feldspath + chloritoïde + oxides + rutile + sphène + épidote + ilménite. Pour cet échantillon, nous disposons d'analyses ponctuelles obtenues à la microsonde de feldspath, chlorite, mica, sphène, rutile, Mangnesian Ilménite ((Fe,Mn)²⁺TiO₃), épidote et grenat.

Le programme Perple_X (Connolly, 1990 ; Connolly, 2005) permet d'effectuer des calculs thermodynamiques et des représentations graphiques des résultats calculés sous la forme de pseudo section. Nous avons choisi d'effectuer des calculs de stabilité dans un espace pression température par minimisation de l'énergie libre de Gibbs à partir de données roche totale. Dans les réglages Perple_X, les modélisations ont été réalisées avec la base de données hp02ver.dat de Holland et Powell (2002, 2003) qui est la plus adaptée pour modéliser les transformations métamorphiques au sein des métasédiments. Les éléments choisis sont SiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂ et H₂O et les solutions solides sélectionnées sont les suivantes : Amph(DHP), Bio(TCC), Gt(HP), Chl(HP), St(HP), Pl(h), Sp(HP), Ctd(HP), San, Ilm(WPH), Pheng(HP) et Opx(HP).

5.3.1. Grenats

Les grenats sont souvent représentés comme une solution entre plusieurs pôles pures qui sont les suivants ; Pyrope (pôle magnésien), Spessartine (pôle manganésien), Grossulaire (pôle calcique) et Almandin (pôle ferrique). La projection des fractions des pôles pures pour une gamme de pression et de température dans une grille P-T permet d'obtenir un champ P-T de formation du grenat étudié et donc les paramètres physiques de sa formation. En poussant le détail des pôles purs en différenciant les cœurs des bords des grenats, nous pouvons différencier des épisodes de croissance. Les isoplèthes du grenat ont été modélisés à partir des analyses roche totale dans un premier temps (**Fig. 39**), puis les compositions en pôles pures calculées à partir des données microsonde ont été projetées dessus.

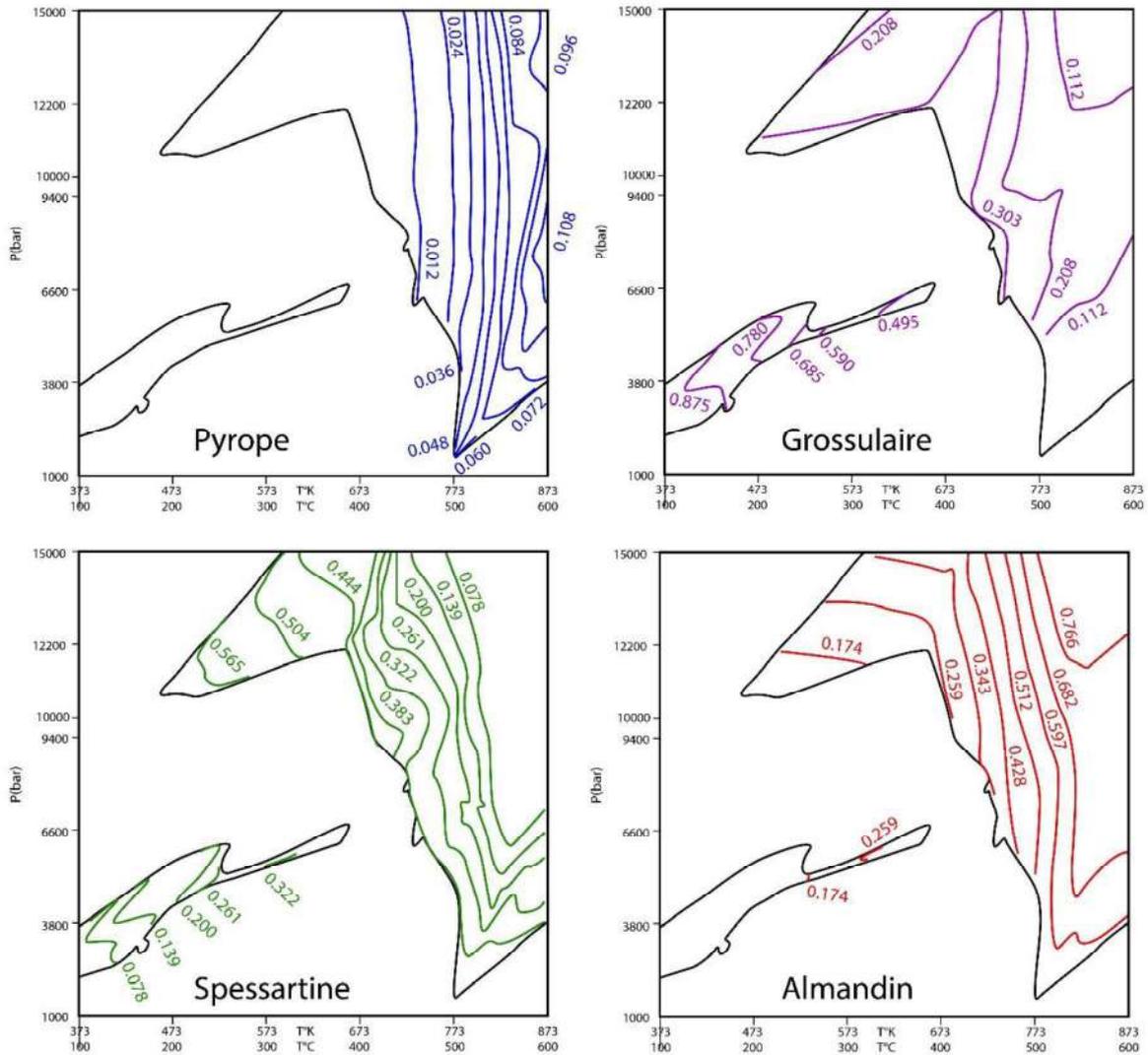


Figure 39 : Modélisation des différentes fractions des pôles pures des grenats calculées et projetées sur des diagrammes P-T avec Perple_X. Ces modélisations sont réalisées à partir des analyses roche totale. Les lignes noirs représentent le champ de stabilité du grenat.

D'après les analyses ponctuelles obtenue à la microsonde, les cœurs du grenat montrent des fractions qui ont été reportées dans le **Tableau 2**. On peut noter que les cœurs possèdent des fractions plus importantes en grossulaire et en spessartine, et des fractions plus faibles en almandin et en pyrope. On peut noter que les pôles almandin et grossulaires sont majoritaires.

Tableau 2 : Compositions en pôles pures de grenats de l'échantillon CSC 10 mesurées par analyses microsonde dans les cœurs et les bordures.

		Xalm	Xpyr	Xgrss	Xsps
Cœur	Min	0,624	0,037	0,161	0,077
	Moy	0,660	0,042	0,196	0,102
	Max	0,711	0,053	0,224	0,119
Bordure	Min	0,654	0,040	0,119	0,005
	Moy	0,723	0,058	0,165	0,054
	Max	0,774	0,152	0,197	0,102

Par la suite, ces valeurs ont été reportées sur les diagrammes P-T des isoplèthes calculées à partir des analyses roche totale afin de définir un champ de stabilité pour les cœurs et les bordures des grenats (**Fig. 40**).

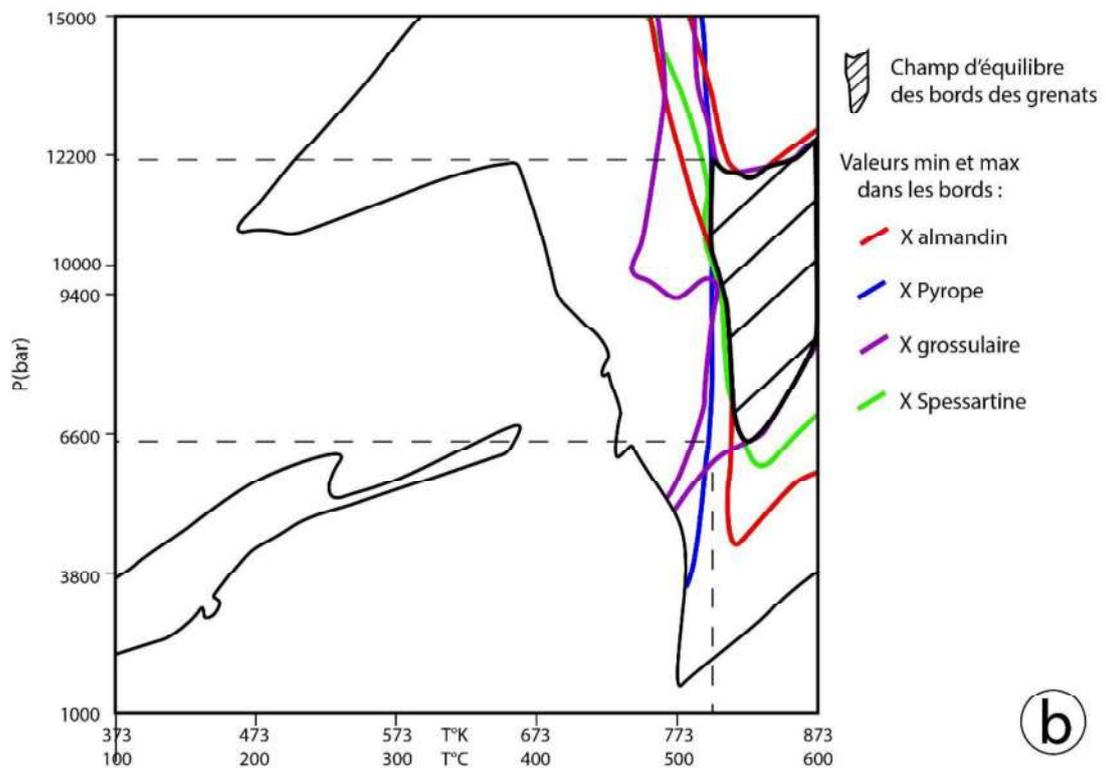
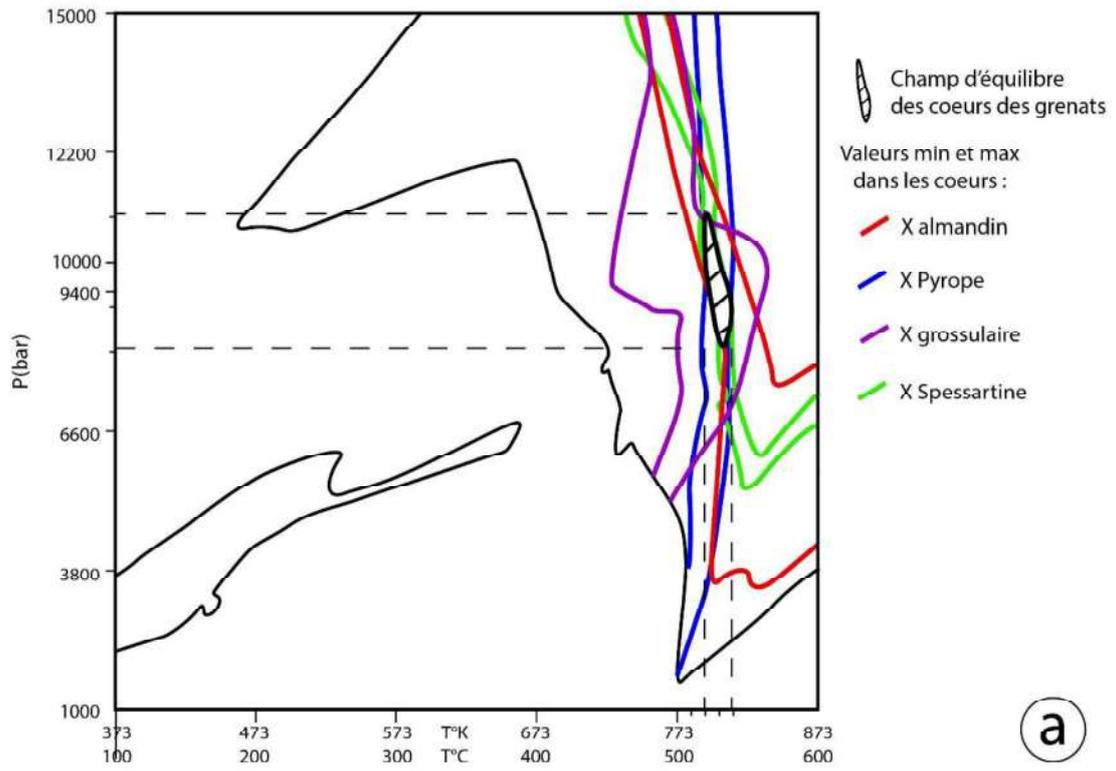


Figure 40 : Diagrammes P-T des isoplèthes correspondants aux valeurs min et max des cœurs (a) et des bordures (b) de grenats. Le champ de stabilité (ou d'équilibre) des cœurs et des bords des grenats a pu être contraint.

D'après les diagrammes de la **Figure 40**, les fractions décrites avant correspondent à un champ PT de 8 - 11 kbars et 520 - 540 °C pour les cœurs (**Fig. 40a**) et 6.5-12 kbars et 520 - >600 °C pour les bordures (**Fig. 40b**). Les cœurs et les bordures n'ont donc pas cristallisé à la même T ou P et donc pas à la même profondeur. D'après les géobaromètres naturels donnée par la pression lithostatique, la croissance cœur-bordure des grenats se serait faite entre 35 et 20 km de profondeur pour des températures de l'ordre de 520 - 540 °C, donc sur le trajet rétrograde d'exhumation.

5.3.2. Feldspaths

Des plagioclases ont également été analysés et leur chimie peut apporter des informations permettant de retracer l'histoire P-T de l'échantillon. Les plagioclases sont classés selon 3 pôles purs qui sont l'Albite ($\text{Na}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$), l'Anorthite ($\text{Ca}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$), et l'Orthose ($\text{K}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$). Les compositions des plagioclases de l'échantillon CSC10 les situent dans le champ du pôle pur de l'albite. En effet, dans un diagramme ternaire Ab-An-Or, la composante Ab est de 95-99% et An de 1-5% ce qui en fait quasiment des albites pures. Les isoplèthes des fractions albitique, anorthique et orthosique des plagioclases ont été modélisées sur Perple_X. Les plagioclases ne sont pas à l'équilibre avec la roche totale pour des $T < 600^\circ\text{C}$. Ils doivent donc être issus d'un épisode magmatique datant d'avant le dépôt des sédiments et sont donc hérités.

5.3.3. Phengites

La silice (Si) dans les phengites peut nous donner des informations sur la P ou la T à conditions de connaître au moins un de ces deux paramètres. D'après les analyses microsondes et après calcul des formules structurales sur la base de 11 oxygènes équivalents, on obtient des nombres d'atome de Si entre 3.12-3.4. Ces isoplèthes ont été reportés sur la **Figure 41**.

5.3.4. Synthèse des estimations P-T sur l'échantillon CSC 10

La **Figure 41** présente les données de Si dans les phengites ainsi que les équilibres des grenats qui proviennent des analyses roche totale. Les équilibres chlorite-mica et la température maximum RSCM qui sont déterminées à partir d'analyses ponctuelles ont également été reportés. On observe que les estimations effectuées à l'aide des analyses roche totales présentent des températures supérieures aux données RSCM.

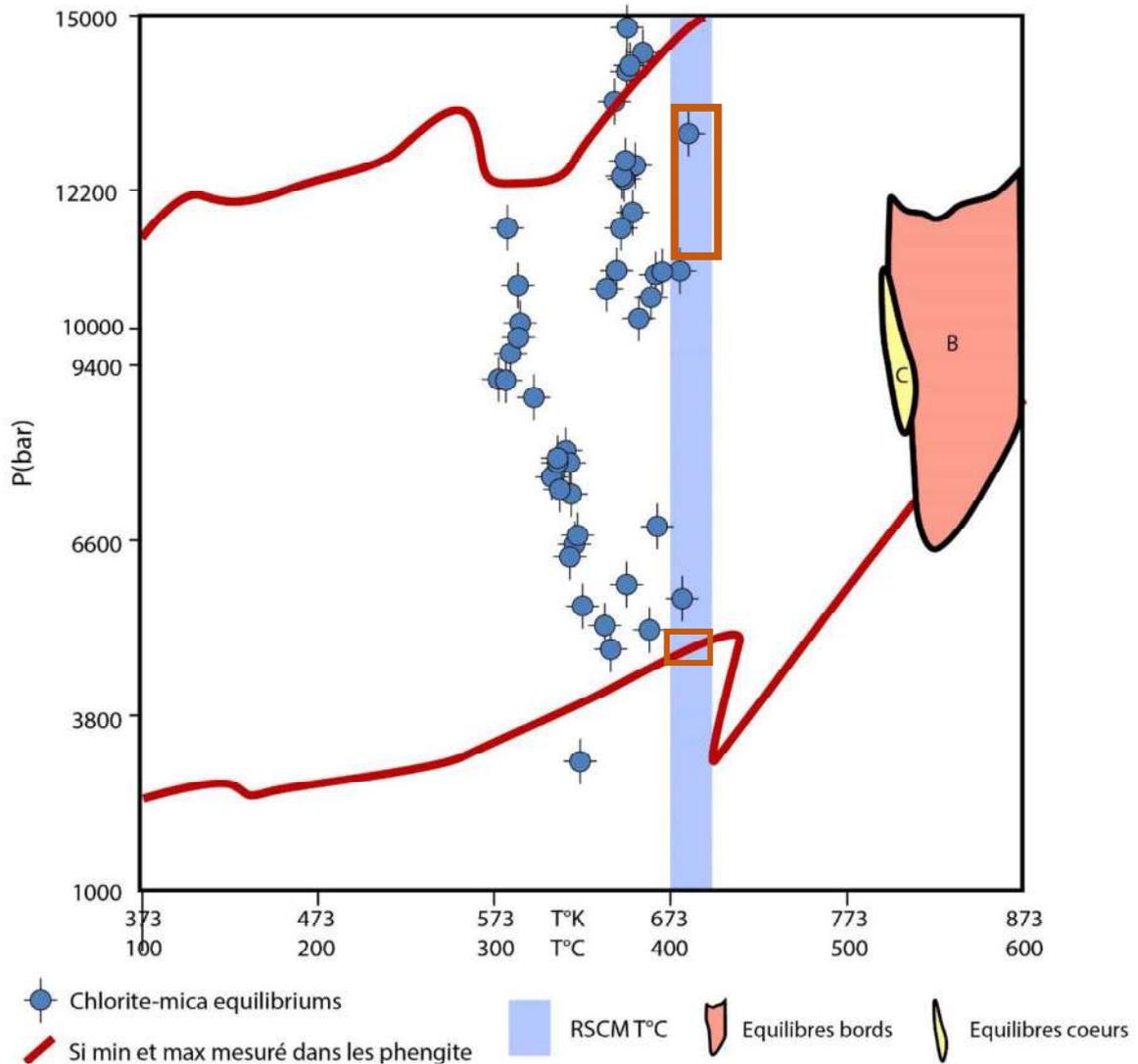


Figure 41 : Diagramme P-T de l'échantillon CSC 10 avec équilibres chlorite-mica, champs d'équilibre des cœurs et des bordures des grenats, isoplèthes des valeurs min et max de Si dans les phengites et Tmax définie par méthode RSCM.

5.4. Discussion des données de CSC 10 et des données de Keyser

Les équilibres calculés grâce aux isoplèthes du grenat indiquent des températures de 520 - >600 °C. Ces valeurs sont supérieures de plus de 100 °C à la température calculée avec la méthode RSCM qui est de 390-420 °C. Or, la température RSCM définit la température maximum atteinte par l'échantillon. De plus, les équilibres chlorite - phengite définissent également le même pic thermique autour de 420 °C. Tenant compte de l'héritage de feldspaths, nous pouvons supposer que d'autres phases minérales dans cette roche ne se sont pas rééquilibrées comme le grenat. Ils ne peuvent donc pas être utilisés pour effectuer des estimations P-T basées sur les isoplèthes modélisés à partir des analyses roche totale. De plus, la cristallisation des équilibres chlorite-phengite sur le chemin rétrograde confirme le fait que la roche totale n'est pas équilibrée au pic métamorphique.

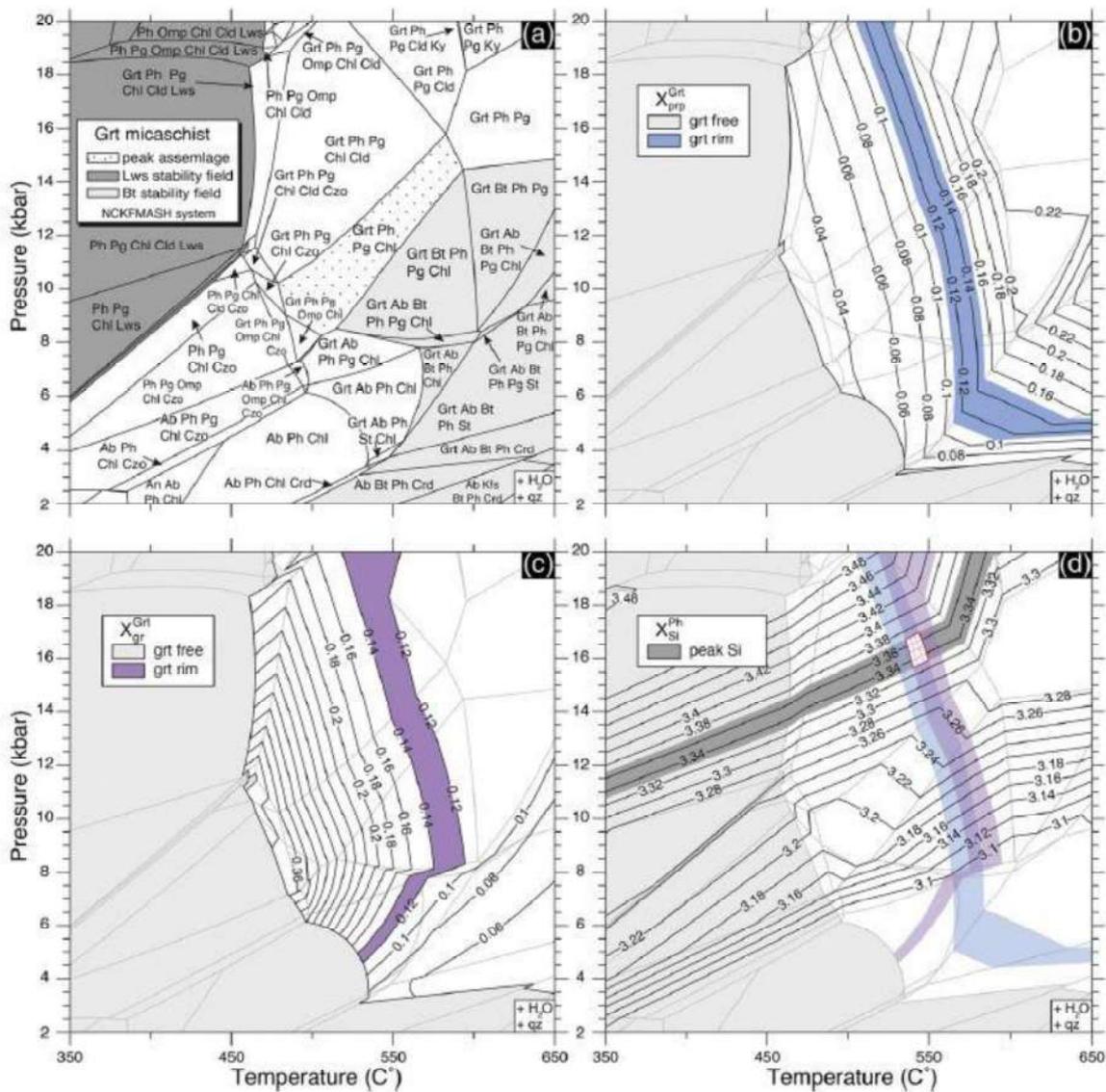


Figure 42 : Isoplèthes du grenat et équilibres obtenus par Keyser et al. (2016) pour un échantillon de micaschiste dans la vallée de Zhuoxi. Figure de Keyser et al. (2016).

L'étude de [Keyser et al. \(2016\)](#) présente des résultats similaires aux nôtres, avec une modélisation sur des schistes à grenat et utilisant aussi les analyses roche totale (**Fig. 42**). Ces auteurs ont défini un pic métamorphique en se basant d'une part sur les isoplèthes du Grs et du Pyr de d'autre part sur celles de la silice dans les phengites. Il en ressort un pic à 16 ± 1 kbars et 520-560 °C. Ils ont également effectué des modélisations sur les isoplèthes de la silice dans les phengites (P-X Si phengite) en fixant la température à 550°C. Cependant, ces auteurs n'ont pas effectué d'analyses RSCM et se sont basés sur les résultats de [Beysac et al. \(2007, 2008\)](#) qui définissent un pic autour de 550 °C dans une autre zone et sur des assemblages ne présentant pas de haute pression évidente.

Notre étude montre (1) que le pic thermique des schistes à grenat dans cette vallée est de 390 – 420 °C comme définit par la méthode RSCM et cohérent avec le multi-équilibres chlorite – phengite. (2) Les équilibres chlorite – phengite ont permis de définir un pic métamorphique en pression et en température de 13 – 15 kbars et 380 – 420 °C ainsi qu'un trajet rétrograde contraint jusqu'à 4 – 7 kbars et 330 – 420 °C. (3) La roche totale n'est pas à l'équilibre avec beaucoup des phases qu'elle contient et ne peut donc pas être utilisée pour effectuer des modélisations thermodynamiques par la méthode des pseudosections. (4) Les valeurs proposées par [Keyser et al. \(2016\)](#) sont donc à considérer avec prudence. (5) Le pic thermique (520 – 580 °C) s'exprimant dans l'encaissant basse pression de la Yuli Belt n'est cependant pas remis en cause.

6. Géochimie et sources des roches de la Yuli Belt

La géochimie sur roche totale permet non seulement de comparer les différents échantillons étudiés entre eux en terme de composition mais également de discuter leurs sources potentielles. En effet, l'origine des sédiments de la Yuli Belt pose déjà plusieurs questions : est-ce que les assemblages de haute pression et ceux de basse pression ont une source commune ou différente ? Quelle(s) est/sont la/les source(s) potentielle(s) ? Quelles corrélations peut-on faire entre les protolithes sédimentaires et les métasédiments ?

Les assemblages de haute pression sont retrouvés pour partie à proximité des serpentinites et pour autre partie dans une zone dite « de mélange ». On peut donc se demander : y a-t-il un échange de fluides des serpentinites vers les schistes adjacents permettant de former les assemblages de haute pression ? À quel point les circulations de fluides peuvent-elles modifier la géochimie des métasédiments ?

6.1. Géochimie des métasédiments de la Yuli Belt et comparaison avec les sédiments Mer de Chine du sud et les métasédiments de la Backbone

6.1.1. Géochimie des métasédiments de la Yuli Belt

Afin de caractériser au mieux les différents schistes de la Yuli Belt, de les comparer et d'en déterminer les sources potentielles, leur chimie (**Tableau 3**) a été normalisée à la CCS (croûte continentale supérieure [Taylor et McLennan, 1995](#)), aux chondrites ([Barrat et al., 2012](#)), au manteau primitif ([Sun et McDonough, 1989](#)) et au GLOSS (global subducting sediment ; [Plank et Langmuir, 1998](#)). Le GLOSS (global subducting sediment) est une moyenne de la chimie des sédiments passant en subduction basée sur des mesures effectuées sur des sites répartis à l'échelle mondiale ([Plank and Langmuir, 1988](#)).

Tableau 3 : Résultats des analyses roche totale effectuées sur les échantillons des schistes de la Yuli Belt dans la vallée de Zhuoxi. Les analyses ont été réalisées au SARM. Les incertitudes correspondent à un pourcentage de la teneur mesurée. Ces pourcentages ont été communiqués par le SARM afin d'effectuer les calculs d'incertitude.

Litho	Schiste noir							
Formation	Yuli (HP)						Yuli (BP)	
Echantillon	CSC 8		CSC 9		CSC 10		CSC 12	
	Teneur	±	Teneur	±	Teneur	±	Teneur	±
Majeurs (%)								
SiO ₂	63,930	± 1,278	61,780	± 1,235	58,010	± 1,160	75,010	± 1,500
Al ₂ O ₃	16,373	± 0,327	18,090	± 0,361	20,103	± 0,402	12,127	± 0,242
Fe ₂ O ₃	4,832	± 0,096	7,748	± 0,154	7,899	± 0,157	3,736	± 0,373
MnO	0,045	± 0,0089	0,113	± 0,016	0,111	± 0,0166	0,025	± 0,005
MgO	4,094	± 0,409	2,480	± 0,248	2,521	± 0,252	1,176	± 0,117
CaO	0,817	± 0,122	0,898	± 0,134	0,758	± 0,113	0,585	± 0,087
Na ₂ O	4,936	± 0,246	1,392	± 0,139	1,913	± 0,191	2,126	± 0,212
K ₂ O	1,477	± 0,147	3,117	± 0,311	4,121	± 0,412	2,408	± 0,240
TiO ₂	0,819	± 0,163	0,896	± 0,179	0,870	± 0,174	0,606	± 0,121
P ₂ O ₅	0,160	± 0,032	0,190	± 0,038	0,180	± 0,036	0,120	± 0,024
LOI	3,15		3,95		4,18		2,54	
Total	100,63		100,65		100,67		100,45	
Traces (ppm)								
Ba	232,65	± 11,632	418,13	± 20,906	488,67	± 24,433	468,73	± 23,436
Cs	1,76	± 0,264	5,81	± 0,872	5,97	± 0,895	4,69	± 0,703
Hf	6,59	± 0,658	5,13	± 0,512	4,46	± 0,446	6,78	± 0,677
Nb	12,86	± 1,286	14,49	± 1,448	13,67	± 1,367	10,49	± 1,049
Pb	18,44	± 1,843	27,38	± 2,738	19,10	± 1,910	29,52	± 2,952
Rb	70,78	± 3,539	151,04	± 7,551	187,00	± 9,350	89,85	± 4,492
Sr	62,21	± 3,110	116,80	± 5,840	96,13	± 4,806	119,11	± 5,955
Ta	1,21	± 0,120	1,34	± 0,133	1,25	± 0,125	0,94	± 0,187
U	3,07	± 0,460	2,81	± 0,421	2,60	± 0,390	2,14	± 0,321
Zr	232,53	± 11,626	182,54	± 9,127	162,71	± 8,135	262,88	± 13,144
La	40,04	± 2,002	36,61	± 1,830	25,16	± 1,258	33,09	± 1,654
Ce	83,90	± 4,195	80,36	± 4,017	52,78	± 2,639	68,10	± 3,404
Nd	35,18	± 5,277	31,81	± 4,771	22,15	± 3,322	27,66	± 4,148
Sm	6,85	± 1,027	6,16	± 0,924	4,26	± 0,639	5,28	± 0,792
Eu	1,54	± 0,077	1,34	± 0,067	0,90	± 0,090	1,14	± 0,056
Gd	5,41	± 0,541	5,10	± 0,510	3,48	± 0,348	4,26	± 0,425
Dy	4,58	± 0,458	4,59	± 0,459	3,40	± 0,339	3,94	± 0,393
Er	2,27	± 0,113	2,60	± 0,129	2,08	± 0,103	2,25	± 0,112
Yb	2,03	± 0,304	2,56	± 0,384	2,37	± 0,355	2,21	± 0,331

Etant donné que ces métasédiments ont probablement pour origine la croûte océanique de Mer de Chine du sud, il est intéressant de les normaliser au GLOSS car ils représentent les sédiments passant en subduction. La normalisation à la CCS est également intéressante car les sédiments du plancher

océanique ont une origine probablement terrigène, issue de l'érosion de la croûte continentale. Ces métasédiments sont également présents à proximité de boudins de serpentinite. C'est pourquoi nous avons également choisi une normalisation aux chondrites et au manteau primitif afin de voir si ce contact avec les serpentinites pouvaient être documenté d'un point de vue chimique, et donc mettre en évidence une circulation de fluides.

Etant donné que nous cherchons une ou des source/s, la normalisation à différents pôles peut orienter vers une source plutôt qu'une autre (**Fig. 43**). Leur chimie a également été comparée à celle des métasédiments de la couverture Miocène présents dans la zone d'initiation de la collision au sud de l'île mais aussi aux sédiments marins présents sur le plancher océanique de la mer de Chine du sud.

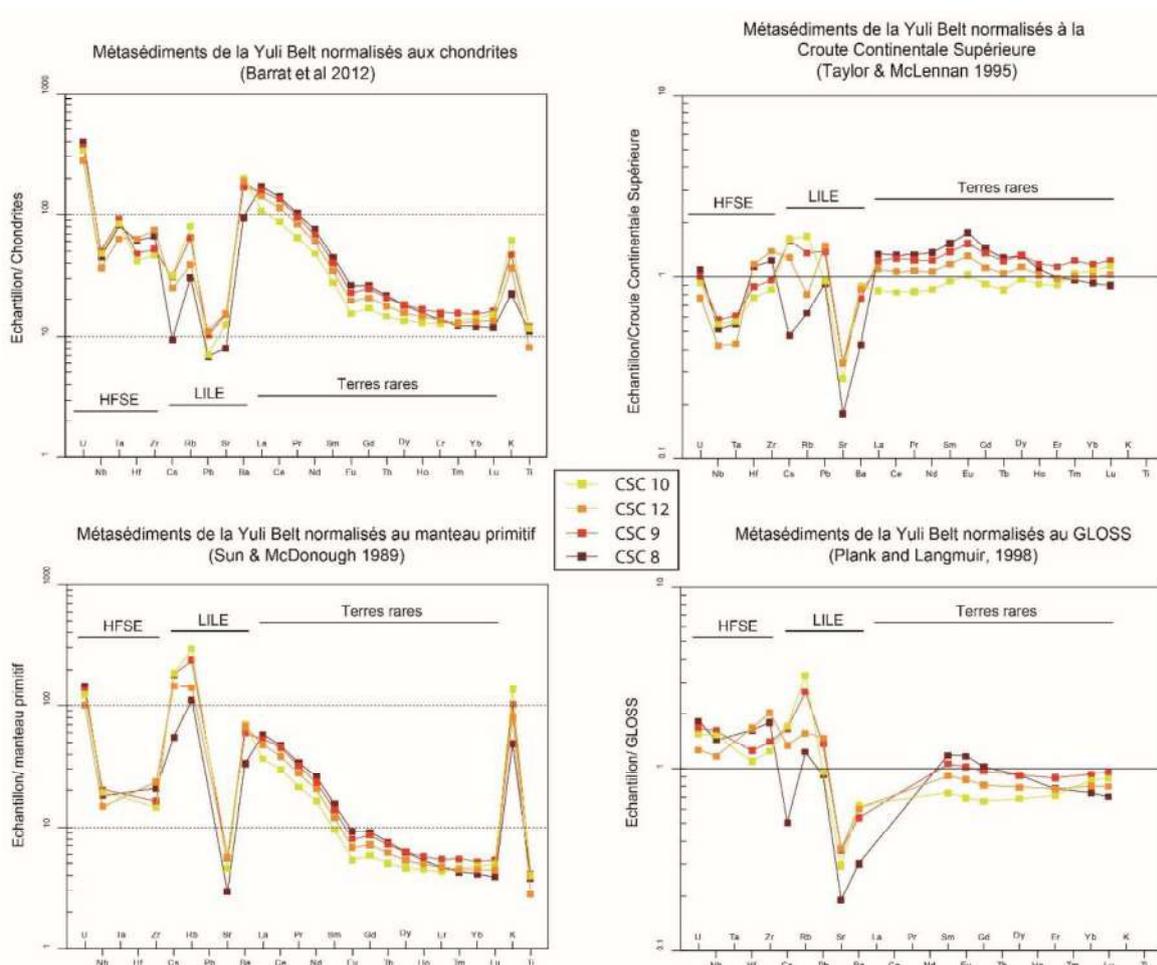


Figure 43 : Spider diagrammes représentant la géochimie en éléments traces dans les métasédiments de la Yuli Belt normalisés à la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan, 1995), aux chondrites (Barrat et al., 2012), au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) et au GLOSS (Plank et Langmuir, 1998).

Terres rares :

Sur la **Figure 43**, nous observons que les spectres des métasédiments sont très proches. Nous remarquons également que les assemblages de haute pression (échantillons CSC 8, 9, 10) et de basse pression (échantillon CSC 12) présentent les mêmes signatures isotopiques en terres rares ou du moins suivent une même tendance générale marquée par un appauvrissement en terres rares lourdes (normalisation échantillon/Chondrites, échantillon/manteau primitif). En comparaison, CSC10 est l'échantillon avec les concentrations de terres rares les plus faibles, mais cette tendance commence à s'inverser lorsque l'on regarde cette évolution en terres rares lourdes car il présente la plus forte anomalie en Lu. Les échantillons CSC9 et CSC12 présentent des teneurs croissantes en termes de terres rares. L'échantillon CSC8, en revanche, est le plus enrichi en terres rares légères mais aussi le plus appauvri en terres rares lourdes (inversement de la courbe à partir du Rb).

HFSE et LILE :

Sur les spiders diagrammes normalisés aux chondrites ou au manteau primitif (**Fig. 43**) on peut voir que les tendances des spectres pour les HFSE et LILE, en termes d'enrichissement/appauvrissement, sont quasiment les mêmes pour les échantillons de la Yuli Belt. Seules les teneurs en ces éléments diffèrent un peu.

En revanche, pour les teneurs normalisées à l'UCC ou au GLOSS on voit que les courbes des 4 échantillons ne sont plus superposables. Lorsque l'on normalise à l'UCC on peut voir une forte anomalie négative en Cs pour CSC8 et CSC12 (dans une moindre mesure), quasiment pas d'anomalie pour CSC9 et une très faible anomalie positive pour CSC10. Le comportement de ces échantillons (excepté CSC8) est le même pour le Rb. Tous les échantillons montrent une forte anomalie négative en Sr.

Lorsque l'on normalise au GLOSS on observe de faibles anomalies négatives en Hf pour CSC9 et CSC10. Les anomalies en Cs s'observent également lorsque l'on normalise à l'UCC. L'anomalie positive en Rb est élevée pour CSC9 et 10. Enfin, comme pour la normalisation à l'UCC, tous les échantillons montrent une forte anomalie négative en Sr.

6.1.2. Sédiments de Mer de Chine du Sud

Les schistes de la Yuli Belt ont été comparés avec des échantillons provenant de différents forages sur le plancher de la Mer de Chine du sud. Le protolithe des métasédiments de la Yuli Belt est probablement similaire aux sédiments présents sur le plancher de la Mer de Chine du sud, tenant compte du fait que cette plaque qui est passée en subduction dans la fosse de Maille. Une comparaison entre les métasédiments de la Yuli Belt et les sédiments forés en Mer de Chine du sud peut donc

permettre de contraindre la composition des sédiments de la Yuli Belt avant leur passage en subduction, donc avant les épisodes de métamorphisme ou les échanges avec des fluides métamorphiques. Nous nous intéressons aux forages ODP Site **1148** de coordonnées 18,83805° N et 116.57611° E (Wei et al., 2006 ; Li et al., 2013) et ODP Site **1145** de coordonnées 19,58444° N et 117,64055° E (Boulay et al., 2005) car ils ont été caractérisés d'un point de vue sédimentaire et stratigraphique mais également d'un point de vue géochimique. Les sédiments provenant de ces forages présentent des âges entre 7 000 et 410 000 ans pour l'étude de Boulay et al. (2005) (forage 1145), entre 0,6 et 32 Ma pour l'étude de Li et al. (2013) (forage 1148) et entre 0,87 et 23 Ma pour l'étude de Wei et al. (2006) (forage 1148). La géochimie obtenue sur le forage 1145 ne va être comparée que sommairement aux échantillons de la Yuli Belt, tenant compte du fait que ces dépôts ne dépassent pas 410 000 ans.

Le forage **1148** est localisé sur la marge distale eurasiennne (**Fig. 44**) et a prélevé des sédiments sur une profondeur de 860 mètres. Il présente à sa base 372 mètres de sédiments Oligocènes (32.8-28 Ma) composés majoritairement d'argiles gris-vert à nanofossiles et riches en quartz (Li et al., 2013). L'Oligocène supérieur (28-23 Ma) contient une unité de *slump* d'à peu près 30 mètres d'épaisseur, produit par un fluage de masse. Par-dessus se trouvent des sédiments héli-pélagiques vert-gris Miocène avec une composante en carbonate biogénique décroissante vers la surface. Une description en détail de la sédimentation a été réalisée par Wang et al. (2000).

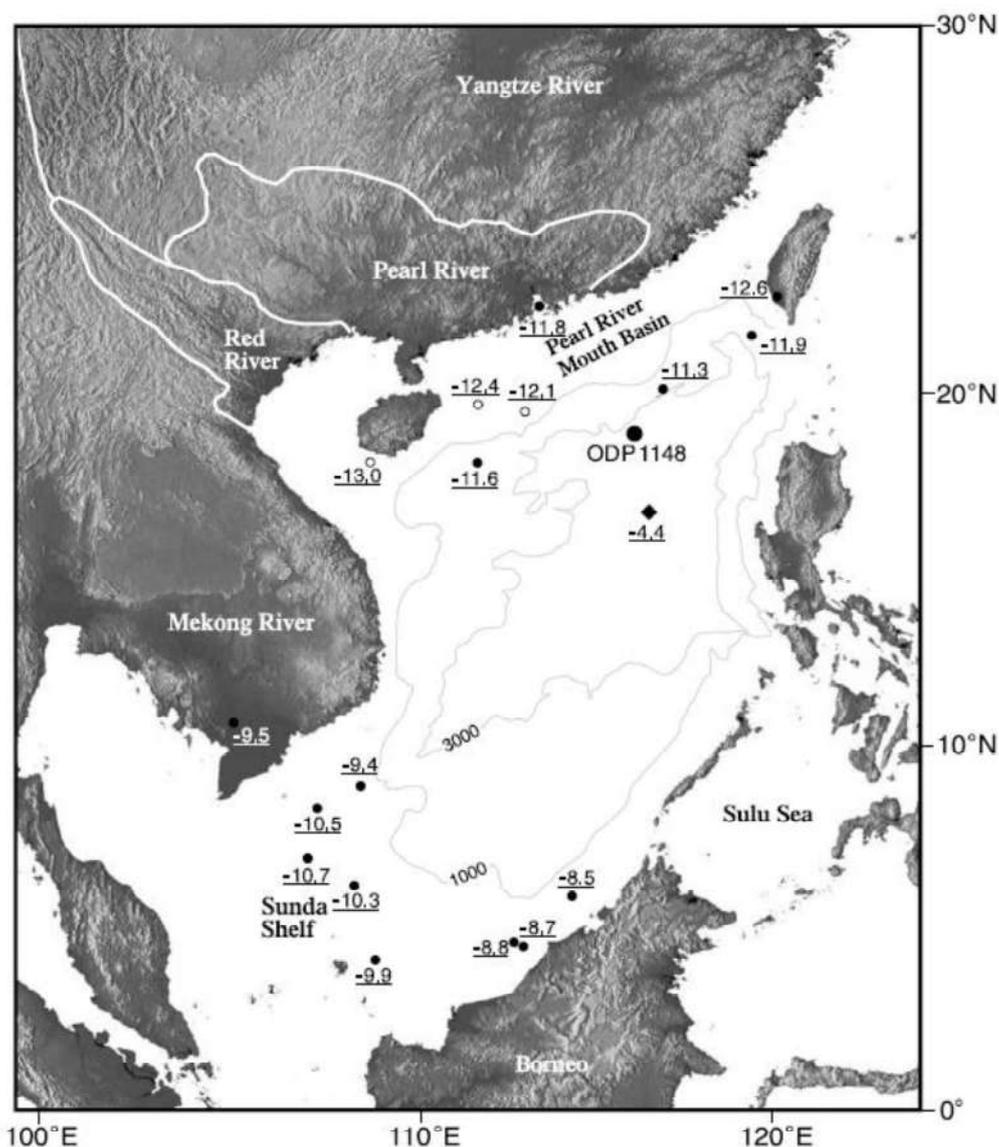


Figure 44 : Carte bathymétrique de la Mer de Chine du sud et des terres émergées environnantes montrant la localisations du forage ODP 1148 (grand cercles pleins) mais également les forages pétroliers (petits cercles vides) ainsi que des mesures de ϵ_{Nd} dans des sédiments de surface provenant de rivières (petits cercles pleins). Figure de [Li et al. \(2013\)](#).

L'étude de [Li et al. \(2013\)](#) présente la plus grande répartition temporelle sur un forage de 850 mètres. Ces auteurs se sont intéressés aux corrélations entre différentes concentrations en éléments dans ces sédiments et à leur âge de dépôt. Leur étude présente dans un premier temps une augmentation des ratios Al/Ti, Al/K, Rb/Sr et La/Lu ainsi qu'une diminution du ratio Th/La à partir de 29.5 Ma ([Li et al., 2013](#)). Cette variation des ratios est accompagnée par des variations très fortes de concentrations en éléments majeurs et traces aux mêmes périodes (**Fig. 45**). Les valeurs du rapport ϵ_{Nd} changent brutalement vers 25-27.5 Ma pour passer de valeurs entre -9 et -10.5 à des valeurs entre -11 et -13.5. Etant donné que les valeurs dans les sédiments marins de surface sont de -8.5 à -10.7 du

côté du bouclier de Sunda et de -11.3 à -13 sur la marge chinoise (**Fig. 44**), ces auteurs attribuent les variations au sein du forage à un changement de source, passant d'une source positionnée géographiquement au SO à une source au NO (SE de la Chine). L'ouverture de la mer de Chine du sud à la même période a également un rôle important car elle aurait favorisé la migration des sédiments depuis le continent chinois. Vers la zone de dépôt (marge), la description des forages indique également un évènement de « slumping » massif sur la période 28-23 Ma, c'est-à-dire un important glissement de terrain sous-marin, qui pourrait expliquer les variations chimiques observées. En effet, ce glissement aurait remobilisé les sédiments et aurait changé leur agencement, tout en entraînant une circulation d'eau de mer.

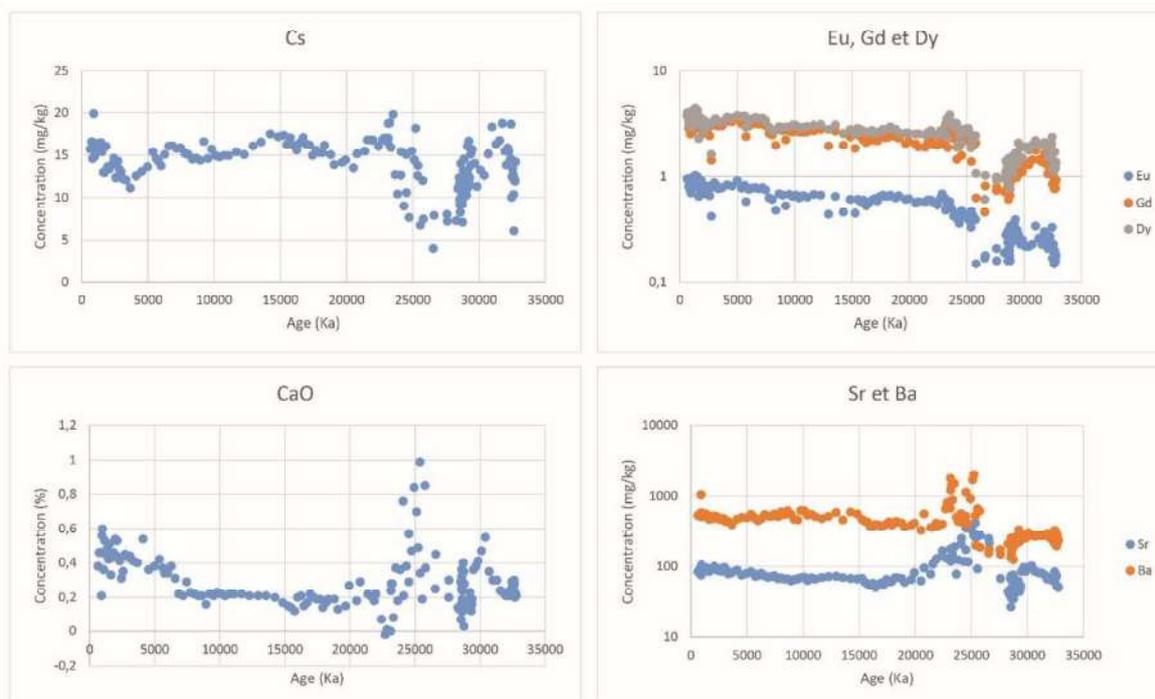


Figure 45 : Variations de composition chimique selon l'âge de dépôt des sédiments dans la Mer de Chine du sud (Li et al., 2013). Une anomalie majeure autour de 23-30 Ma peut être observée.

6.1.3. Comparaison des métasédiments de la Yuli Belt avec ceux de la Backbone Range et avec les sédiments de la Mer de Chine du Sud.

Les métasédiments de la Mer de Chine du Sud ayant certainement un protholite très proche des sédiments de Mer de Chine du sud, il est intéressant de les comparer d'un point de vue géochimique pour établir d'éventuelles corrélations. La comparaison avec les métasédiments de la Backbone Range est également importante car ils se sont également déposés sur la marge Eurasienne, et donc leur source peut être similaire. De plus, l'âge de dépôt des métasédiments de la Backbone Range est Eocène mais également Miocène tout comme une partie de la Yuli Belt.

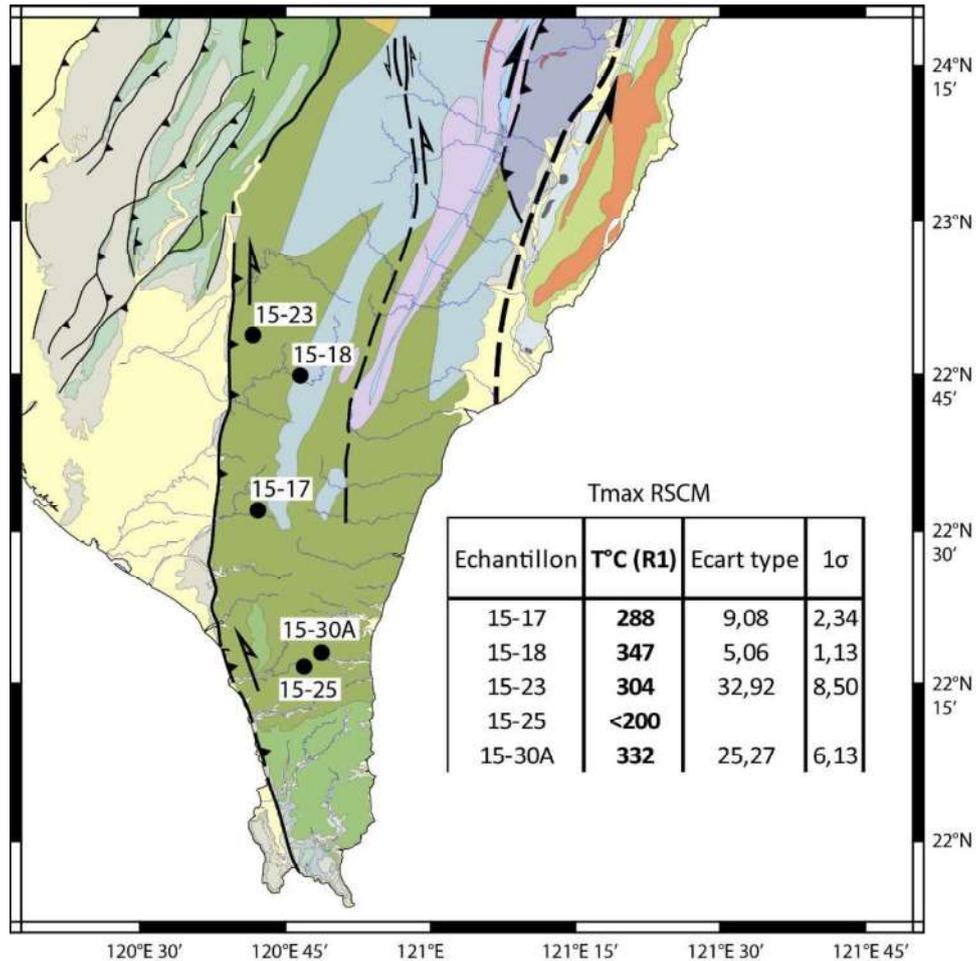


Figure 46 : Carte localisant les échantillons ayant été analysés en géochimie roche totale dans la Backbone Range dans le sud de l'île. Les températures RSCM obtenues sur ces échantillons sont également détaillées pour rappel.

Les échantillons de la Backbone Range dont la chimie a été étudiée sont situés dans la couverture Miocène. Ces échantillons que nous comparons ici (15-17, 15-18, 15-23, 15-25, 15-30A) sont présents dans la partie sud de l'île, où la collision est à un stade d'initiation. Ces échantillons sont spatialisés sur la **Figure 46**, et les températures maximales obtenues par méthode RSCM sur ces échantillons sont également rappelés.

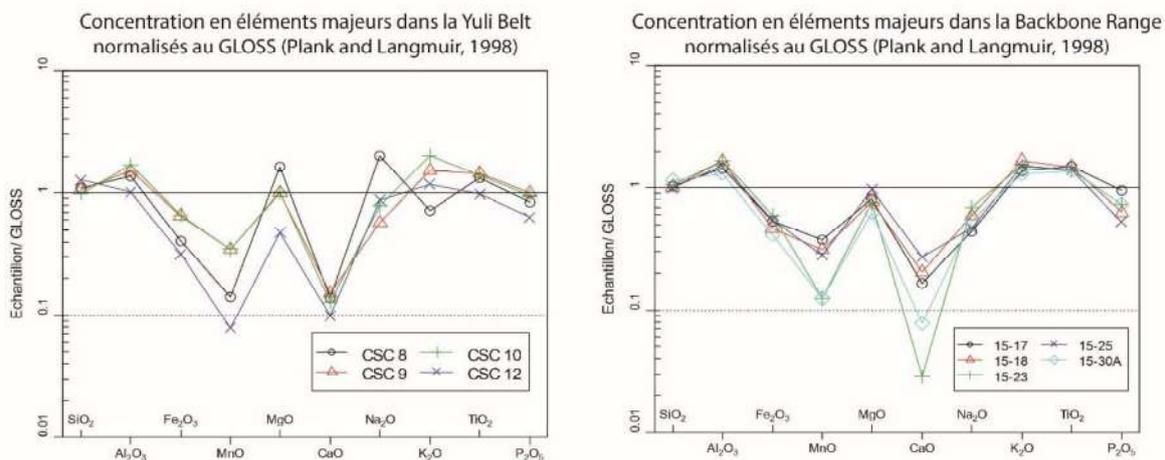


Figure 47 : Concentrations en éléments majeurs dans les métasédiments de la Yuli Belt et de la Backbone Range normalisés au GLOSS (Plank et Langmuir, 1998).

Les graphiques présentant les éléments majeurs dans les échantillons de la Yuli Belt et dans la Backbone Range au sud de l'île montrent des spectres très proches (**Fig. 47**). En effet, les éléments SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , K_2O , TiO_2 et P_2O_5 présentent des concentrations proches du pôle GLOSS avec des valeurs normalisées autour de 1. On peut également noter que les deux unités partagent des anomalies négatives peu moins marquées en Fe_2O_3 et Na_2O et très marquées en MnO et CaO . Au sein de la Yuli Belt, c'est l'échantillon CSC 12 qui présente les plus fortes anomalies et il s'agit de l'échantillon provenant de l'encaissant basse pression. Dans la Backbone Range, ce sont les échantillons 15-23 et 15-30A qui présentent les anomalies négatives les plus marquées en MnO et CaO .

Afin de comparer les concentrations en éléments traces (ainsi que les majeurs) des échantillons provenant de la Yuli Belt, de la Backbone Range et de la Mer de Chine du sud, nous avons réalisé des spiders diagrammes (**Fig. 48**) normalisés au GLOSS (Plank and Langmuir, 1998) (référentiel des sédiments dans les zones de subduction). Cette normalisation est donc plus parlante qu'une normalisation aux chondrites ou au manteau primitif au vue des lithologies étudiées.

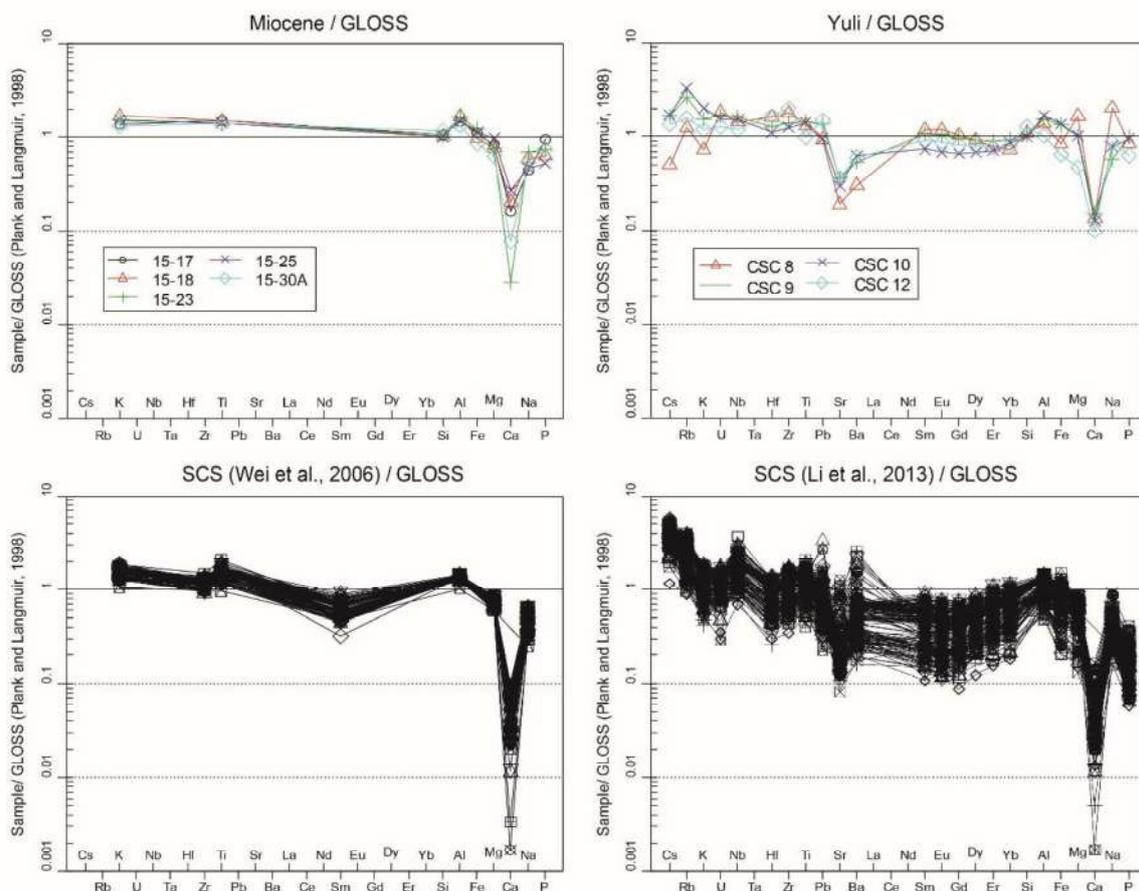


Figure 48 : Spiders diagrammes normalisés au GLOSS (Plank and Langmuir, 1998) des métasédiments de la Yuli Belt et de la Backbone Range dans le sud de l'île ainsi que des sédiments de la SCS (Wei et al., 2006 ; Li et al., 2013).

Concernant les métasédiments de la Backbone Range, nous pouvons voir d'après les spiders diagrammes normalisés au GLOSS (Fig. 48) que ces derniers se superposent tous de manière quasi parfaite sauf pour l'anomalie négative en Ca qui est plus importante pour l'échantillon 15-23 que les autres. Ils ont donc les mêmes tendances.

Les métasédiments de la Yuli Belt ont été décrits dans le détail pour les éléments allant de Cs à Yb dans la Figure 48 plus haut. Pour les éléments de l'Yb au P nous pouvons voir qu'ici aussi les spectres entre eux ont des tendances similaires et sont quasi superposables. Ils présentent les mêmes anomalies positives en Al (comme les sédiments de la Backbone Range) et Na ainsi qu'une forte anomalie négative en Ca.

Bien que les métasédiments de la Backbone Range et de la Yuli Belt présentent les mêmes anomalies en Ca, celle-ci est plus forte pour les sédiments du Miocène, qui descendent jusqu'à ~0.03 contre ~0.1 pour ceux de la Yuli Belt, soit 10 fois moins.

Les sédiments de la SCS de l'étude de Wei et al. (2006) présentent des spectres sensiblement identiques à ceux des métasédiments de la Backbone Range de la Yuli Belt, à cela près qu'ils présentent

deux légères anomalies : une négative en Sm et une positive en Ti. On retrouve également la forte anomalie négative en Ca qui attend pour les sédiments de la SCS des valeurs entre 0.002 et 0.01, soit entre 10 et 100 fois plus importante que celle, respectivement, des sédiments Miocène et de la Yuli Belt.

La série de sédiments de la SCS de l'étude de [Li et al., \(2013\)](#) montre des valeurs en HFSE, LILE et terres rares très distribuées (de 0.007 à 7) alors que les autres autres décrites juste avant avaient des valeurs qui se cantonnaient autour de 1 (hors anomalies). Ici, toute la gamme de valeur pour les éléments du Sr au Na est inférieure à 1 (de 0.1 à 1). Cependant, nous retrouvons pour ces sédiments la même forte anomalie négative en Ca, la même anomalie négative en Sr et les deux même anomalies positives en Al et Na que dans la Yuli Belt.

En résumé, les sédiments de la Backbone Range ont des spectres qui se calquent presque sur ceux de la SCS de l'étude de [Wei et al. \(2006\)](#) tandis que les sédiments de la Yuli Belt semblent plutôt se calquer sur ceux de la SCS de l'étude de [Li et al., \(2013\)](#). Finalement, on peut suspecter que les sédiments de la Mer de Chine du sud présentent une source commune avec les métasédiments de la Yuli Belt. En effet, les sédiments de la Mer de Chine du sud passent en subduction dans la fosse de Manille et subissent donc un métamorphisme de haute pression.

6.1.4. Comparaison détaillée de la géochimie des métasédiments de la Yuli et Belt avec les sédiments de Mer de Chine du sud et avec les âges de dépôt associés

Etant donné que les spectres de la SCS présentent une distribution importante de concentration élémentaire mais qu'ils présentent les mêmes anomalies que les spectres des métasédiments de la Yuli Belt, nous avons choisi dans un premier temps de comparer leurs concentrations en éléments majeurs et traces en détail. Il faut également rappeler que chaque analyse géochimique des sédiments de Mer de Chine du sud est associée à une valeur de l'âge de dépôt. Dans un second temps, les âges définis en Mer de Chine du sud (associés à des concentrations) seront également discutés au vu des concentrations dans les échantillons de la Yuli Belt.

Le but de cette approche est de comparer les concentrations en éléments majeurs et traces dans la Yuli Belt avec des courbes de concentration en fonction de l'âge en Mer de Chine du sud (ex. **Fig. 49**). Cette comparaison a pour but de proposer un âge de dépôts des sédiments de la Yuli Belt avant leur passage en subduction. En effet, lorsque les concentrations en un élément dans les roches de la Yuli Belt et de la SCS sont similaires, l'âge en Mer de Chine du sud correspondant est reporté dans les

tableaux de résultats suivants : **Tableau 4** (comparaison des éléments majeurs), **Tableau 5** (comparaison des éléments volatiles et HFSE) et **Tableau 6** (comparaison des terres rares).

Eléments majeurs :

Dans la Mer de Chine du sud, les éléments majeurs présentent une répartition en « plateau » avec une chute de la concentration autour de 22-30 Ma qui peut être positive (Na, Ca) ou négative (Al, K, Mg, Fe, Ti) en fonction des éléments. Le détail de chaque élément majeur ne va pas être donné mais afin de mieux décrire la méthode proposée, l' Al_2O_3 va être pris en exemple. Dans le graphique de la **Figure 49**, à partir des données de [Li et al. \(2013\)](#), les concentrations en Al_2O_3 (ordonnées) sont tracées selon l'âge de dépôt (abscisse). Les concentrations des échantillons de la Yuli Belt sont également tracées sur le même graphique (traits en pointillés) ainsi que les incertitudes correspondantes (zone de couleur opaque). Les âges pour lesquels les concentrations sont similaires sont ensuite reportés dans le **Tableau 4** de résultats. Dans le cas de l' Al_2O_3 , les âges correspondant aux concentrations comparables (entre la Yuli Belt et la Mer de Chine du sud) sont de 0-22.5 Ma pour CSC 8, 0-22.5 Ma pour CSC 9, 22.5-25 Ma et 27.5-32 Ma pour CSC 12. L'échantillon CSC 10 cependant ne présente aucune concentration comparable aux concentrations dans les sédiments de la Mer de Chine du Sud.

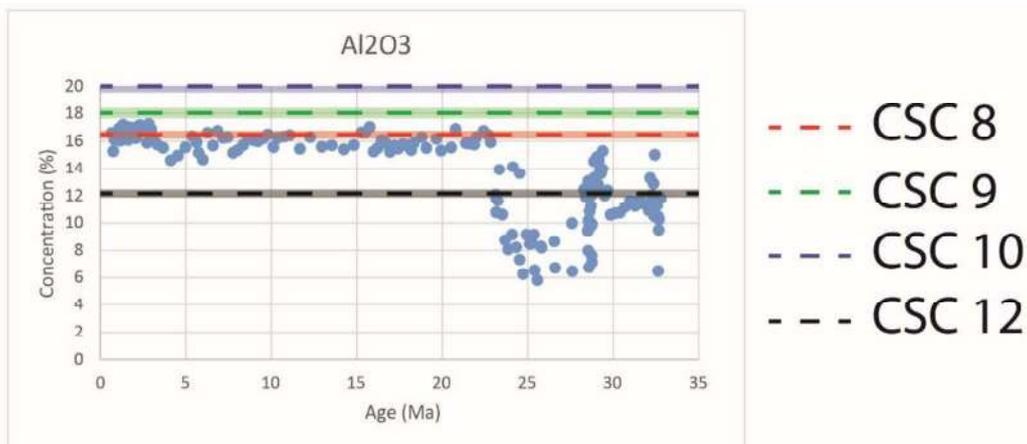


Figure 49 : Exemple de variation des concentrations en éléments majeurs (Al_2O_3 ici) au sein de la Mer de Chine du sud dans le forage ODP 1148 ([Li et al., 2013](#)). Les concentrations dans les métasédiments de la Yuli Belt sont également indiquées et comparées avec celle de la Mer de Chine du sud pour estimer un âge de dépôt.

Cependant, la répartition des âges obtenus par comparaison pour les éléments majeurs (**Tab. 4**) est très aléatoire. Cela peut être dû au fait que les concentrations en éléments majeurs sont très variables avec le métamorphisme et la circulation de fluides mais également durant la phase de dépôt. Au vu des résultats, aucune déduction ne peut être faite en se basant sur les éléments majeurs.

Chapitre IV : Structure et métamorphisme de la Yuli Belt

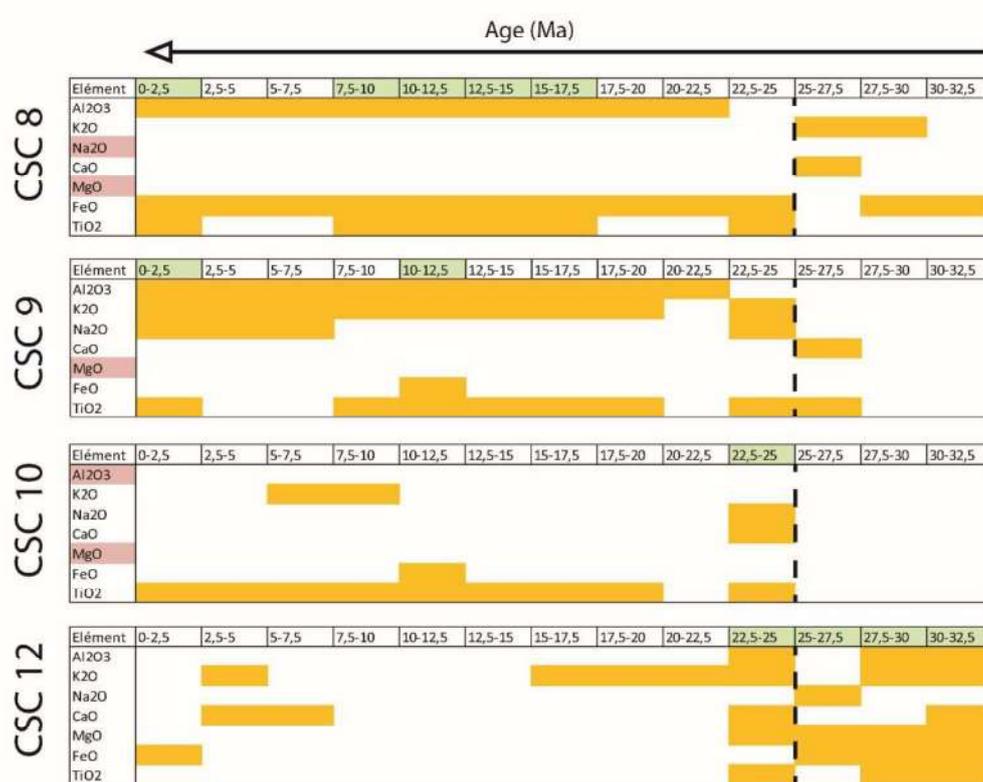


Tableau 4 : Résultats de la comparaison des concentrations en éléments majeurs entre les échantillons de la Yuli Belt et ceux de la Mer de Chine du sud. Quand les concentrations sont similaires, l'âge en Mer de Chine du sud correspondant est reporté dans ce tableau. Les éléments chimiques sur fond rouge ne présentent pas de valeurs communes entre la Yuli Belt et la Mer de Chine du sud du fait d'une concentration supérieure ou inférieure dans la Yuli Belt en comparaison avec les valeurs maximum ou minimum dans la Mer de Chine du sud. Les valeurs d'âge sur fond vert correspondent aux valeurs les plus représentées.

Le même travail a été effectué sur les éléments trace qui ont été séparés en 3 catégories qui sont : les LILE (Cs, Rb, Pb, Sr et Ba), les HFSE (U, Nb, Ta, Hf et Zr) et les terres rares (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb).

LILE et HFSE :

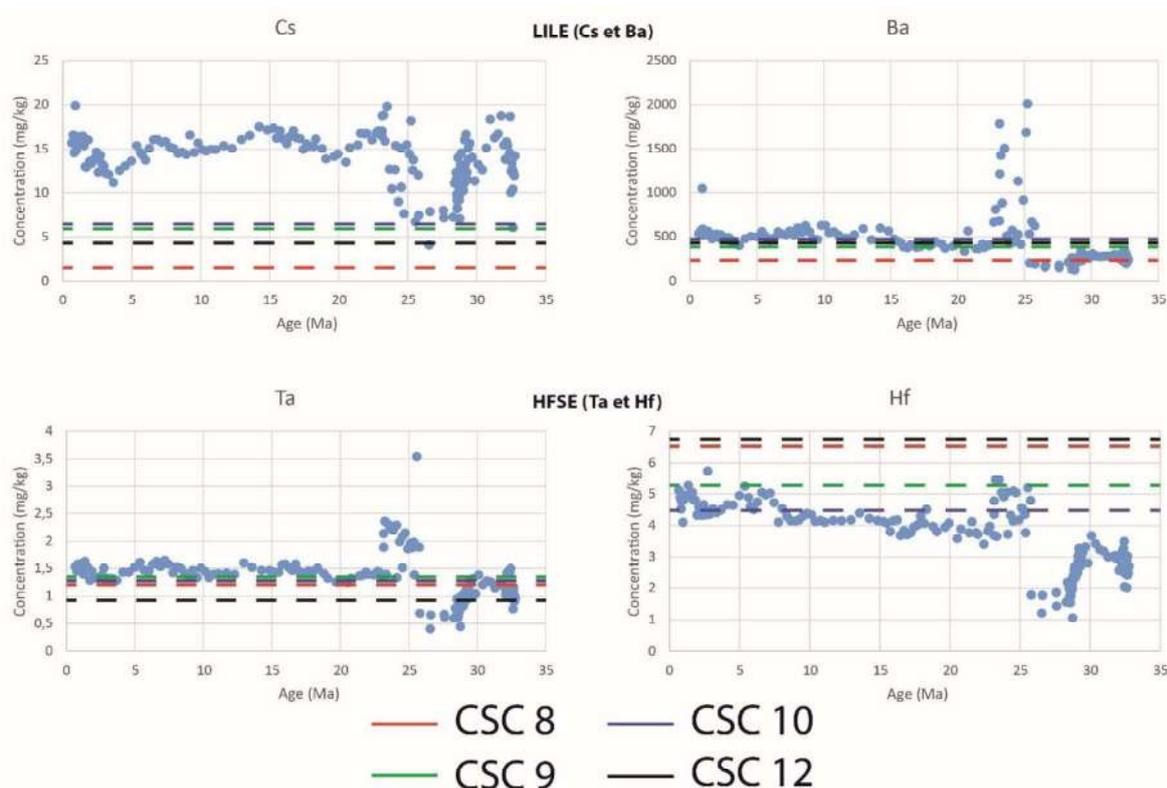


Figure 50 : Exemples de variation des concentrations en LILE et HFSE au sein de la Mer de Chine du sud dans le forage ODP 1148 (Li et al., 2013). Les concentrations dans les métasédiments de la Yuli Belt sont également indiquées et comparées avec celles de la Mer de Chine du sud.

Les concentrations en LILE par rapport au temps dans la Mer de Chine du sud (**Fig. 50**) présentent une concentration « plateau » avec une diminution de la concentration (Cs, Rb) ou une augmentation (Sr, Ba) entre 22.5 et 30 Ma, mise à part le Pb qui ne présente pas de variation marquée.

Les concentrations en HFSE par rapport au temps dans la Mer de Chine du sud présentent une concentration « plateau » avec une diminution de la concentration entre 25 et 30 Ma suivit d’une augmentation entre 22.5 et 25 Ma.

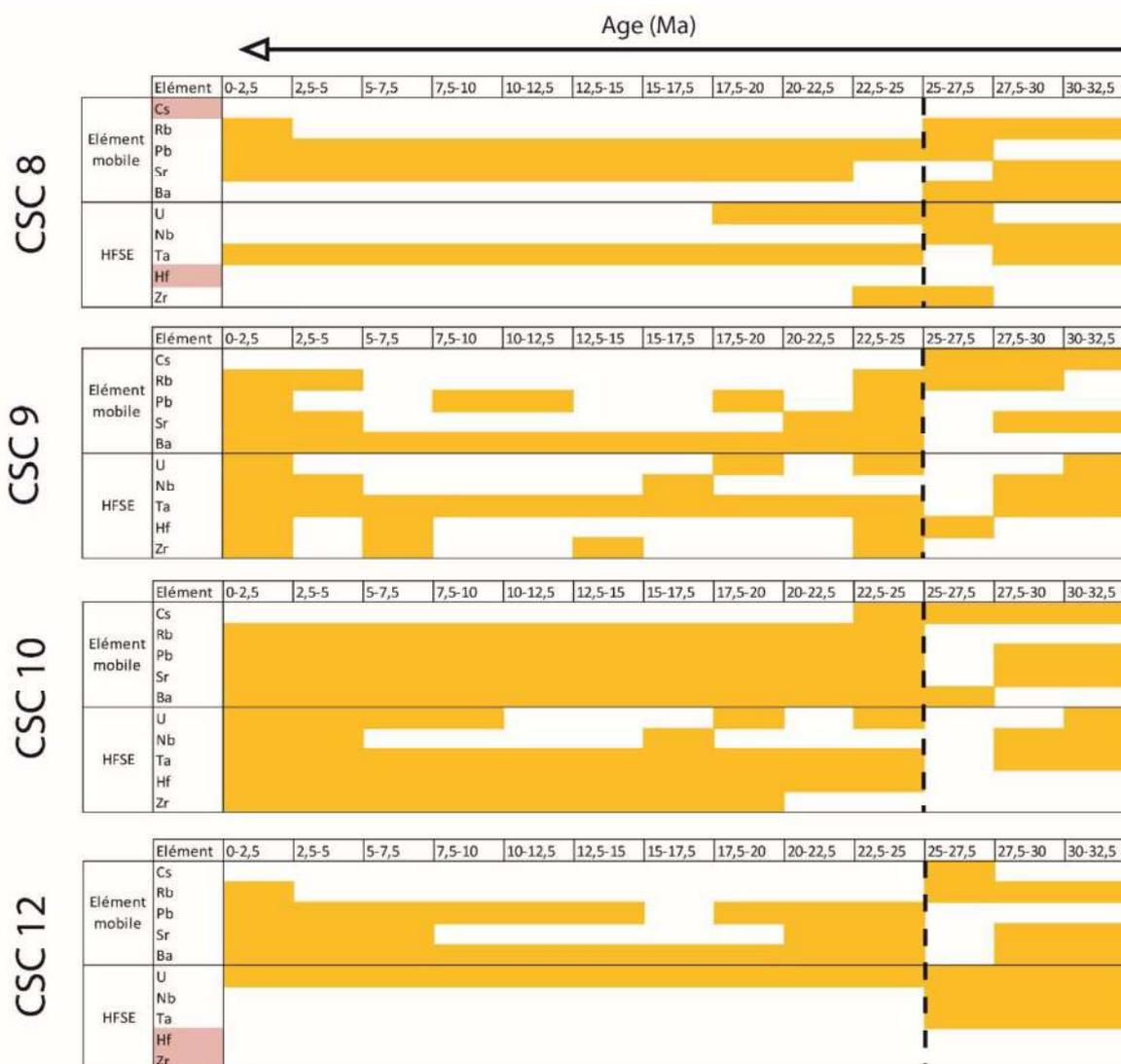


Tableau 5 : Résultats de la comparaison des concentrations en éléments mobiles et en HFSE entre les échantillons de la Yuli Belt et ceux de la Mer de Chine du sud. Quand les concentrations sont similaires, l'âge en Mer de Chine du sud correspondant est reporté dans ce tableau. Les éléments chimiques sur fond rouge ne présentent pas de valeurs communes entre la Yuli Belt et la Mer de Chine du sud du fait d'une concentration supérieure ou inférieure dans la Yuli Belt en comparaison avec les valeurs maximum ou minimum dans la Mer de Chine du sud.

Les résultats montrent une répartition aléatoire des âges de dépôt des sédiments en Mer de Chine du sud correspondants aux mêmes concentrations en LILE et en HFSE que dans la Yuli Belt (**Tab. 5**).

Terres rares :

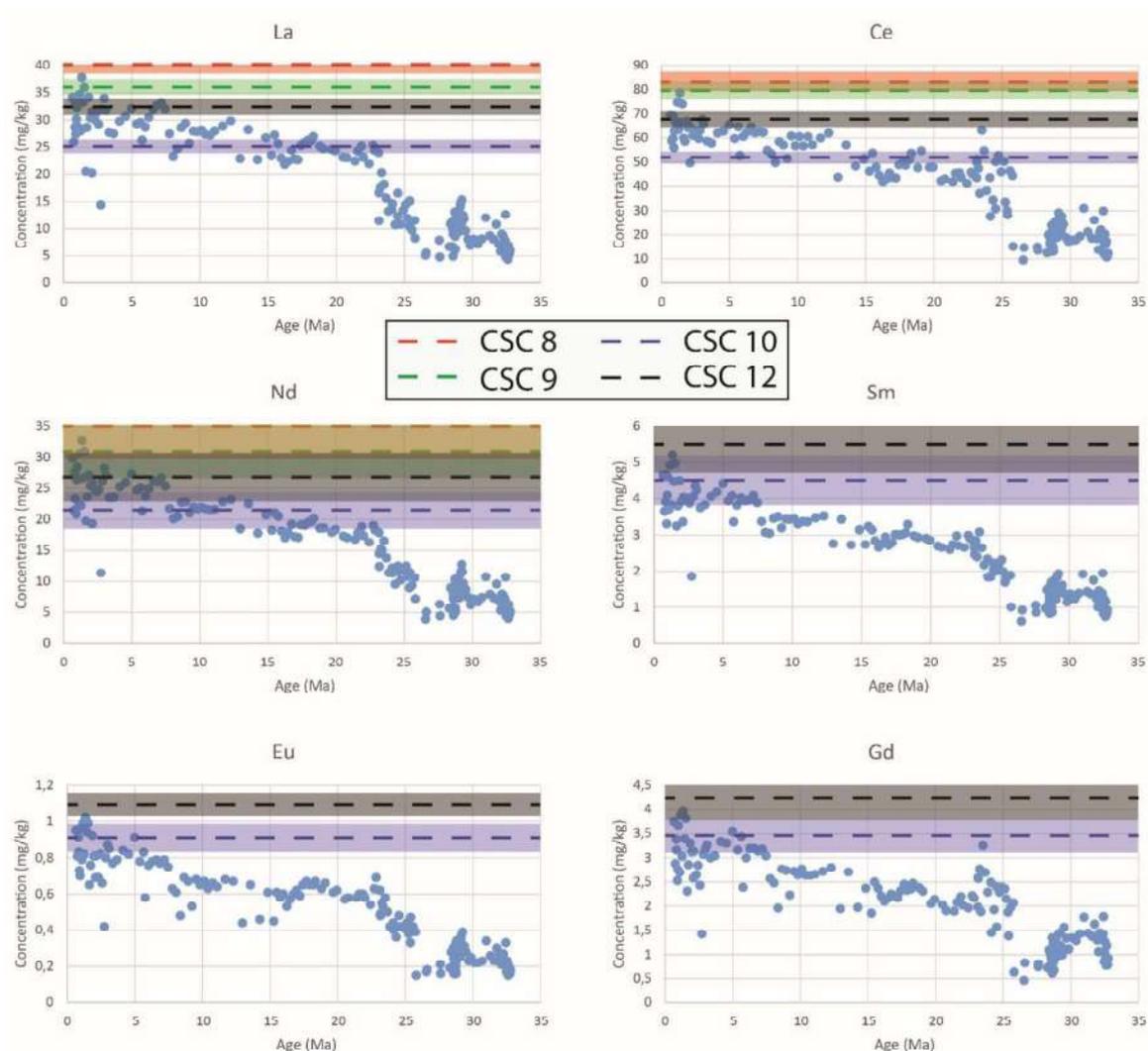


Figure 51 : Variation des concentrations en terres rares légères et moyennes au sein de la Mer de Chine du sud dans le forage ODP 1148 (Li et al., 2013). Les concentrations dans les métasédiments de la Yuli Belt sont également indiquées et comparées avec celles de la Mer de Chine du sud pour estimer un âge de dépôt.

Les terres rares légères et moyennes des échantillons de la SCS présentent une concentration croissante au cours du temps (**Fig. 51**) avec une augmentation brutale de la concentration s’observant à partir de 27 Ma. Les concentrations en terres rares légères et moyenne des échantillons de la Yuli Belt ne se chevauchent pas (**Fig. 51**) ; CSC10 est l’échantillon le moins concentré en ces éléments, puis CSC12 et 9 et CSC 8 enfin est l’échantillon le plus concentré en terres rares légères et moyenne. Cette observation est similaire à celle que nous avons pu faire lors de l’étude des spiders diagrammes (**Fig. 43, 48**).

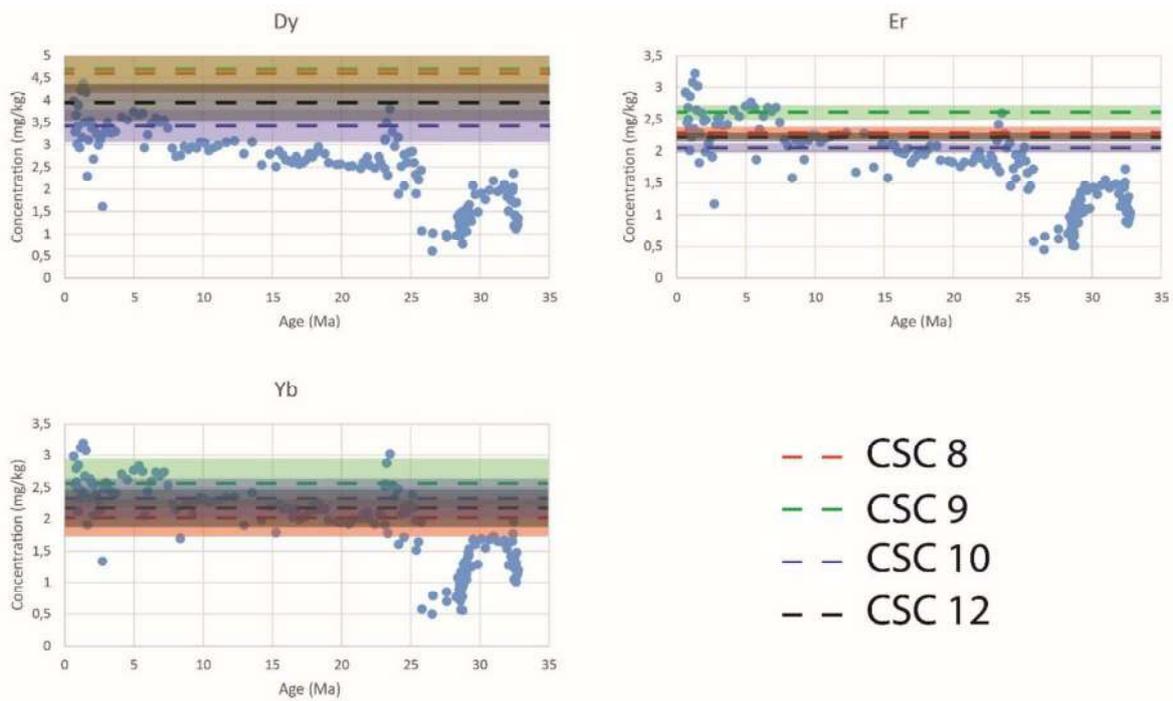


Figure 52 : Variation des concentrations en terres rares lourdes au sein de la Mer de Chine du sud dans le forage ODP 1148 (Li et al., 2013). Les concentrations dans les métasédiments de la Yuli Belt sont également indiquées et comparées avec celle de la Mer de Chine du sud pour estimer un âge de dépôt.

Une augmentation des concentrations en terres rares lourdes dans les sédiments de la SCS s'observe entre 32 et 30 Ma suivit d'une chute brutale entre 30 et 28 Ma (Fig. 52). Passé ce seuil, les concentrations augmentent entre 27 et 22.5 Ma, atteignant même un facteur de 6 aux alentours de 22-23 Ma. A partir de là et jusqu'à l'actuel, la tendance est à l'augmentation de concentration mais dans une bien moindre mesure.

Concernant les terres rares lourdes, l'ordre des échantillons de la Yuli Belt les plus concentrés s'inverse. Ceci était également visible dans les spiders diagrammes (Fig. 43, 48) dans lesquels les courbes de concentration en HREE s'inversaient clairement.

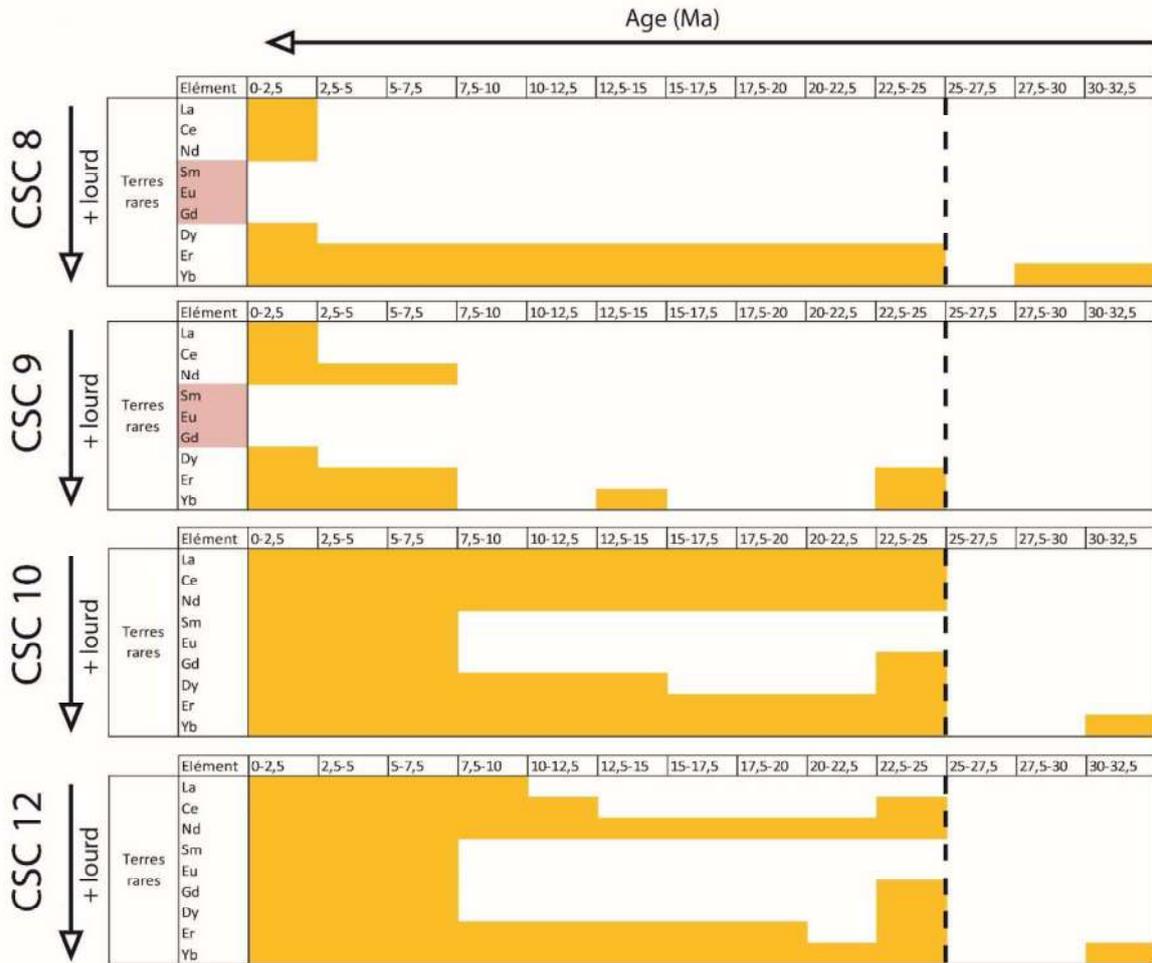


Tableau 6 : Résultats de la comparaison des concentrations en terres rares entre les échantillons de la Yuli Belt et ceux de la Mer de Chine du sud. Quand les concentrations sont similaires, l'âge en Mer de Chine du sud correspondant est reporté dans ce tableau. Les éléments chimiques sur fond rouge ne présentent pas de valeurs communes entre la Yuli Belt et la Mer de Chine du sud du fait d'une concentration supérieure ou inférieure dans la Yuli Belt en comparaison avec les valeurs maximum ou minimum dans la Mer de Chine du sud.

Les concentrations en terres rares dans les métasédiments la Yuli Belt sont similaires à celles dans les sédiments de la Mer de Chine du sud pour des âges de dépôt en Mer de Chine entre 25 Ma et l'actuel (**Tab. 6**). Les concentrations les plus fortes sont celles de CSC 9 qui indiqueraient donc les âges les plus jeunes.

Conclusions sur les comparatifs d'âge de dépôt

HFSE et éléments mobiles : Par comparaison des signatures géochimiques, les âges obtenus avec les éléments mobiles présentent une répartition aléatoire tout comme pour les HFSE. Des études de terrain et expérimentales suggèrent que les HFSE peuvent être mobiles dans certains cas, et transportés par des solutions hydrothermales magmatiques, métamorphiques et sous-marines

(circulation d'eau de mer) (Jiang et al., 2005). Les éléments mobiles par définition peuvent être facilement remobilisés par les fluides.

Terres rares : On peut noter que les terres rares des échantillons de la Yuli Belt comparés avec les concentrations en Mer de Chine du sud indiqueraient des âges de dépôt de 0-25 Ma.

Discussion sur la géochimie des métasédiments de la Yuli Belt :

Description des données géochimiques au sein de la Yuli Belt : D'un point de vue général, les échantillons présentent un enrichissement en LREE et un appauvrissement en LILE comme Cs, Sr et Ba ce qui pourrait indiquer une circulation de fluides remobilisant ces éléments. L'échantillon CSC 8 se distingue des autres car il présente les concentrations les plus faibles en LILE et en K ainsi qu'un enrichissement en LREE. Cet échantillon est également le seul à se trouver dans la « zone de mélange » entre les serpentinites et les schistes, lieu de circulation intense de fluides comme le suggèrent le boudinage et la déformation ductile intense reconnus dans cette zone. On peut donc faire l'hypothèse qu'une circulation de fluides localisée dans la zone de mélange aurait modifié à la baisse les teneurs en LILE et K qui sont des éléments facilement mobilisables lors de circulation hydrothermale. Cette circulation aurait également pu entraîner un enrichissement en LREE. Les teneurs en HREE sont cependant similaires aux échantillons présents en dehors de la zone de mélange, probablement du fait que ces éléments lourds sont difficilement mobilisables mêmes durant un épisode hydrothermal.

Comparaison des concentrations dans la Yuli Belt et dans la Mer de Chine du sud : Cette étude croisée de la concentration géochimique en éléments traces et majeurs entre les sédiments de la mer de Chine de sud et les métasédiments de la Yuli Belt nous permet de discuter l'origine et l'âge des sédiments incorporés dans la déformation et le métamorphisme associé à la formation de l'île de Taïwan (**Tab. 6**). Pour se faire, les concentrations en éléments traces dans les métasédiments de la Yuli Belt ont été comparés aux concentrations selon différents âges de dépôts dans la Mer de Chine du sud.

Ce procédé permettrait donc d'obtenir un âge de dépôt des sédiments de la Yuli Belt, en faisant deux postulats :

- Les concentrations n'ont pas été modifiées depuis la sédimentation malgré une phase de métamorphisme ou une circulation de fluides,
- Les sédiments à l'origine des métasédiments de la Yuli Belt se sont déposés dans les mêmes conditions que les sédiments de la Mer de Chine du sud à l'endroit où les carottes ont été réalisées.

Dans un premier temps, les âges tirés de la comparaison des éléments mobiles et des HFSE ont été écartés car ils présentent une répartition très aléatoire, probablement du fait d'un lessivage par des fluides libérés durant la phase de métamorphisme, majoritairement des fluides silicatés responsables de la mise en place de nombreuses veines de quartz. Cependant, les terres rares sont plus difficiles à mobiliser et présentent des âges projetés <25 Ma (**Tab.6**). Les terres rares lourdes les plus difficiles à mobiliser pointent également dans cette direction. Dans l'optique de discuter les concentrations en terres rares, les grenats peuvent être important du fait qu'ils concentrent les terres rares et pourraient avoir un rôle important. Les échantillons CSC 8, 9 et 10 présentent des grenats mais cependant, l'échantillon CSC 12 n'en présente pas et ils présentent tous des âges projetés similaires (Fig. X). Des âges de dépôt inférieur à 25 Ma sont probables aux vues des datations existantes qui indiquent que des âges de cristallisation de zircon de 15.5-16 Ma (U-Pb zircon [Chen et al., 2017](#)) dans la Yuli Belt. Il est plausible que des fluides riches en terres rares (terres rares lourdes comprises) aient enrichi les métasédiments, ce qui fausserait les résultats et par conséquent la comparaison effectuée. Cependant cette hypothèse paraît peu probable étant donné la faible mobilité des terres rares lourdes.

Ce travail de comparaison confirme les résultats U-Pb obtenus par [Chen et al. \(2017\)](#). Il est donc fort probable que le protolithe de ces métasédiments soit effectivement Miocène (entre 15 et 25 Ma) et provienne de la Mer de Chine du Sud, ce qui fait sens étant donné que c'est cette plaque qui rentre en subduction dans la subduction de Manille. La source de ces sédiments serait liée à l'érosion des reliefs du SE de la Chine comme le suggère [Li et al. \(2013\)](#).

6.2. Les méta-plagiogranites et les serpentinites de la Yuli Belt

Plusieurs échantillons de méta-plagiogranite ont été prélevés ainsi que des échantillons de serpentinites. Ces échantillons proviennent de la vallée de Zhuoxi dans la zone de contact entre les serpentinites et les schistes à grenat. Ces échantillons vont être décrits brièvement (**Fig. 53**) mais seront comparés aux mêmes lithologies présentes dans les mélanges ophiolitiques de Lichi et de Kenting dans le **Chapitre V**.

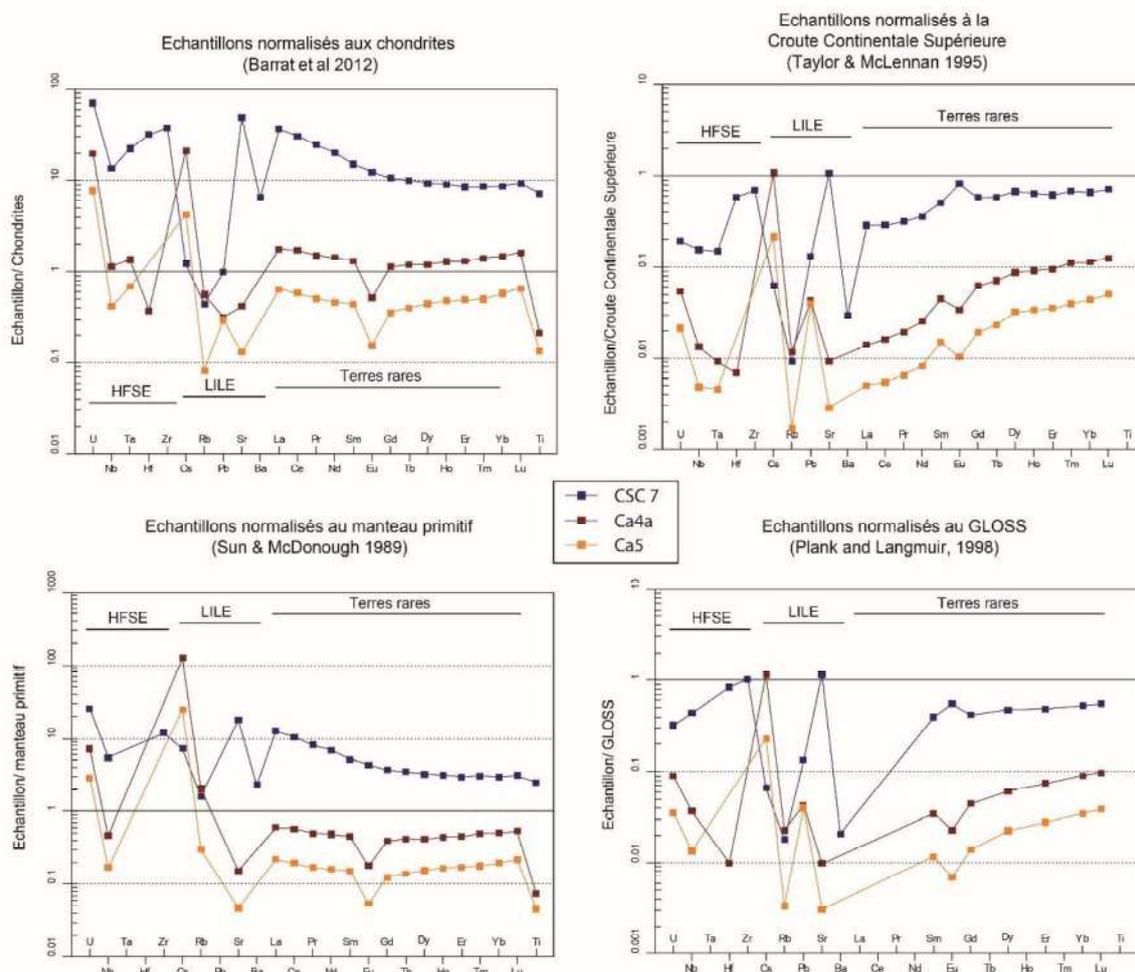


Figure 53 : Spider diagrammes représentant la géochimie en éléments traces dans les échantillons CSC 7 (méta-plagiogranite) ainsi que Ca4a et Ca5 (serpentinites) normalisés à la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan, 1995), aux chondrites (Barrat et al., 2012), au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) et au GLOSS (Plank et Langmuir, 1998).

HFSE et LILE : Pour le méta plagiogranite (CSC7), lorsqu'il est normalisé aux chondrites nous pouvons voir qu'il y a deux anomalies moyenne en Nb et Ba et une très forte anomalie en Rb (on passe de 40 à 0.4), Cs et Pb (**Fig. 53**).

Les serpentinites (Ca4a et Ca5) présentent également une anomalie négative en Nb (**Fig. 53**). Ca4a présente en plus une anomalie négative en Hf quand c'est pour le Sr pour Ca5. Ces deux serpentinites montrent une forte anomalie positive en Cs, et en Pb pour Ca5.

La normalisation à l'UCC ne montre plus l'anomalie en Nb de CSC7. Pour la normalisation au manteau primitif, les spectres sont similaires à la normalisation aux chondrites mais dans des concentrations plus faibles, pour des valeurs toujours inférieures à 1 et des gammes de concentration plus larges. Idem pour la normalisation au GLOSS. La normalisation au manteau primitif ne permet plus d'observer l'anomalie en Hf de Ca4a ni en Pb de Ca5.

Terres rares : Les normalisations aux chondrites et au manteau primitif montrent des allures de spectres identiques. L'échantillon CSC 7 présente un enrichissement en terres rare légères. Les 2 échantillons de serpentinites ne présentent pas d'enrichissement préférentiel entre terre rares lourdes/légères. Ils montrent cependant des anomalies négatives en Eu et Ti.

Selon que la normalisation soit aux chondrites ou au manteau primitif, CSC7 présente toujours des rapports supérieurs à 1. Cette même normalisation montre un spectre avec des rapports très proches de 1 pour Ca4a. Cependant, Ca4a et Ca5 présentent des teneurs inférieures à celles du manteau primitif.

A contrario, lorsque l'on normalise à l'UCC ou au GLOSS, on note à la fois pour les serpentinites et le méta plagiogranite un enrichissement en terres rares lourdes et des rapports de normalisation toujours inférieurs à 1, même si CSC7 tend vers un rapport de 1. La normalisation à l'UCC montre un enrichissement léger pour CSC7, alors que ce même échantillon montrait une tendance inverse avec les normalisations précédentes. Quant aux 2 serpentinites, elles ne présentent plus un spectre plat mais un enrichissement en terres rares lourdes avec des anomalies positives en Sm et négatives en Eu. La normalisation au GLOSS ne présente pas les données pour La, Ce, Pr et Nd. Cette normalisation permet de voir un spectre quasiment plat pour CSC7 avec une faible anomalie positive en Eu.

Les serpentinites montrent un enrichissement en terres rares lourdes avec une anomalie en Eu, tout comme lorsqu'elles sont normalisées à l'UCC.

7. Discussion sur la structure, la pétrochimie et la géochimie de la Yuli Belt

D'un point de vue général, la chimie des échantillons de la Yuli Belt semble assez proche de celle des sédiments de la SCS (données de [Wei et al., 2006](#) et [Li et al., 2013](#)) avec un spectre multi-élémentaires normalisés au GLOSS ([Plank et Langmuir, 1998](#)) très proche du pôle GLOSS avec cependant quelques anomalies communes. En effet, la Yuli Belt et la SCS présentent une anomalie négative Sr et très forte en Ca ainsi qu'une anomalie positive en Rb. Les métasédiments de la Backbone Range présentent également des spectres similaires à ceux de la Yuli Belt mais seuls les éléments majeurs ont été analysés dans la Backbone Range, ce qui limite les possibilités de corrélation.

La chimie des sédiments de la SCS révèle une variation entre la base et le sommet de la pile stratigraphique. Nous avons donc comparé les concentrations en terres rares dans les sédiments de la Mer de Chine du sud avec celles présentes dans les métasédiments de la Yuli Belt. Les concentrations en terres rares dans la Yuli Belt présentent les mêmes concentrations que les sédiments se trouvant au sommet de la pile sur le plancher de la SCS. On peut d'ailleurs remarquer que les analyses [Wei et al. \(2006\)](#) réalisées sur les sédiments âgés de 23 à 1 Ma présentent des concentrations en terres rares très similaires à celles des échantillons de la Yuli Belt pour les éléments présents dans cette étude. Si l'on accepte la comparaison avec les sédiments de Mer de Chine du sud, les sédiments de la Yuli Belt se seraient donc déposés entre 25 et 15 Ma et proviendraient de l'érosion du SE de la Chine comme l'ont déterminé [Li et al. \(2013\)](#).

Sur la base de ces résultats, nous proposons que les échantillons étudiés dans la Yuli Belt représentent des sédiments accrétés de la partie distale de la marge chinoise. En effet, les sédiments s'y trouvant sont majoritairement plus jeunes que 25 Ma et plus précisément, plutôt autour de 15-25 Ma. Ils sont donc post-rift. La présence majoritaire, dans l'unité de la Yuli Belt, de ces métapélites « post-rift », et de quelques blocs d'un socle constitué de serpentines, de metagabbros et de metaplagiogranite associé à l'absence de séries pré- ou syn-rift nous conduit à formuler l'hypothèse que cet assemblage est originel. Il constituerait donc la marge distale du SE de la Chine serpentinisée, où les séries pré-rifts et syn-rifts sont généralement absentes, postérieurement métamorphisées dans le chenal de subduction. Une hypothèse alternative serait de dire qu'il s'agit de sédiments initialement déposés sur une croûte océanique et que la serpentinitisation est syn-convergence. En effet, c'est cette hypothèse que nous privilégions du fait que les sédiments de la Mer de Chine du sud sont chimiquement bien corrélés avec les métasédiments HP de la Yuli Belt. De plus, les profils géophysiques de la marge eurasiennne montrent que la zone de transition océan-continent présente un manteau exhumé serpentinisé ([Franke et al., 2014](#) ; [Brune et al., 2016](#)) recouvert par des sédiments Miocène (**Fig. 54**).

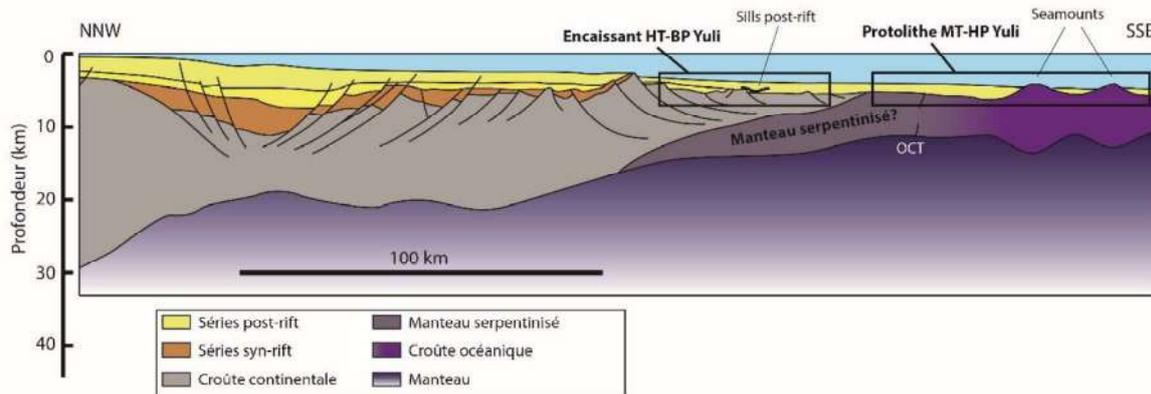


Figure 54 : Coupe schématique de la marge passive chinoise au SW de Taïwan modifié depuis Franke et al. (2014) et Brune et al. (2016). L'emplacement de l'encaissant HT-BP de la Yuli Belt ainsi que le protolithe des assemblages de MT-HP ont été replacés sur la marge anté-inversion.

L'étude pétrographique des assemblages HP et BP nous apportent également de nombreuses clés dans la compréhension de la mise en place de la Yuli Belt. En effet, nous avons défini l'encaissant de la Yuli Belt comme HT-BP avec des températures RSCM de l'ordre de 520-580 °C et aucune trace de haute pression. Les assemblages MT-HP sont présents quant à eux au contact entre l'encaissant BP et des boudins de serpentinite de taille kilométrique. Le pic de métamorphisme défini grâce aux équilibres chlorite-mica est de 13 – 15 kbars et 380 – 420 °C associé à un trajet rétrograde contraint jusqu'à 4 – 7 kbars et 330 – 420 °C. Les modélisations thermo-barométriques avec *Perple_X* montrent également que l'échantillon CSC 10 n'est pas rééquilibré à haute pression et conserve des propriétés héritées en roche totale. Il ne faut également pas oublier que des micas et des chlorites ont cristallisé sur le trajet rétrograde ce qui confirme que la roche totale n'est pas équilibrée avec pic de métamorphisme. Ces estimations d'un pic de métamorphisme à 13 – 15 kbars et 380 – 420 °C sont compatibles avec la température maximale calculée par méthode RSCM qui est de 400 - 430 °C.

L'encaissant HT-BP pourrait donc se situer sur la partie distale de la marge (**Fig. 54**) ce qui expliquerait des températures enregistrées de 550 °C du fait de la faible épaisseur lithosphérique à cet emplacement. Les sédiments Miocène proviendraient de la Mer de Chine du sud (**Fig. 54**). Les boudins de serpentinites accompagnés par les sédiments Miocène seraient quant à eux passés en subduction et auraient enregistré des conditions de haute pression, aux alentours de 5.1 ± 1.7 Ma d'après les datations Lu-Hf sur grenat réalisées par Sandmann et al. (2015) dans les échantillons de HP dans la Yuli Belt. Les serpentinites auraient ensuite été exhumées dans un premier temps dans le chenal de subduction du fait de leur faible densité relative. En remontant, elles auraient entraîné une partie des schistes à grenat avec elles, ce qui expliquerait la position actuelle des roches de HP. La dernière partie de l'exhumation s'est faite dans un régime trans-tensif avec une composante décrochante majeure parallèle à la chaîne comme l'indique les données structurales associées à la déformation D2.

Chapitre V : Mélanges ophiolitiques de Taïwan

Table des matières

1. Synthèse des études précédentes	269
1.1. Mélange de Kenting (KM)	269
1.2. Mélange de Lichi (LM)	273
2. Synthèse des datations existantes et nouvelles données	276
3. Thermicité dans les mélanges.....	281
3.1. Synthèse des conditions d'altérations décrites dans les roches des mélanges	281
3.2. Thermométrie par méthode de réflectance sur la vitrinite	282
3.3. Thermométrie sur chlorite.....	284
4. Géochimie et sources des basaltes des mélanges	286
4.1. Effets de l'altération et du métamorphisme sur la mobilité des éléments.	286
4.2. Basaltes.....	286
5. Discussion sur les sources, les conditions P-T enregistrées, la chronologie et les modes de mise en place des mélanges.....	310

La majeure partie de l'orogène taïwanais est composée de métasédiments dont le protolithe est la couverture sédimentaire déposée sur la marge Eurasienne. Cependant, il est possible d'observer les lithologies mafiques au sein de certaines unités, et notamment dans les mélanges ophiolitiques. Deux mélanges de ce type ont été décrits à Taïwan. Le premier est le mélange de Kenting (KM), en contact tectonique avec les sédiments faiblement métamorphisés de la couverture Miocène supérieure de la Backbone Range sur la péninsule d'Hengchun, à l'extrémité sud de l'île. Le second est le mélange de Lichi (LM) qui se situe entre la vallée longitudinale et l'extrémité sud de la Coastal Range (CoR). Ces roches mafiques accrétées sont presque les seules traces de la croûte océanique subductée et des volcans sous-marins associés. Elles constituent donc une source d'information importance cruciale pour la compréhension de la nature du manteau des plaques convergentes et comprendre l'histoire du magmatisme régional (Ker et al., 2015 ; Safonova et al., 2016 ; Tian et al., 2019).

L'objectif de ce chapitre est de synthétiser les données disponibles sur les différents mélanges observés en s'inspirant plus spécifiquement de leur composition, aux conditions P-T enregistrées et aux datations disponibles dans la littérature. Par la suite, la chimie de différentes phases minérales analysées à la microsonde électronique sera discutée. Pour finir, la géochimie des différentes lithologies des mélange sera décrite et comparée avec des roches provenant du SE de l'Asie afin de discuter des sources potentielles des mélanges ophiolitiques de Taïwan.

1. Synthèse des études précédentes

1.1. Mélange de Kenting (KM)

Du fait de la propagation vers le sud de la collision, la péninsule d'Hengchun représente la dernière partie du prisme d'accrétion à avoir été émergée dans la partie nord de la subduction de Manille (**Fig. 1**). Les nombreuses roches mafiques affleurant sur cette péninsule présentent différents degrés d'altération, de métamorphisme et de percolation par des fluides. Certains auteurs proposent que ce mélange ait enregistré les mêmes conditions métamorphiques que la marge continentale Eurasiatique subduite (Lundberg et al., 1997; Reed et al., 1992; Huang et al., 1997,2006; Chang et al., 2009 ; Malavieille et al., 2016).

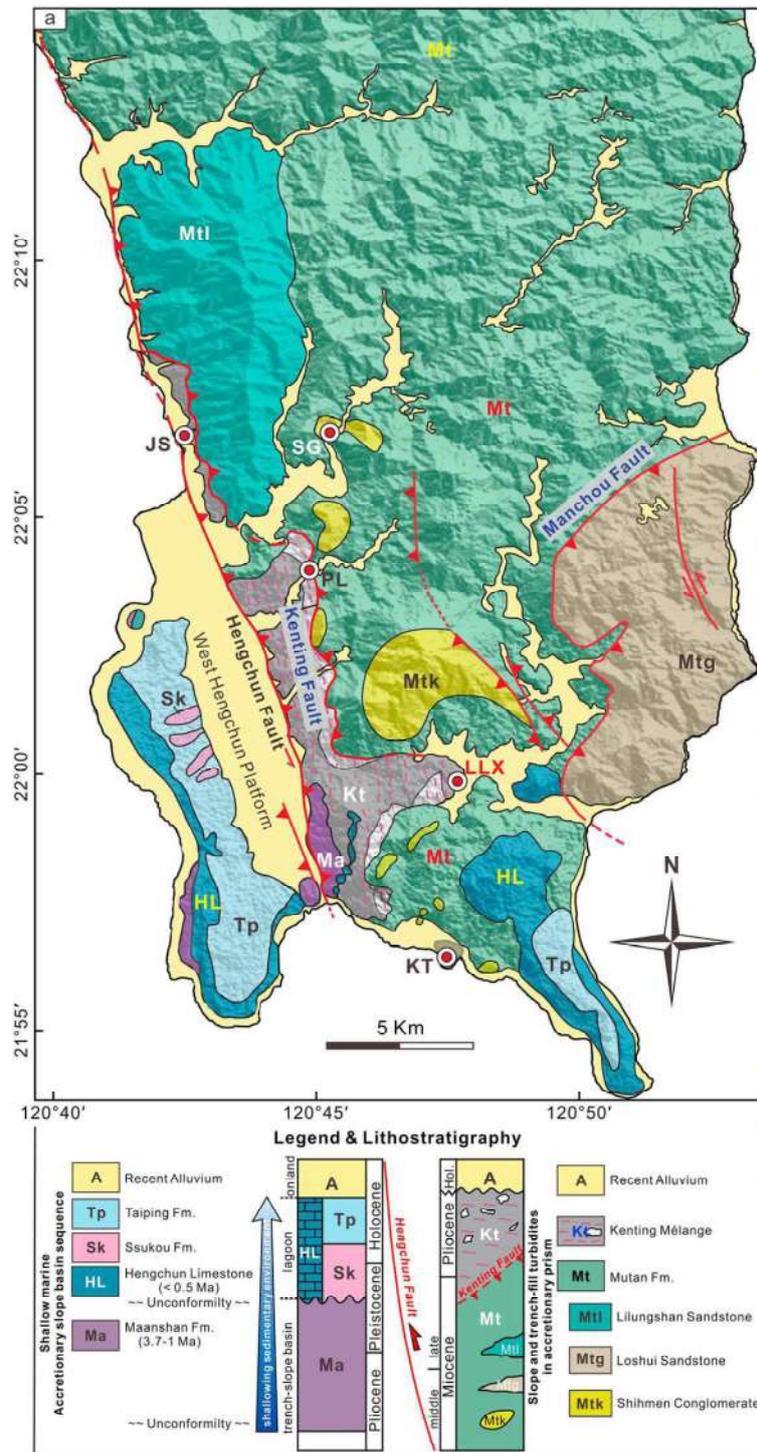


Figure 1 : Carte des formations géologiques de la péninsule d’Hengchun. Figure de Tian et al., 2019 et log repris de Giletycz et al. (2017).

Une faille majeure parcourt la péninsule d’Hengchun. Il s’agit de la faille d’Hengchun (**Fig. 1**) dont la nature, la géométrie et la cinématique ont été longuement discutés. L’étude récente de Giletycz et al. (2017) démontre clairement sur la base de travail de terrain, de comparaison des taux de

soulèvement et de quatre années de monitoring du déplacement de cette faille que la cinématique est senestre avec un jeu inverse à vergence ouest.

[Pelletier et al. \(1986\)](#) ont effectué un travail de détail sur la cartographie et la pétrologie de la péninsule d'Hengchun, dont une partie importante sur le mélange de Kenting. Leur étude met en avant quatre groupes de roches exotiques ainsi que des paragénèses métamorphiques associées.

1) Les roches basaltiques : Les pillow lavas présentent des chlorites et de la calcite associés à de l'épidote, du quartz et des oxydes. Ces minéraux pourraient être le produit d'une altération hydrothermale. Certains de ces basaltes ont été métamorphisés dans des conditions de schiste vert à amphibolite avec la transformation des clinopyroxènes en amphiboles (actinolites ou hornblendes). Ces épisodes sont accompagnés par la mise en place de veines d'épidote et de calcite.

2) Les méta-gabbros – diorites : Ces gabbros possèdent des olivines et des clinopyroxènes. Les olivines sont fraîches au cœur et fracturées sur les bordures mais également transformées en serpentinite + chlorite. La paragénèse après l'épisode de métamorphisme hydrothermal de ces roches contient des uralites (amphibole) et des chlorites.

3) Amphibolites : Les amphibolites retrouvées dans le mélange de Kenting peuvent être foliées et présentent un assemblage à albite + quartz + chlorite + épidote + calcite. Le protolithe de ces amphibolites pourrait être un gabbro ou un basalte.

4) Granitoïdes : Les granitoïdes présentent un assemblage à quartz + plagioclase + ferromagnésiens + épidote + sphène. La paragnénèse après l'épisode de métamorphisme hydrothermal présente des chlorites et de l'épidote et se ferait dans des conditions schiste vert.

D'autres unités présentent également des blocs exotiques basiques et ultra-basiques sur la péninsule d'Hengchun. Une séquence turbiditique compose la majeure partie de cette péninsule ; il s'agit de la formation de Mutan ([Chang et al., 2003](#)). Celle-ci est composée d'une alternance de siltite (granulométrie entre le grès et la pélite) et de grès avec de nombreuses lentilles de grès et de conglomérats d'échelles variables. Les principales lentilles intercallées dans la formation de Mutan définissent trois sous-formations qui sont Lilungshan, Shihmen et Loshi (description stratigraphique synthétisée dans [Tian et al., 2019](#)).

Les grès de Lilungshan montrent du bas vers le haut une séquence de turbidites sableuses suivie de grès grossiers et se terminant par des conglomérats ([Zhang et al., 2014](#)).

Les conglomérats de Shihmen sont caractérisés par une forte composante magmatique. Ils sont composés de sable, de fragments rocheux et de feldspaths qui proviennent de l'abrasion des blocs magmatiques entre eux. Les grès sont cimentés par une matrice à dominante calcique suivie par les minéraux argileux.

Les grès de Loshui sont composés de niveaux turbiditiques avec une faible composante de roches magmatiques détritiques (Kirstein et al., 2010 ; Zhang et al., 2014). Les conglomérats et les roches magmatiques détritiques sont des basaltes, gabbros, diabases et méta-basaltes. De plus, des fossiles bien préservés et des fragments d'huître, conque et de feuilles sont présents dans cette formation.

Parmi les roches mafiques du mélange de Kenting, les basaltes ont particulièrement attiré l'attention des géochimistes. Ces basaltes accrétés ont été décrits comme des fragments de la croûte océanique de Mer de Chine du sud (Huang et al., 1985 ; Muller et al., 1984 ; Page and Lan, 1983 ; Pelletier and Stephan, 1986) et les basaltes dans les turbidites comme provenant du continent chinois. L'étude de Chen et al. (2018) propose que les basaltes accrétés proviennent de la plaque chevauchée et de la plaque chevauchante.

Les basaltes et les andésites dans le mélange de Kenting sont recoupés par plusieurs générations de veines de calcite ou de quartz (Zhang et al., 2016) qui traversent les minéraux de l'assemblage principal (e.g. pyroxene et plagioclase).

Hypothèses de formation du mélange de Kenting :

De nombreux auteurs proposent que ce mélange ophiolitique soit composé de blocs issus de la plaque océanique de la Mer de Chine du sud (Biq, 1977 ; Page et Lan, 1983 ; Pelletier et al., 1983) en se basant sur des datations K-Ar indiquant des âges Miocène inférieur mais également sur le fait que les sédiments soient associés à des basaltes en coussin (Muller et al., 1984).

Pelletier et al. (1989) proposent également que les roches acides (keratophyre et plagiogranite) soient issues de produits détritiques magmatiques. Enfin, ces auteurs proposent une obduction d'une partie du plancher océanique de Mer de Chine du sud sur la marge chinoise.

D'autres auteurs proposent que ce mélange soit une relique du chenal de subduction à la base du prisme d'accrétion qui aurait été exhumé durant la collision (Chang et al., 2009).

1.2. Mélange de Lichi (LM)

Le mélange de Lichi est situé dans la vallée longitudinale (**Fig. 2, 3**), entre la marge Eurasienne et l'arc volcanique de Luçon. Ce mélange est composé d'une matrice détritique fortement déformée contenant des blocs de gabbro, serpentinite, méta-granite et basalte. Il est proposé que ces blocs proviennent de l'ophiolite Est de Taïwan (ETO : East Taiwan ophiolite) qui a été ensuite remaniée dans le mélange Pliocène de Lichi. Plusieurs études ont été réalisées sur le mélange de Lichi et l'ETO ainsi que dans l'unité de Takangkou qui représente le bassin forearc exhumé. Ces études couvrent les domaines de la pétrographie, la géochimie, l'isotopique, la structurale et présentent également des données de datation.

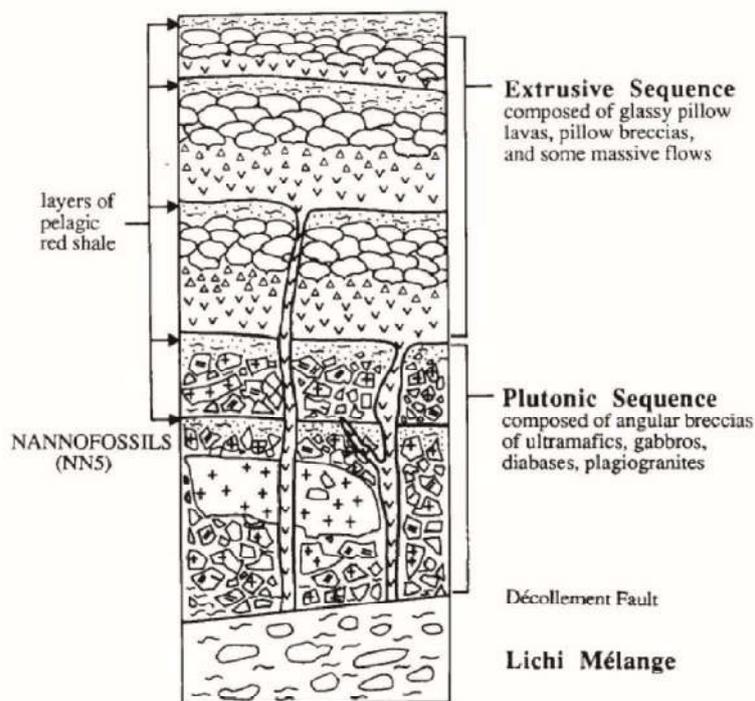


Figure 2 : Schéma stratigraphique de l'ETO d'après Liou et al. (1977). Figure de Chung et Sun (1992).

L'ETO est composée de trois parties distinctes (Chung et Sun, 1992 ; **Fig. 2**) dont le mélange de Lichi qui se situe à la base. Ce mélange est séparé par un niveau de décollement d'une séquence plutonique composée de péridotites serpentinites, plagiogranites et de gabbros. Au sommet se trouve une séquence extrusive composée de laves basaltiques le plus souvent sous forme de pillow lavas.

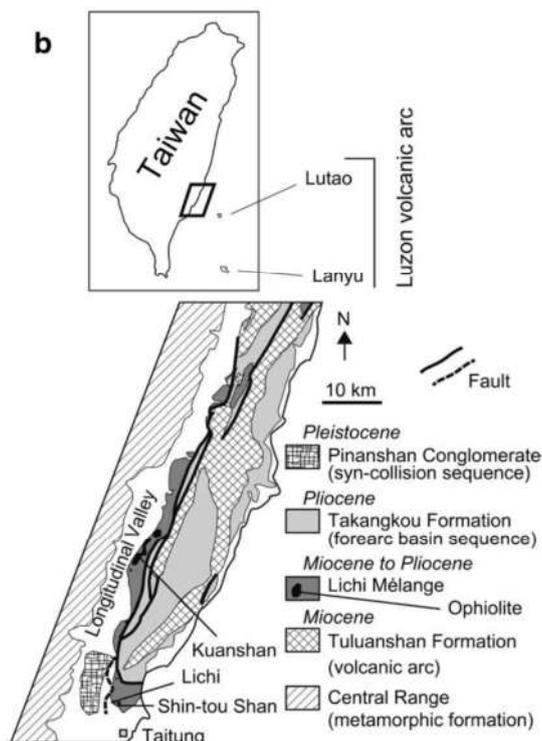


Figure 3 : Carte de localisation du mélange de Lichi, des ophiolites associées, du bassin avant-arc mais également des roches de l'arc présentes dans la Coastal Range. Carte de [Morishita et al. \(2017\)](#).

Les blocs de ce mélange ont été attribués à plusieurs sources dont la marge eurasiennne, l'arc volcanique de Luçon, le prisme d'accrétion et le bassin avant-arc si distinction il y a entre les deux.

Plusieurs hypothèses sont proposées quant à la formation de ce mélange ([Lin et al., 2019](#)). L'hypothèse dominante est que ce mélange représente une relique du prisme d'accrétion de la subduction de Manille faisant subduire la SCS sous la PSP ([Biq, 1971](#) ; [Chai, 1972](#) ; [Karig, 1973](#) ; [Ho, 1977](#) ; [Hsu, 1988](#)). Une autre hypothèse, basée sur la géochimie des blocs, suppose une origine olistostrome, pour ce mélange mis en place par le biais de glissements de grande ampleur depuis la partie ouest du bassin avant-arc de Luçon ([Hsu, 1954](#) ; [Wang, 1976](#) ; [Ernst, 1977](#) ; [Page and Suppe, 1981](#) ; [Barrier and Muller, 1984](#)). Ce modèle suppose que certains blocs proviennent du prisme d'accrétion ([Page and Suppe, 1981](#)). Certaines études proposent également que certains blocs de ce mélange proviennent du socle de l'arc incorporés dans le mélange durant l'épisode de collision ([Chang et al., 2000, 2001](#) ; [Huang et al., 2008](#) ; [Chen et al., 2017](#) ; [Huang et al., 2018](#)). [Lin et al. \(2019\)](#) proposent que les blocs mantelliques proviennent de la plaque supérieure et qu'ils soient incorporés dans le chenal de subduction. Un modèle en « retro-wedge » a également été proposé pour réconcilier les interprétations du modèle « olistostrome » et du modèle de collision tectonique ([Chi et al., 2014](#) ; [Malavieille et al., 2016](#)).

Chapitre V : Mélanges ophiolitiques de Taïwan

Les différentes études pétrologique, géochimique et isotopique montrent que la plupart des roches basiques sont co-magmatiques et feraient partie d'une seule unité ophiolitique issue de la plaque océanique des Philippines (Shih et al., 1972 ; Liou, 1974) ou de la Mer de Chine du sud (Liou et al., 1977 ; Supper et al., 1981 ; Jahn, 1986 ; Chung et Sun, 1992).

2. Synthèse des datations existantes et nouvelles données

Afin de retracer l'histoire des mélanges ophiolitiques de Kenting et de Lichi, les datations effectuées sur les différents blocs sont d'une importance capitale. Des datations par la méthode U-Pb sur zircon et K-Ar ont permis de déterminer des âges de cristallisation des roches mafiques et ultramafiques. Les méthodes de thermochronologie permettent quant à elles de discuter les épisodes de dépôt, érosion et sédimentation ainsi que de comparer les âges totalement ou partiellement remis à zéro, nous renseignant ainsi sur l'âge de la source sédimentaire.

Le stage de master 2 de Maxime Daudet a également apporté des contraintes d'âge grâce à des datations géochronologiques Ar/Ar réalisées à l'université de Montpellier (coll. P. Monié) sur quatre échantillons de gabbro (H6D, H2, H6A, H6B). Ces échantillons proviennent de galets prélevés en novembre 2014 dans les séries Miocène de la formation Mutan/SushungShi (H2) de la péninsule de Hengchun et du mélange de Kenting, (H6A, H6B et H6D). Les analyses fournissent deux populations d'âges : des âges anciens compris entre $32,9 \pm 4,1$ Ma pour l'échantillon H6D et $29,3 \pm 1,9$ Ma pour l'échantillon H2 (qui correspondent probablement à l'âge de cristallisation de ces gabbros). Les analyses montrent aussi une réouverture du système vers 10 Ma pour H2 sans doute associée aux déformations et au métamorphisme observé (Fig.22). Un âge plateau de $14,7 \pm 1,4$ Ma est obtenu pour l'échantillon H6A. Un des échantillons analysés (H6B) n'a en revanche pas permis d'obtenir un âge en raison de l'altération trop importante des amphiboles.

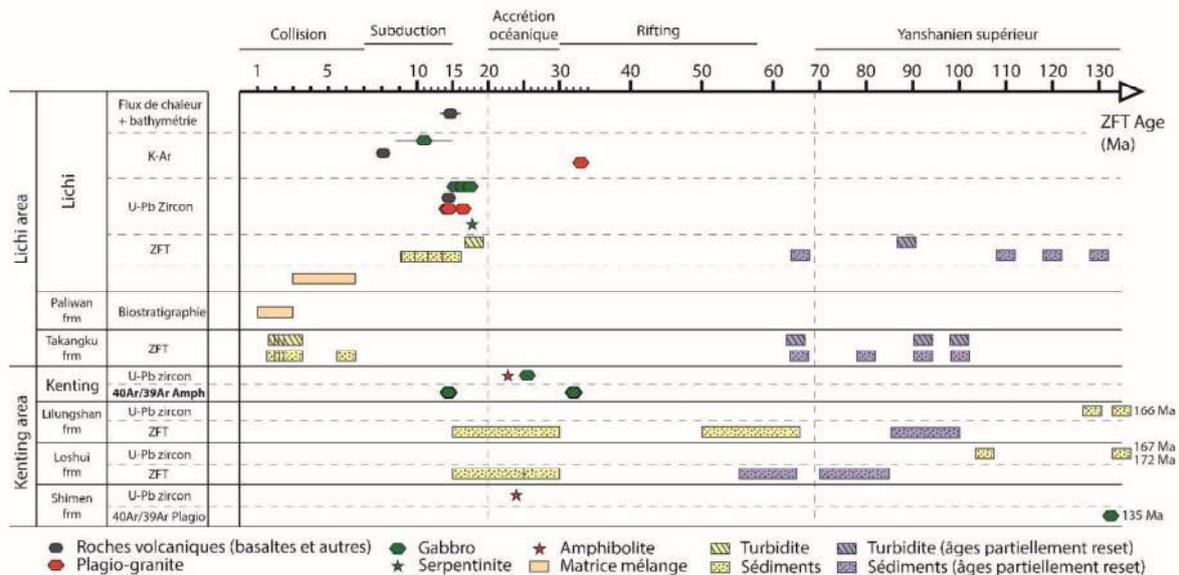


Figure 4 : Synthèse des datations dans le mélange de Lichi, la formation de Paliwan et Takangku. Les données proviennent de [Jahn, 1986](#) ; [Huang et al., 2006](#) ; [Huang et al., 2008](#) ; [Shao et al., 2015](#) ; [Hsieh et al., 2016](#) ; [Huang et al., 2018](#) ; [Huang et al., 2018b](#) ; [Lin et al., 2019](#) ainsi que du stage de Maxime Daudet (Ar/Ar sur les gabbros du mélange de Kenting).

De nombreuses datations ont été réalisées dans les roches exotiques ainsi que dans les sédiments des mélanges ophiolitiques de Lichi et de Kenting (Jahn, 1986 ; Huang et al., 2006 ; Huang et al., 2008 ; Shao et al., 2015 ; Hsieh et al., 2016 ; Huang et al., 2018 ; Huang et al., 2018b ; Lin et al., 2019). La synthèse des différentes datations dans les mélanges ainsi que dans les autres unités sédimentaires faiblement métamorphisées à leur contact est présentée dans la **Figure 4**. Des gabbros ont été datés dans les deux mélanges et montrent des âges entre 14 et 17 Ma (U-Pb zircon) dans le mélange de Lichi tandis que des âges de 15, 25 et 33 Ma (U-Pb zircon et $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ amphibole) ont été obtenus dans le mélange de Kenting. Les gabbros de Lichi indiquent donc des âges entre la fin de l'océanisation en Mer de Chine du sud et le début de l'épisode de subduction. Les gabbros de Kenting indiquent un âge similaire mais également des âges syn-océanisation et syn-rift. Les conglomérats de Shihmen dans la péninsule d'Hengchun présentent également des gabbros dont un échantillon a été daté à 135 Ma, en lien avec l'orogénèse Yanshanienne. Les serpentinites dans le mélange de Lichi présentent des âges comparables à ceux des gabbros de 17 Ma (U-Pb zircon). Des basaltes ont également été datés dans le mélange de Lichi à 8 Ma (K-Ar) et 14 Ma (flux de chaleur + bathymétrie). Ces âges sont contemporains de l'épisode de subduction mais il ne faut pas oublier que du volcanisme intraplaque en Mer de Chine du sud et sur la marge chinoise a été recensé jusqu'à 3 Ma. Des plagiogranites présents dans le mélange de Lichi ont été datés à 13-17 Ma (U-Pb zircon) et 34 Ma (K-Ar). L'âge à 34 Ma peut correspondre à un âge de mise en place mais également à une remise à zéro étant donné que la température de fermeture de la méthode est de 250-350 °C et que l'épisode de rifting a entraîné une forte augmentation de la température (300-550 °C). Pour finir, des amphibolites présentes dans le mélange de Kenting et les conglomérats de Shihmen ont été datées à 23-24 Ma (U-Pb zircon), donc pour des âges syn-océanisation. Ces datations indiquent probablement l'âge de cristallisation du protolithe des amphibolites.

Etant donné que ces mélanges sont sédimentaires, de nombreuses datations thermochronologiques ont été effectuées et permettent d'observer des âges remis à zéro et d'autres partiellement remis à zéro. Les âges partiellement remis à zéro indiquent tous des âges Yanshaniens dans les mélanges et dans les unités associées. Les sédiments dans les mélanges proviennent donc probablement de l'altération du SE de la Chine. Cependant, les données non remises à zéro montrent des âges récents dans le mélange de Lichi ainsi que dans les formations associées de 2 à 18 Ma (ZFT) tandis que les âges sur la péninsule d'Hengchun sont compris entre 15 et 65 Ma pour les âges ZFT et entre 100 et 172 Ma pour les données U-Pb sur zircon.

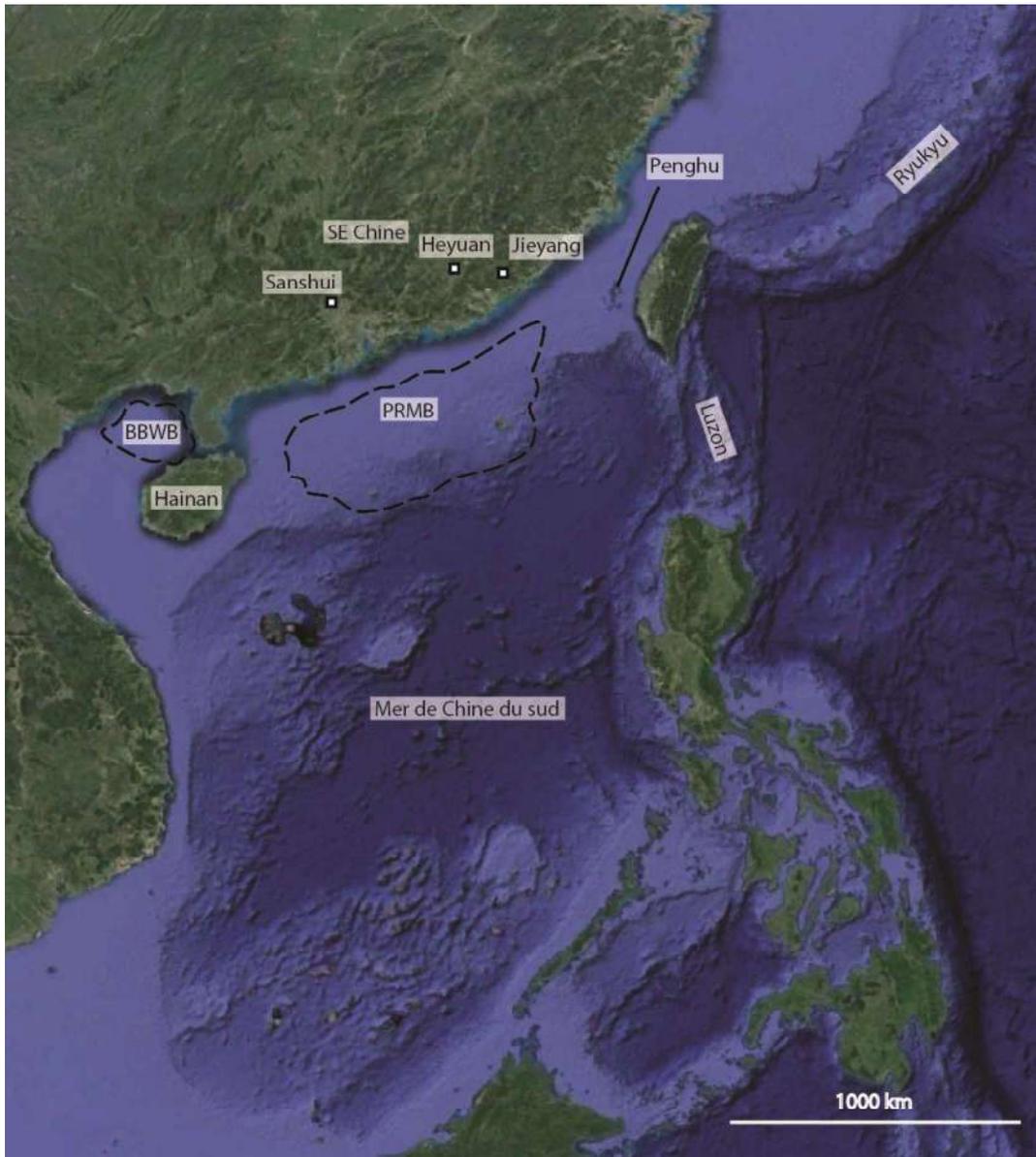


Figure 5 : Carte des différentes localités dont les âges ont été synthétisés en Asie du SE.

J'ai également effectué une compilation des datations du magmatisme à l'échelle du SE de l'Asie (**Fig. 5**) comprenant le SE de la Chine ainsi que la marge (Chung et al., 1997 ; Li et al., 2003 ; Zhu et al., 2004 ; Zhou et al., 2009 ; Huang et al., 2013 ; Liu et al., 2017), la Mer de Chine du sud (Taylor et Hayes, 1983 ; Kudrass et al., 1986 ; Jin, 1989 ; Pautot et al., 1990 ; Bellon et al., 1991 ; Li et Liang, 1994 ; Zou et al., 1995 ; Prell et al., 1999), les arcs de Ryukyu (Chen, 1978, 1989, 1990 ; Juang et Chen, 1989 ; Wang et Chen, 1990) et de Luçon (Lo et al., 1994), la Coastal Range (Lo et al., 1994 ; Yang et al., 2003 ; Lai et al., 2017), la plaque Philippines (Ozima et al., 1977 ; Hilde et Lee, 1984 ; Fujioka et al., 1999 ; Okino et Fujioka, 2003), le bassin forearc de Huatung (Deschamps et al., 2000 ; Yeh et Cheng, 2001 ; Doo et al., 2015), les îles Penghu (Chen et Chung, 1985 ; Juang, 1988 ; Wang et al., 2012) ainsi que l'ouest et le nord de Taïwan (Chen, 1990 ; Lee, 1990 ; Chung et al., 1995a ; Wang et al., 2012).

Cette base de données présente principalement des roches volcaniques effusives dont une majorité de basaltes. Cependant, d'autres lithologies sont également synthétisées telles que des dacites, rhyo-dacites et andésites. La base de données est disponible en **Matériel Supplémentaire 8**.

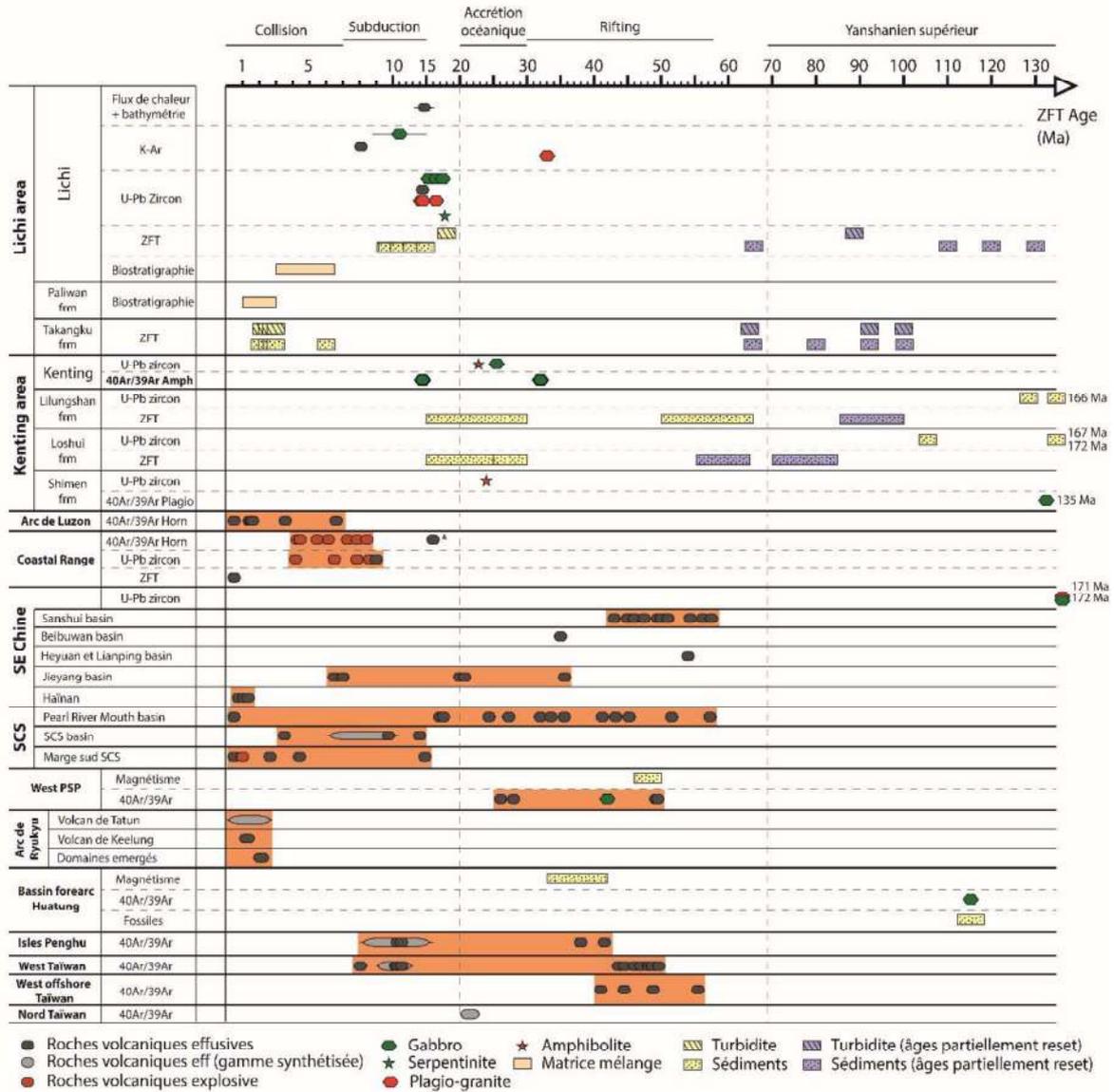


Figure 6 : Synthèse des datations dans les mélanges et des datations du magmatisme dans le SE de l'Asie. L'axe horizontal représente l'âge et l'échelle n'est pas la même pour les gammes 0-10 Ma, 10-60 et 60-130 Ma. Quand la littérature le permet, la méthode de datation est indiquée. Les datations au-delà de 130 Ma sont définies par la valeur associée. La roche de la Coastal Range qui indique « A » est une andésite, ce qui a son importance pour la comparaison avec les basaltes des mélanges.

La figure synthétisant les âges du magmatisme (**Fig. 6**) montre des âges de 0-58 Ma en Mer de Chine du sud et dans le SE de la Chine. Dans le SE de la Chine, on peut observer que les âges rajeunissent depuis le continent vers la marge avec des âges de 42-58 Ma pour le bassin de Sanshui (le plus dans les terres), 6-36 Ma pour le bassin de Jieyang situé en bord de mer et <2 Ma à Hainan qui se situe sur la marge en mer. La même observation peut être faite en Mer de Chine du sud avec des âges

Chapitre V : Mélanges ophiolitiques de Taïwan

de 0-58 Ma dans le bassin de Pearl River Mouth situé sur la partie proximale et distale de la marge chinoise et des âges de 0-15 Ma sur le plancher océanique et sur la marge sud. Les roches de l'arc de Luçon et de la Coastal Range présentent des âges de 0-10 Ma tandis que l'arc de Ryukyu présente des âges de 0-3 Ma. Les occurrences de volcanisme depuis les îles Penghu jusqu'au Western Foothills à l'ouest de Taïwan présentent des âges entre 8 et 50 Ma.

3. Thermicité dans les mélanges

3.1. Synthèse des conditions d'altérations décrites dans les roches des mélanges

Plusieurs auteurs ont identifié un métamorphisme schiste vert à amphibolitique (e.g., [Pelletier et al., 1986](#)) dans les roches d'origine magmatique présentes au sein des mélanges ophiolitiques de Taïwan. Ces auteurs ont parfois défini des conditions P-T associées à ces épisodes d'altération qui sont synthétisées dans le **Tableau 1**.

Tableau 1 : Estimation des conditions thermo-barométriques subies par les échantillons dans les mélanges, majoritairement au cours des événements d'altération hydrothermale.

Formation	Auteurs	Lithologie	Evènement estimé	Méthode	Profondeur (km)	T (°C)
Lichi	Shellnutt and Hsieh, 2016	Basaltes	Température du manteau	eneur en MgO et FeO dans les olivines		1300-1400
Kenting	Zhang et al., 2016	Sediments	Pic T matrice	Vitrinite	2-10	160-180
Lichi	Zhang et al., 2016	Sediments	Pic T matrice	Vitrinite		115-125
Lichi	Liou, 1979	Basaltes	Altération hydrothermale	Pétrologie + RT + modélisations thermodynamiques	0.6-1.6	150-250
Lichi	Liou et Ernst, 1979	Ultramafigues	1) pre-brecciation de type ride metamorphisme avec des conditions de haut grade schiste vert et de rares amphibolitique	Antigorite + chlorite + talc dans des roches ultramafigues suggèrent une recristallisation		> 350-500
Lichi	Liou et Ernst, 1979	Roches plutoniques	1) pré-brecciation de type ride metamorphisme avec des conditions de haut grade schiste vert et de rares amphibolitique	Pétrologie métamorphique + modélisation thermodynamique	1-2.5 sous la surface du plancher océanique	300-500
Lichi	Liou et Ernst, 1979	Roches plutoniques	2) post-brecciation : zeolite à schiste vert très bas	Pétrologie métamorphique + modélisation thermodynamique	1.5-2.5 sous la surface du plancher océanique	200-350
Lichi	Yui et Jeng, 1990	Gabbro	Altération de fluides dérivés de l'eau de mer	$\delta^{18}\text{O}$ et δD dans les amphiboles		High température

Une grande partie des estimations a été réalisée par Liou (et d'autres collaborateurs) qui a beaucoup travaillé sur le métamorphisme bas grade qui est très difficile à caractériser en terme de pression et température en comparaison avec des assemblages de type schiste bleu ou éclogite. Les travaux de [Liou, \(1979\)](#) et [Liou et Ernst, \(1979\)](#) ont permis de déterminer les conditions enregistrées par les roches ignées dans le mélange de Lichi (**Tab. 1**). Il est intéressant de voir que ces conditions changent en fonction de la lithologie observée. Les roches plutoniques ([Liou et Ernst, 1979](#)) présentent un épisode pré-brèche à 300-500 °C, à très faible profondeur et un épisode post-brèche à 200-350 °C, également à très faible profondeur. Les roches ultramafiques semblent avoir enregistré les mêmes conditions pré-brèche avec des températures supérieures à 350°C et jusqu'à 500 °C. Cependant, les basaltes ont enregistré une altération hydrothermale ([Liou, 1979](#)) avec des températures de 150-250 °C, à une très faible profondeur, de l'ordre de 0.6-1.6 km sous le niveau de la mer.

3.2. Thermométrie par méthode de réflectance sur la vitrinite

Les assemblages minéralogiques au sein des mélanges montrent que ces mélanges sédimentaires ont subi un très faible réchauffement. De plus, aucune déformation claire ne peut être décrite et la matrice des mélanges est composée de très nombreux éléments issus de l'érosion par abrasion des différents blocs entre eux. La méthode de thermométrie par réflectance sur vitrinite a été menée par certains auteurs pour déterminer les conditions de température atteintes par ces mélanges suite à l'incorporation des différents blocs.

Cette méthode permet d'obtenir une valeur de réflectance (Ro%) qui dépend de la température atteinte par l'échantillon. Afin de convertir ces données en valeurs de température, 3 équations ont été proposées, avec des méthodes de calcul différentes dépendant du temps pendant lequel l'échantillon a été chauffé. Cette période définie comme le « temps de chauffe » correspond à la période durant laquelle l'échantillon reste à une température entre Tmax et Tmax-15 °C ([Sekiguchi et Hirai, 1980](#)). [Sweeney et Burnham \(1990\)](#) proposent deux équations dont la première permet de calculer une température pour un « temps de chauffe » de 10 Ma :

$$\text{Eq 1 : } T(^{\circ}\text{C}) = 158 + (90 \times \ln(\text{Ro}\%))$$

La deuxième permet de calculer une température pour un « temps de chauffe » de 1 Ma :

$$\text{Eq 2 : } T(^{\circ}\text{C}) = 174 + (93 \times \ln(\text{Ro}\%))$$

[Barker \(1988\)](#) a également proposé une équation de calcul de température ne dépendant pas du « temps de chauffe » de l'échantillon :

$$\text{Eq 3 : } T(^{\circ}\text{C}) = 148 + (104 \times \ln(\text{Ro}\%))$$

La période de chauffage est généralement comprise entre 1 et 10 Ma sur les marges actives ([Laughland and Underwood, 1993](#); [Ohmori et al., 1997](#)) et la marge d'erreur de température définie par ces équations est de ± 30 °C.

Tableau 2 : Valeurs de T(°C) calculées à partir de la méthode de réflectance sur vitrinite sur les échantillons des mélanges et sur les formations associées (Zhang et al., 2016).

Sample name	Localisation	Ro range(%)	Ro (%)	Eq 1 : Temp.(max)(10my) ^a	Eq 2 : Temp.(max)(1my) ^a	Eq 3 : Temp.(max) ^b
Echantillons prélevés dans l'encaissant de la formation de Mutan et dans les sous-formations associées						
M-1	Maanshan	0.70-0.79	0,75	132,2	147,4	118,2
M-2	Maanshan	0.69-0.82	0,74	131	146,1	116,8
ZKX2	Lilungshan	0.82-0.88	0,85	143,3	158,8	131
S04	Encaissant Mutan	0.61- 0.75	0,67	122,5	137,3	107
JLS13	Loshui	0.55-0.68	0,61	114,1	128,6	97,3
Blocks de sédiments pris dans la formation de Mutan et dans le mélange de Kenting						
PL12	Blocks sed (encaissant Mutan)	0.78 -0.87	0,82	139,8	155,2	127
CH22	Block sed (Kenting)	0.67-0.78	0,71	127,7	142,7	113
CH12-2	Block sed (Kenting)	0.59-0.74	0,67	122,5	137,3	107
CH09	Block sed (Kenting)	0.59-0.69	0,64	117,8	132,5	101,6
CH12	Block sed (Kenting)	0.69-0.79	0,73	129,3	144,3	114,8
CH10	Block sed (Kenting)	0.72-0.80	0,76	132,7	147,9	118,8
CH8-1	Block sed (Kenting)	0.57 -0.68	0,62	115,6	130,1	99
PL10	Blocks sed (encaissant Mutan)	0.77-0.84	0,8	138,4	153,7	125,3
"Broken formation" entre la formation de Mutan et le mélange de Kenting						
CH20-2	Broken (Kenting)	0.87-0.94	0,9	148,6	164,3	137,2
CH20-1	Broken (Kenting)	0.82-0.98	0,9	148,9	164,6	137,5
PL11	Broken (Kenting)	0.85-1.04	0,96	154	169,9	143,4
PL14	Broken (Kenting)	0.88-1.05	0,99	156,7	172,7	146,5
CH13	Broken (Kenting)	0.81-0.92	0,86	144,6	160,2	132,6
Encaissant du mélange de Kenting						
CH23	Kenting	0.89-1.05	0,98	155,9	171,8	145,6
CH26	Kenting	0.95-1.07	1	157,5	173,5	147,5
CH24	Kenting	0.92-1.10	1,01	159,3	175,3	149,4
PL-2	Kenting	1.00-1.13	1,06	163,2	179,3	154
PL-4	Kenting	0.84-0.93	0,87	145,9	161,5	134
PL16	Kenting	0.80-0.98	0,91	149,3	165	138
Encaissant du mélange de Lichi						
MK01	Lichi	0.49-0.59	0,54	102	116,2	83,3
MK02	Lichi	0.50-0.62	0,58	109,6	124	92,1
MK03	Lichi	0.49-0.63	0,56	106	120,2	87,9
MK04	Lichi	0.52-0.62	0,58	109,6	124	92,1
MK05	Lichi	0.45-0.53	0,55	103,9	118,1	85,4
MK06	Lichi	0.52-0.58	0,55	104,4	118,6	86

Les données de thermométrie obtenues par la méthode de réflectance sur vitrinite ne peuvent être interprétées qu'à partir d'une estimation du « temps de chauffe ». Au vu du caractère très récent de ces mélanges, il est probable que ces échantillons possèdent un temps de chauffe proche de 1 Ma car il correspond au temps durant lequel l'échantillon a été maintenu à une température entre Tmax et Tmax-15°C. On peut observer dans le **Tableau 2** que les températures maximales sont plus élevées dans le mélange de Kenting que dans le mélange de Lichi, mais peu importe la nature des roches sédimentaires dans les deux mélanges et les formations associées, les températures sont comprises

entre 120 et 180 °C. Une fois les blocs exotiques incorporés dans la matrice, les mélanges ont donc connu des conditions métamorphiques très basses, probablement sans enfouissement notable.

3.3. Thermométrie sur chlorite

Afin d’explorer plus en détail les conditions thermiques enregistrées dans les mélanges, nous avons voulu déterminer les conditions d’altération enregistrées par les différents blocs exotiques présents dans les mélanges. En effet, l’étude pétrographique nous a permis de déterminer que les lithologies telles que les basaltes ou les gabbros avaient subi une altération hydrothermale importante, avec notamment une chloritisation et la mise en place de veines de calcite et d’épidote. Cet épisode de chloritisation se produisant apparemment à basse pression, nous avons décidé d’effectuer une étude de thermométrie sur chlorite à l’aide des analyses microsonde effectuées sur deux échantillons dont un basalte dans le mélange de Lichi (échantillon 16-04) et un conglomérat dans le mélange de Kenting (échantillon H1B). Les températures ont été obtenues par la méthode de [Bourdelle et Cathelineau \(2015\)](#).

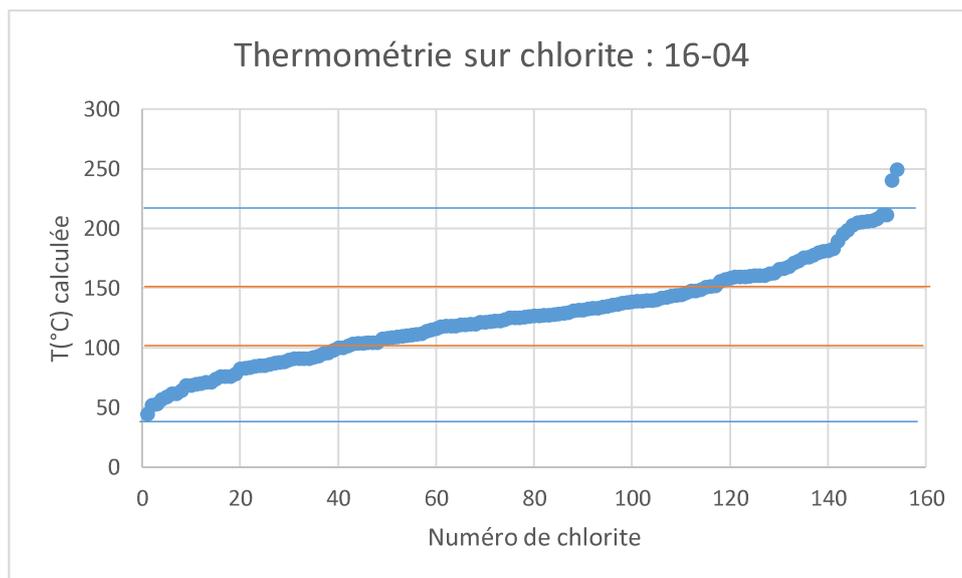


Figure 7 : Résultats des calculs de thermométrie sur chlorite pour l’échantillon 16-04 (basalte) du mélange de Lichi.

L’échantillon de basalte 16-04 présente des températures (**Fig. 7**) entre 50 et 220 °C. Sur les ~155 chlorites utilisées pour la thermométrie plus de la moitié (80) montrent des températures entre 100 et 150°C (aplatissement de la courbe) On peut finalement remarquer que peu de chlorites indiquent des valeurs supérieures à 200 °C.

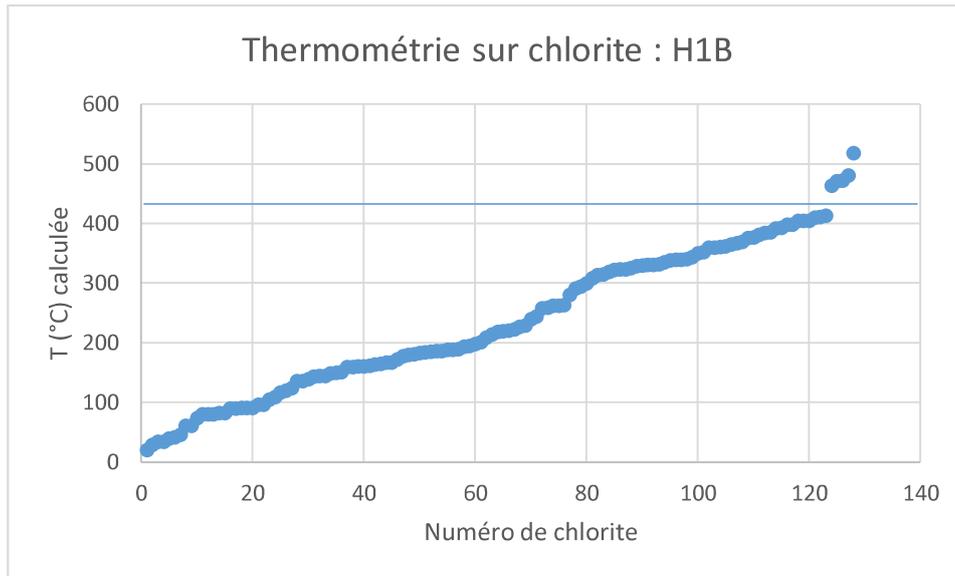


Figure 8 : Résultats des calculs de thermométrie sur chlorite pour l'échantillon H1B (conglomérat) du mélange de Kenting.

L'échantillon de conglomérat H1B du mélange de Kenting présente des valeurs de thermométrie sur chlorite (**Fig. 8**) comprises majoritairement entre 20 et 420 °C. Deux gammes de températures semblent se détacher plus particulièrement autour de 150-200 °C et de 300-400 °C.

Si on compare les résultats obtenus dans les deux mélanges (**Fig. 7, 8**), on peut noter que les températures sont plus faibles dans le mélange de Lichi. Cependant, les estimations n'ont pas été réalisées sur les mêmes lithologies. En effet il s'agit d'un basalte dans Lichi et d'un conglomérat dans Kenting. Le conglomérat contient de nombreux blocs de natures différentes et donc présente une gamme de température potentiellement plus large. Les estimations de 50-220 °C dans les basaltes de Kenting sont assez proches de celles réalisées par [Liou \(1979\)](#) qui estiment le pic de l'épisode hydrothermal à 150-250 °C.

4. Géochimie et sources des basaltes des mélanges

4.1. Effets de l'altération et du métamorphisme sur la mobilité des éléments.

L'analyse des différents blocs présents au sein des mélanges permet de tracer leur origine. Une étude comparative a été réalisée avec des échantillons d'autres unités à Taïwan mais également celles provenant de la Mer de Chine du sud, de la marge chinoise, du continent chinois, de l'arc de Luçon, de l'arc Ryukyu et de la plaque océanique des Philippines. Un point important est que l'altération hydrothermale a perturbé les concentrations en éléments majeurs. Cependant, basé sur de nombreuses études de roches archéennes et de basaltes océaniques, il est communément accepté que les éléments comme Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 ainsi que les HFSE (Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Y), les REE et certains éléments de transition (Ni, Cr, Co, Sc et V) sont relativement immobiles durant ces épisodes de métamorphisme et d'altération (Beccaluva et al., 1979 ; Pearce et Norry, 1979 ; Said et Kerrich, 2009 ; Bi et al., 2017).

4.2. Basaltes

Plusieurs études se sont déjà intéressées à la chimie des basaltes dans les mélanges ophiolitiques de Taïwan. Liou et al. (1974, 1979) ont étudié la chimie des basaltes dans le mélange de Lichi. Il en ressort que leur chimie varie entre les échantillons frais et ceux altérés par une circulation hydrothermale.

Afin de définir une source pour des mélanges, nous pouvons comparer les basaltes des mélanges ophiolitiques de Taïwan avec ceux présents dans et autour de la SCS. Il faut donc identifier ces sources potentielles, les localiser et comprendre le contexte de mise en place de ces basaltes. La chimie de basaltes provenant de nombreuses formations a été synthétisée à partir des données de la littérature afin de pouvoir les comparer entre eux.

Sur Taïwan même, plusieurs unités comportent des occurrences de basaltes (*Fig. 9b, c*). Les mélanges de Kenting (cette étude, Chen et al., 2018 ; Yu et al., 2018 ; Tian et al., 2019) et Lichi (Lin et al., 2019) dans un premier temps, mais également les conglomérats de Shimen (Chen et al., 2018 ; Tian et al., 2019) qui sont localisés à l'est du KM. La Coastal Range (Lai et al., 2017) qui représente l'arc de Luçon (Vidal et al., 1989 ; Defant, 1990 ; Valera et al., 2019) exhumé contient plusieurs lithologies volcaniques dont des basaltes. Des basaltes sont également présents dans l'arc de Ryukyu (Ishikawa

et al., 1991 ; Shinjo et al., 1999). Des niveaux de basaltes en coussins sont également présents au sein de la couverture Miocène syn- post-rift de la Centrale Range.

Des basaltes externes à Taïwan (**Fig. 9a**) sont également à considérer comme sources potentielles des mélanges ophiolitiques. La Mer de Chine du sud (SCS ; Yan et al., 2015 ; Shan et al., 2017, 2018 ; Yu et al., 2018) et les « seamouts » (Yan et al., 2008, 2015 ; Yu et al., 2018) associés présentent une grande variabilité de basaltes, ainsi que l'île de Hainan (Liu et al., 2015) et le SE de la Chine (Cao et al., 1987 ; Huang et al., 2013 ; Yang et Fang, 2015) associés à la phase de rifting et d'océanisation de la SCS. La plaque Philippine est une autre plaque océanique à considérer ainsi que l'arc volcanique Ryukyu, localisé au NE de Taïwan. La base de données de la géochimie des basaltes dans le SE de l'Asie est disponible en **Matériel Supplémentaire 7**.

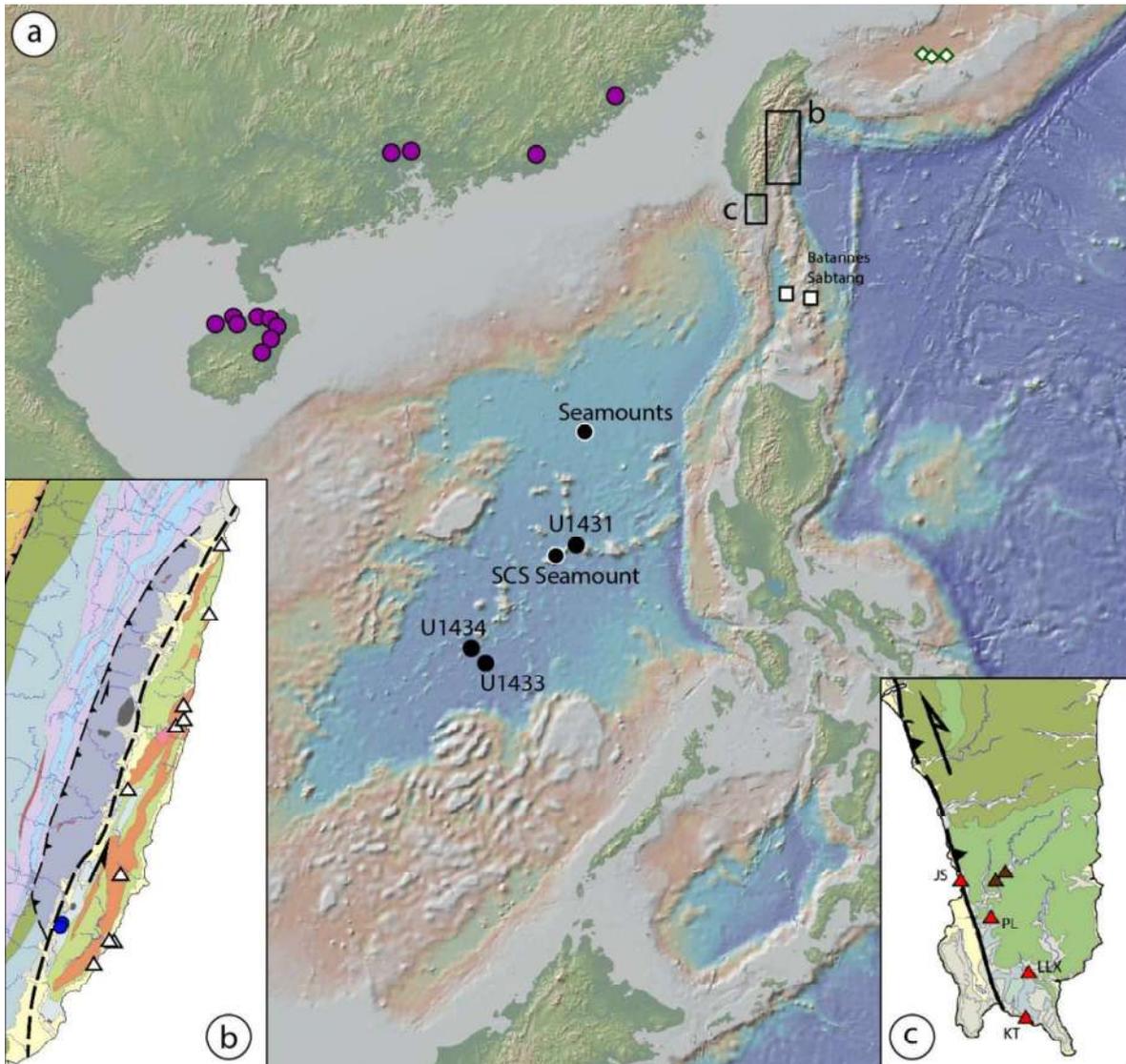


Figure 9 : Cartes localisant les échantillons de basalte de la Coastal Range (triangles vides ; Lai et al., 2017), arc de Luçon (carrés vides ; Vidal et al., 1989 ; Defant, 1990 ; Valera et al., 2019), arc de Ryukyu (losanges vides à contours verts ; Ishikawa et al., 1991 ; Shinjo et al., 1999), SCS_A (ronds pleins, U 1431, 1433, 1434 ; Yu et al., 2018 ; Zhang et al., 2018), SCS_E (ronds pleins, U 1431, 1433, 1434 ; Yan et al., 2015 ; Shang et al., 2017, 2018), SCS_Seamounts (ronds pleins à contours blancs ; Yan et al., 2008, 2015 ; Yu et al., 2018), Kenting_A (triangles pleins rouges ; Chen et al., 2018 ; Yu et al., 2019 ; Tian et al., 2019), Kenting_E (triangles pleins rouges ; Chen et al., 2018), Lichi (ronds pleins bleus ; Lin et al., 2019), conglomérats de Shimen à Taïwan (triangles pleins marrons ; Chen et al., 2018 ; Tian et al., 2019), SE de la Chine (ronds pleins violets ; Cao et al., 1987 ; Huang et al., 2013 ; Yang et Fang, 2015) et de l'île de Hainan (ronds pleins violets ; Liu et al., 2015).

Les données de la littérature ont été localisées sur la **Figure 9**. Ces données ont été classées selon un premier indice de localisation (Zone) et parfois un deuxième indice (Sous-zone) ajoutant une précision sur le type de spectre appauvri (_A) ou enrichi (_E) en terres rares légères. Les **Tableau 3 à 7** résument les moyennes ainsi que les valeurs min et max de chaque élément chimique en fonction des différentes sous-zones.

Tableau 3 : Chimie des basaltes des unités d'arc : Coastal Range (Lai et al., 2017), arc de Luçon (Vidal et al., 1989 ; Defant, 1990 ; Valera et al., 2019), arc de Ryukyu (Ishikawa et al., 1991 ; Shinjo et al., 1999).

	Coastal Range		Luçon		Ryukyu arc	
Zone	CoR		Luçon		Ryukyu arc	
Sous-zone	CoR		Sabtang + Batannes		Ryukyu arc	
Type basalte	IAB		IAB		IAB	
Nb analyses	75		17		9	
	Moy	Min-Max	Moy	Min-Max	Moy	Min-Max
SiO ₂	53,49	[49,97-56,40]	52,16	[49,50-54,85]	52,35	[49,71-55,93]
Al ₂ O ₃	16,36	[14,11-18,20]	18,27	[15,21-20,35]	16,37	[15,39-17,45]
FeOt	6,87	[5,98-8,62]	8,34	[7,05-10,93]	10,65	[10,40-10,80]
CaO	9,45	[6,58-13,50]	9,68	[7,74-12,63]	10,69	[7,96-12,28]
MgO	7,52	[4,58-11,38]	4,98	[3,05-7,95]	5,19	[3,65-6,82]
K ₂ O	0,38	[0,06-0,88]	1,28	[0,12-2,27]	0,52	[0,28-0,95]
Na ₂ O	2,60	[2,27-3,58]	3,07	[2,56-3,66]	2,52	[2,03-3,29]
MnO	0,15	[0,08-0,27]	0,19	[0,12-0,28]	0,20	[0,15-0,22]
TiO ₂	0,49	[0,38-0,53]	0,72	[0,50-1,78]	0,95	[0,65-1,42]
P ₂ O ₅	0,08	[0,05-0,12]	0,19	[0,10-0,30]	0,13	[0,06-0,19]
LOI	1,82	[1,17-3,03]	1,15	[0,59-2,57]	1,15	[1,07-1,22]
Total	99,21	[98,52-101,29]	99,67	[98,95-100,41]		
Cr	419,954	[60,40-705,00]	144,500	[144,500-144,500]	47,200	[6,000-75,000]
V	188,846	[151,00-284,00]	306,000	[306,000-306,000]	331,600	[286,000-424,000]
Co	29,058	[18,30-34,20]	45,300	[45,300-45,300]	36,400	[30,000-41,000]
Ni	126,346	[38,70-150,00]	67,600	[67,600-67,600]	24,800	[5,000-49,000]
Rb	7,249	[1,24-28,70]	36,894	[4,500-107,000]	15,220	[9,500-18,100]
Sr	185,692	[119,00-283,00]	589,059	[100,000-1105,000]	256,200	[157,000-329,000]
Y	13,362	[10,70-15,10]	19,544	[14,900-42,400]	22,800	[17,800-30,700]
Zr	52,015	[13,20-84,30]	79,655	[53,700-118,000]	68,000	[40,000-99,000]
Nb	0,834	[0,50-1,48]	3,610	[1,360-14,200]	2,000	[0,900-3,000]
Cs	0,550	[0,09-1,37]	0,025	[0,025-0,025]	0,990	[0,880-1,130]
Ba	43,615	[10,00-98,60]	313,545	[45,000-592,000]	114,000	[61,000-149,000]
La	3,427	[2,37-6,74]	16,515	[7,260-35,800]	6,856	[2,860-8,490]
Ce	8,053	[6,61-15,40]	33,154	[18,230-70,300]	15,726	[6,910-19,110]
Pr	1,193	[0,87-1,92]	4,139	[2,400-8,000]	2,216	[1,040-2,720]
Nd	5,636	[4,08-8,22]	15,881	[10,100-28,500]	10,324	[5,130-12,910]
Sm	1,612	[1,14-1,93]	3,285	[2,300-5,100]	2,944	[1,730-3,730]
Eu	0,574	[0,41-0,68]	1,044	[0,800-1,500]	1,054	[0,660-1,380]
Gd	1,938	[1,37-2,52]	3,586	[2,400-5,970]	3,326	[2,210-4,380]
Tb	0,338	[0,26-0,42]	0,463	[0,300-1,080]	0,576	[0,410-0,770]
Dy	2,186	[1,59-2,51]	3,388	[2,600-6,990]	3,662	[2,740-4,900]
Ho	0,478	[0,36-0,54]	0,737	[0,600-1,530]	0,784	[0,610-1,060]
Er	1,354	[1,04-1,54]	2,220	[1,700-4,280]	2,312	[1,760-3,130]
Tm	0,209	[0,17-0,24]	0,313	[0,300-0,400]	0,348	[0,260-0,470]
Yb	1,365	[1,13-1,55]	2,303	[1,800-4,130]	2,238	[1,650-3,010]
Lu	0,215	[0,17-0,25]	0,357	[0,300-0,610]	0,344	[0,250-0,460]
Hf	1,453	[0,59-2,38]	2,132	[1,520-3,030]	1,752	[1,140-2,410]
Ta	0,054	[0,02-0,10]	0,238	[0,100-0,850]	0,150	[0,080-0,220]
Pb			7,796	[0,643-11,210]	4,204	[2,900-8,930]
Th	0,847	[0,41-1,69]	4,509	[0,794-9,700]	1,612	[0,740-2,020]
U	0,234	[0,02-0,42]	0,887	[0,252-1,600]	0,416	[0,210-0,530]

Chapitre V : Mélanges ophiolitiques de Taïwan

Tableau 4 : Chimie des basaltes de la Mer de Chine du sud : SCS_A (Yu et al., 2018 ; Zhang et al., 2018), SCS_E (Yan et al., 2015 ; Shang et al., 2017, 2018), SCS_Seamounts (Yan et al., 2008, 2015 ; Yu et al., 2018).

	SCS_A		SCS_E		SCS (seamount)	
Zone	Mer de Chine du sud		Mer de Chine du sud		Mer de Chine du sud	
Sous-zone	SCS_A		SCS_E		SCS (seamount)	
Type basalte	MORB		CRB+OIB		CRB	
Nb analyses	91		37		26	
	Moy	Min-Max	Moy	Min-Max	Moy	Min-Max
SiO ₂	50,41	[48,29-52,42]	45,52	[30,97-52,32]	45,30	[34,82-48,48]
Al ₂ O ₃	16,18	[14,07-17,80]	14,24	[9,63-18,01]	15,25	[11,20-18,12]
FeOt	10,26	[8,91-11,94]	9,27	[6,42-12,28]	9,55	[2,61-15,90]
CaO	10,57	[9,06-11,76]	11,01	[5,95-25,55]	9,90	[5,95-19,06]
MgO	6,53	[5,03-9,44]	4,55	[1,60-6,39]	5,14	[2,70-9,49]
K ₂ O	0,28	[0,08-0,59]	1,52	[0,50-2,95]	1,64	[0,50-3,35]
Na ₂ O	2,92	[2,64-3,28]	3,29	[2,01-5,02]	3,32	[2,01-4,89]
MnO	0,16	[0,12-0,26]	0,19	[0,10-0,59]	0,24	[0,12-0,59]
TiO ₂	1,30	[0,93-1,74]	2,47	[1,23-3,54]	2,52	[1,79-3,51]
P ₂ O ₅	0,13	[0,04-0,19]	1,91	[0,17-6,76]	0,95	[0,17-3,42]
LOI	1,22	[0,42-2,74]	3,92	[0,65-13,37]	2,68	[2,68-2,68]
Total	99,95	[99,68-99,97]	99,56	[95,00-99,90]	99,21	[98,06-100,70]
Cr	291,992	[178,700-586,800]	56,137	[2,077-298,500]	83,887	[5,590-248,000]
V	219,227	[141,500-275,000]	248,363	[105,100-448,763]	244,038	[146,000-380,000]
Co	44,228	[37,324-56,880]	34,192	[11,230-65,180]	49,197	[25,800-120,000]
Ni	123,235	[55,900-308,628]	30,589	[5,343-122,049]	69,668	[14,160-232,000]
Rb	4,879	[0,850-20,267]	27,356	[4,320-51,370]	40,496	[4,320-97,000]
Sr	166,842	[105,403-218,305]	535,438	[247,000-886,400]	545,692	[247,000-1929,000]
Y	28,309	[19,935-33,783]	52,362	[28,600-103,500]	39,885	[20,800-103,500]
Zr	94,737	[55,191-133,868]	264,968	[120,000-509,872]	198,862	[87,700-436,000]
Nb	5,681	[1,895-9,854]	45,805	[25,400-94,709]	53,877	[18,800-126,000]
Cs	0,233	[0,019-1,799]	0,325	[0,102-0,656]	15,002	[0,110-39,000]
Ba	34,960	[11,190-79,704]	555,556	[89,000-3098,000]	494,242	[89,000-995,000]
La	4,647	[1,866-7,709]	58,697	[16,970-145,688]	44,143	[16,970-99,300]
Ce	12,342	[5,279-19,118]	109,561	[33,640-251,930]	76,868	[33,640-196,000]
Pr	1,884	[0,903-2,752]	12,594	[5,100-24,017]	9,300	[5,100-19,000]
Nd	9,850	[5,178-13,117]	56,499	[22,370-124,593]	37,894	[22,370-69,600]
Sm	3,246	[1,953-4,079]	11,302	[5,490-20,221]	8,017	[5,350-13,340]
Eu	1,196	[0,816-1,423]	3,595	[1,940-6,021]	2,660	[1,840-4,550]
Gd	4,003	[2,747-4,799]	11,889	[5,860-21,380]	7,842	[4,790-15,630]
Tb	0,714	[0,513-0,831]	1,465	[0,960-2,410]	1,197	[0,740-2,410]
Dy	4,900	[3,418-5,642]	8,103	[5,735-14,540]	7,111	[4,220-14,540]
Ho	1,075	[0,725-1,241]	1,536	[1,090-2,830]	1,328	[0,780-2,830]
Er	2,908	[2,025-3,409]	4,045	[2,798-7,670]	3,700	[2,150-7,670]
Tm	0,433	[0,315-0,506]	0,559	[0,365-1,070]	0,515	[0,270-1,070]
Yb	2,796	[2,059-3,320]	3,288	[2,117-6,170]	3,118	[1,800-6,170]
Lu	0,406	[0,299-0,480]	0,504	[0,310-1,050]	0,498	[0,260-1,050]
Hf	2,391	[1,469-2,910]	6,055	[3,820-10,935]	4,878	[2,670-8,060]
Ta	0,356	[0,129-0,603]	2,479	[1,643-4,298]	3,228	[1,370-7,360]
Pb	0,687	[0,161-1,325]	4,433	[1,030-13,420]	11,701	[0,350-53,600]
Th	0,456	[0,141-0,814]	3,110	[0,920-6,268]	5,631	[0,920-13,100]
U	0,167	[0,045-0,482]	1,320	[0,280-6,919]	1,246	[0,280-2,650]

Chapitre V : Mélanges ophiolitiques de Taïwan

Tableau 5 : Chimie des basaltes dans les mélanges ophiolitiques de Taïwan : Kenting_A (Chen et al., 2018 ; Yu et al., 2019 ; Tian et al., 2019), Kenting_E (Chen et al., 2018), Lichi (Lin et al., 2019).

	Kenting_A		Kenting_E		Lichi	
Zone	Mélange de Kenting		Mélange de Kenting		Mélange de Lichi	
Sous-zone	KM_A		KM_E		LM	
Type basalte	MORB		CRB		MORB	
Nb analyses	18		8		13	
	Moy	Min-Max	Moy	Min-Max	Moy	Min-Max
SiO ₂	50,31	[35,00-55,80]	49,89	[46,36-53,56]	46,51	[40,80-48,66]
Al ₂ O ₃	15,82	[13,68-19,00]	17,20	[14,99-18,37]	15,35	[14,45-16,46]
FeOt	10,46	[8,45-15,00]	11,69	[8,94-14,48]	11,03	[9,30-13,15]
CaO	9,31	[1,45-20,30]	5,95	[3,94-8,90]	10,40	[3,31-13,54]
MgO	7,47	[5,52-11,80]	5,81	[3,88-8,88]	8,41	[5,74-13,03]
K ₂ O	0,26	[0,01-0,87]	0,17	[0,09-0,24]	0,18	[0,06-0,54]
Na ₂ O	4,36	[1,69-7,03]	5,56	[4,48-6,43]	2,21	[0,62-2,76]
MnO	0,23	[0,12-0,58]	0,26	[0,14-0,45]	0,17	[0,15-0,20]
TiO ₂	1,34	[0,76-1,80]	2,77	[1,39-3,50]	0,94	[0,70-1,16]
P ₂ O ₅	0,10	[0,05-0,14]	0,70	[0,12-0,97]	0,06	[0,03-0,12]
LOI	6,64	[0,83-20,20]	7,31	[5,72-8,97]	4,50	[1,32-13,04]
Total	100,36	[99,50-102,74]	106,32	[99,90-108,97]	99,17	[98,40-100,30]
Cr	255,600	[201,000-333,000]	123,414	[86,900-167,000]	301,631	[224,700-368,000]
V	239,111	[185,000-318,000]	197,500	[141,000-218,000]	211,908	[187,600-253,900]
Co	42,300	[40,600-44,600]	33,529	[23,500-45,000]	45,754	[35,400-54,400]
Ni	101,580	[66,100-138,000]	103,586	[80,800-128,000]	159,562	[120,700-196,500]
Rb	5,809	[0,179-20,900]	5,056	[3,300-6,500]	3,462	[1,000-11,000]
Sr	365,556	[188,000-1042,000]	169,100	[82,800-271,000]	123,731	[85,900-190,400]
Y	24,822	[14,400-38,000]	25,575	[18,600-29,900]	20,892	[18,120-24,820]
Zr	75,667	[48,100-112,000]	288,750	[168,000-409,000]	48,846	[40,000-68,000]
Nb	1,660	[1,090-2,280]	82,141	[50,500-106,098]	2,423	[1,300-11,300]
Cs	9,986	[0,243-43,300]	0,294	[0,134-0,554]	0,123	[0,000-0,600]
Ba	1155,056	[63,800-4940,000]	204,750	[115,000-309,000]	27,346	[7,000-98,000]
La	2,475	[1,720-3,760]	40,500	[29,900-65,600]	2,450	[1,600-8,300]
Ce	7,763	[4,960-12,100]	79,913	[55,700-117,000]	6,354	[4,700-16,100]
Pr	1,337	[0,764-2,090]	8,934	[6,180-12,600]	0,993	[0,780-1,970]
Nd	7,229	[4,230-11,200]	34,603	[24,000-45,000]	5,599	[4,720-9,100]
Sm	2,532	[1,510-3,860]	6,640	[4,600-7,640]	2,014	[1,580-2,480]
Eu	1,014	[0,664-1,570]	2,146	[1,505-2,530]	0,777	[0,700-1,000]
Gd	3,446	[2,255-5,140]	6,366	[4,325-8,210]	2,778	[2,380-3,330]
Tb	0,671	[0,407-1,030]	0,918	[0,625-1,080]	0,506	[0,430-0,600]
Dy	4,193	[2,620-6,210]	4,830	[3,520-5,570]	3,699	[3,200-4,320]
Ho	0,956	[0,601-1,460]	0,874	[0,636-1,010]	0,812	[0,710-0,950]
Er	2,688	[1,670-3,950]	2,381	[1,740-2,720]	2,377	[2,000-2,800]
Tm	0,395	[0,131-0,611]	0,310	[0,235-0,350]	0,348	[0,290-0,410]
Yb	2,538	[1,660-3,710]	1,964	[1,540-2,280]	2,353	[2,040-2,760]
Lu	0,384	[0,245-0,556]	0,275	[0,224-0,301]	0,347	[0,300-0,410]
Hf	2,005	[1,264-2,850]	6,231	[4,128-8,502]	1,369	[1,000-1,600]
Ta	0,123	[0,082-0,180]	4,682	[2,770-6,349]	0,154	[0,100-0,700]
Pb	0,619	[0,038-6,010]	5,518	[1,530-12,700]	0,354	[0,200-0,700]
Th	0,115	[0,074-0,212]	5,995	[3,960-9,380]	0,192	[0,100-1,000]
U	0,063	[0,035-0,138]	1,329	[0,950-2,230]	0,085	[0,030-0,310]

Tableau 6 : Chimie des basaltes dans les conglomérats de Shimen à Taïwan (Chen et al., 2018 ; Tian et al., 2019).

	Shimen conglo		Shimen conglo	
Zone	ShC		ShC	
Sous-zone	ShC_A		ShC_E	
Nb analyses	1	1	7	
	SG01	SM-2	Moy	Min-Max
SiO ₂	52,699	54,100	49,39	[46,73-54,50]
Al ₂ O ₃	15,084	14,800	17,47	[15,28-18,56]
FeO _t	8,567	8,070	12,32	[8,96-14,31]
CaO	10,029	7,890	5,54	[3,05-8,08]
MgO	8,536	9,360	6,03	[5,13-6,74]
K ₂ O	0,923	1,530	0,26	[0,11-0,82]
Na ₂ O	3,397	3,360	5,34	[4,42-6,12]
MnO	0,174	0,155	0,16	[0,12-0,18]
TiO ₂	0,560	0,620	2,94	[1,89-3,37]
P ₂ O ₅	0,031	0,044	0,52	[0,28-0,66]
LOI	1,708	3,030	8,18	[4,80-9,96]
Total	101,708	99,900	107,14	[99,80-109,96]
Cr	175,000		232,817	[177,000-295,600]
V	202,000	155,000	191,943	[177,300-209,000]
Co	36,900		39,505	[31,130-45,200]
Ni	76,500		139,283	[111,100-158,000]
Rb	18,000	23,500	7,137	[2,300-21,960]
Sr	214,000	189,000	233,100	[156,900-349,500]
Y	12,600	14,700	24,830	[22,530-26,680]
Zr	18,800	31,300	200,186	[132,600-232,000]
Nb	0,507	0,622	38,424	[6,717-49,612]
Cs	0,472		0,272	[0,096-0,734]
Ba	86,100	1134,000	198,957	[104,800-605,200]
La	0,790	1,040	21,786	[7,210-29,280]
Ce	2,530	3,290	45,894	[18,000-59,020]
Pr	0,423	0,580	5,853	[2,720-7,593]
Nd	2,560	3,400	24,934	[12,810-31,990]
Sm	1,060	1,300	5,779	[3,582-7,223]
Eu	0,459	0,729	1,919	[1,252-2,387]
Gd	1,578	1,890	5,766	[3,979-7,085]
Tb	0,296	0,379	0,898	[0,687-1,093]
Dy	2,100	2,400	5,166	[4,478-6,209]
Ho	0,445	0,580	1,024	[0,811-1,185]
Er	1,220	1,560	2,624	[2,350-2,918]
Tm	0,202	0,239	0,370	[0,310-0,411]
Yb	1,270	1,380	2,259	[1,970-2,549]
Lu	0,198	0,202	0,331	[0,278-0,377]
Hf	0,657	0,486	5,178	[3,416-6,119]
Ta	0,042	0,047	2,379	[0,498-2,922]
Pb	0,299	0,069	3,120	[1,793-5,327]
Th	0,059	0,020	3,374	[0,601-4,170]
U	0,060	0,004	0,771	[0,305-0,898]

Chapitre V : Mélanges ophiolitiques de Taïwan

Tableau 7 : Chimie des basaltes du SE de la Chine (Cao et al., 1987 ; Huang et al., 2013 ; Yang et Fang, 2015) et de l'île de Hainan (Liu et al., 2015).

	SE Chine		Hainan	
Zone	SE Chine		Hainan	
Sous-zone	SE Chine		Hainan	
Type basalte	CRB		CRB	
Nb analyses	34		75	
	Moy	Min-Max	Moy	Min-Max
SiO ₂	46,51	[44,25-52,28]	51,61	[48,36-53,49]
Al ₂ O ₃	13,36	[11,60-16,80]	13,87	[12,13-14,67]
FeOt	12,46	[1,42-13,80]	11,70	[10,98-12,83]
CaO	8,58	[3,18-11,41]	8,54	[6,80-9,36]
MgO	9,53	[5,10-11,80]	7,42	[5,92-12,62]
K ₂ O	1,68	[0,38-3,29]	1,11	[0,44-2,55]
Na ₂ O	3,59	[1,74-5,13]	2,95	[2,60-4,04]
MnO	0,17	[0,11-0,23]	0,14	[0,12-0,20]
TiO ₂	2,22	[1,34-2,99]	1,95	[1,58-3,07]
P ₂ O ₅	0,72	[0,38-0,98]	0,32	[0,17-0,70]
LOI	1,61	[0,42-5,62]	0,01	[0,01-0,02]
Total	100,02	[98,90-100,80]		
Cr	286,748	[97,500-428,000]	261,535	[189,900-559,100]
V	169,991	[132,000-199,100]	157,405	[129,000-200,500]
Co	46,545	[25,600-55,300]	45,016	[37,720-57,550]
Ni	227,282	[75,900-334,000]	146,779	[81,000-383,700]
Rb	67,630	[19,100-229,000]	21,691	[7,230-49,650]
Sr	735,636	[359,000-1042,000]	404,175	[243,900-686,300]
Y	27,639	[22,500-41,200]	19,159	[14,930-41,600]
Zr	269,121	[198,000-416,000]	134,296	[78,300-282,100]
Nb	76,476	[12,000-130,500]	22,911	[9,110-54,270]
Cs	0,700	[0,300-1,300]	0,340	[0,108-0,700]
Ba	733,394	[384,000-1380,000]	267,333	[106,800-637,800]
La	51,864	[31,300-82,200]	17,343	[6,990-37,530]
Ce	99,873	[64,200-155,000]	35,303	[15,590-74,060]
Pr	11,524	[7,100-17,700]	4,348	[2,050-8,960]
Nd	45,588	[29,900-67,700]	18,688	[9,930-38,390]
Sm	8,721	[6,800-12,020]	4,885	[3,130-9,374]
Eu	2,661	[1,700-3,560]	1,736	[1,260-3,228]
Gd	7,799	[6,640-9,800]	5,133	[3,699-9,740]
Tb	1,152	[0,980-1,410]	0,764	[0,590-1,398]
Dy	6,127	[5,360-7,380]	4,111	[3,291-7,168]
Ho	1,097	[0,890-1,530]	0,747	[0,610-1,298]
Er	2,704	[2,060-4,340]	1,800	[1,330-2,931]
Tm	0,362	[0,250-0,650]	0,235	[0,160-0,347]
Yb	2,222	[1,420-4,360]	1,344	[0,920-1,831]
Lu	0,317	[0,190-0,630]	0,193	[0,120-0,248]
Hf	5,772	[4,640-8,710]	3,683	[2,443-6,561]
Ta	4,384	[0,690-7,470]	1,416	[0,570-3,390]
Pb	11,105	[2,230-92,300]	2,500	[0,830-9,349]
Th	7,617	[4,270-11,760]	2,718	[1,020-5,972]
U	1,797	[1,210-2,720]	0,617	[0,230-1,264]

La géochimie des basaltes dans les mélanges de Lichi et de Kenting, ainsi que de nombreuses formations de l'Asie du SE ont été présentées dans un premier temps dans un diagramme TAS (**Fig. 10**). Le mélange de Lichi ainsi que la couverture Miocène de Taïwan semblent contenir des basaltes bien définis tandis que dans le mélange de Kenting, de nombreux échantillons tendent vers des compositions andésitiques, tout comme les conglomérats de Shimen. Cependant, ce diagramme classe les roches selon leur composition en éléments majeurs et l'observation des lames minces ainsi que la littérature indiquent qu'une altération hydrothermale a impacté ces roches et donc potentiellement modifié leur chimie.

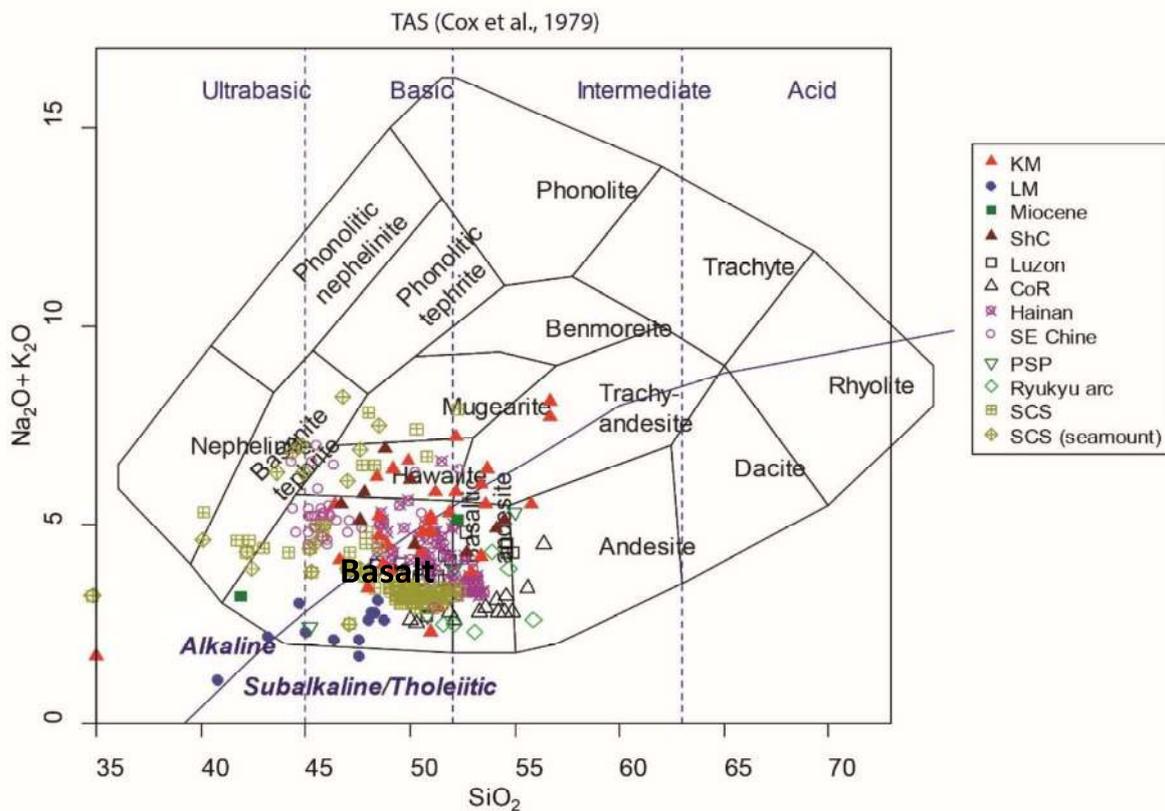


Figure 10 : Diagramme TAS (Cox et al., 1979) – SiO_2 vs $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – pour les roches volcaniques.

Nous avons donc choisi une deuxième classification selon des éléments traces mais définis comme immobiles (Pearce, 1996) qui permet de s'affranchir de l'altération hydrothermale. Cette classification représentant les données de Zr/Ti en fonction de Nb/Y (**Fig. 11**) montre que les compositions de roches du KM s'étalent du pôle basalte au pôle foidite. Les roches provenant de l'arc de Luçon et de la Coastal Range sont orientées vers le pôle andésitique tandis que les roches issues de la Mer de Chine du sud et du SE de la Chine et de la marge (Hainan) présentent des compositions continues entre le pôle basalte et le pôle basalte-alkalin.

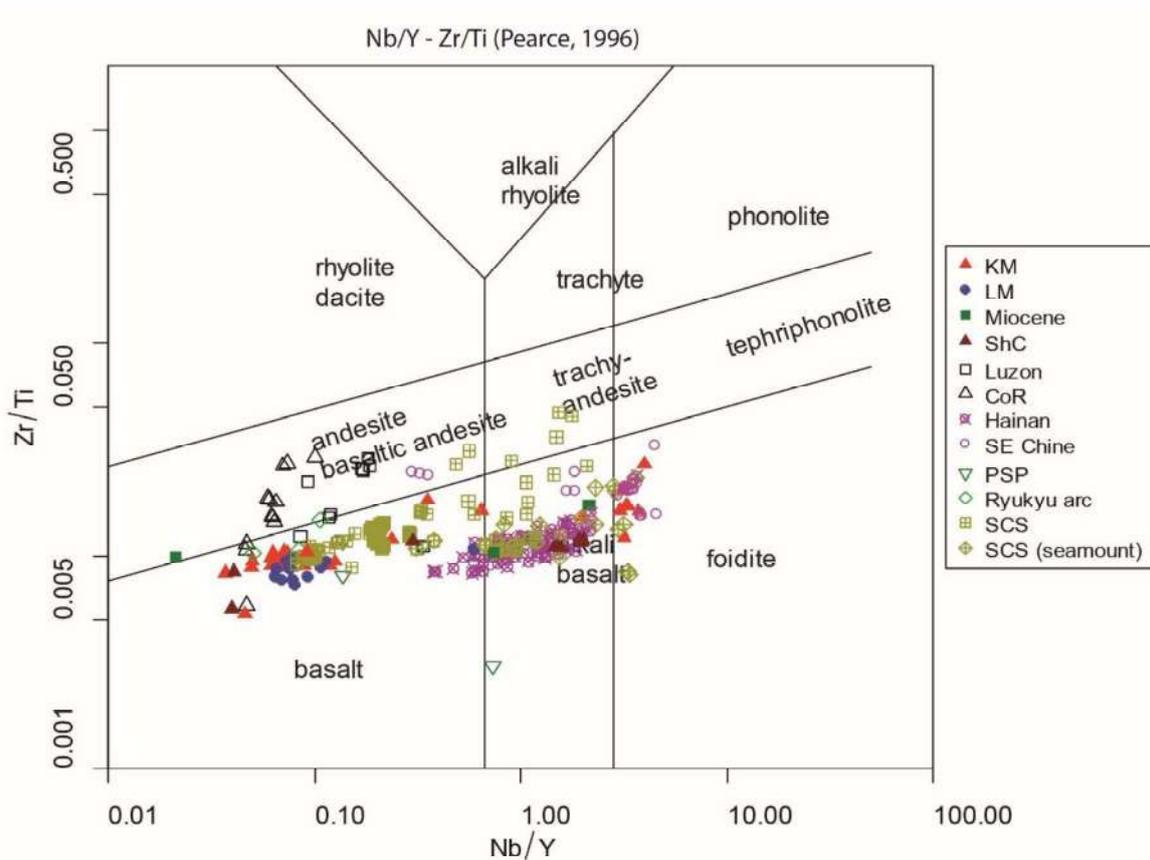


Figure 11 : Diagramme de classification des roches volcaniques (Pearce, 1996) selon leur teneur en élément immobiles.

La classification d’Agrawal et al. (2008) (**Fig 12**) permet de discriminer les roches basiques et ultra-basiques en fonction de leur chimie à partir de la méthode LDA (Linear Discriminant Analysis). Cette méthode statistique permet de définir deux fonctions DF1 et DF2, désignées mathématiquement pour maximiser la séparation entre plusieurs groupes. Ici, les groupes choisis sont les grands types de basaltes classés selon leur mode de mise en place qui sont les IAB (island-arc basic), CRB (continental-rift basic), OIB (ocean-island basic) et MORB (mid-oceanic ridge basic). Ces deux fonctions permettent de séparer deux types de basaltes de marge (IAB et MORB) ainsi qu’intra-plaque (CRB et OIB). Nous avons choisi de représenter deux diagrammes réalisés à l’aide de cette méthode qui définissent chacun 3 champs : MORB/IAB/CRB+OIB et MORB/OIB/CRB.

La classification MORB/IAB/CRB+OIB (**Fig. 12a**) montre dans un premier temps les roches de l’arc de Luçon, de la Coastal Range et de l’arc de Ryukyu sont dans le champ IAB sans surprise. Les échantillons de la plaque des Philippines, du mélange de Lichi ainsi qu’une partie des échantillons du mélange de Kenting et de la Mer de Chine du sud sont dans le champ des MORB.

Le diagramme MORB/OIB/CRB (**Fig. 12b**) met en évidence le fait que les échantillons provenant des conglomérats de Shimen, du SE de la Chine, des seamounts de la Mer de Chine du sud ainsi que d'une partie de Kenting sont dans le champ CRB (en lien avec l'épisode de rifting). Une partie des échantillons de la plaque océanique de Mer de Chine du sud semble cependant attribuée à un contexte OIB.

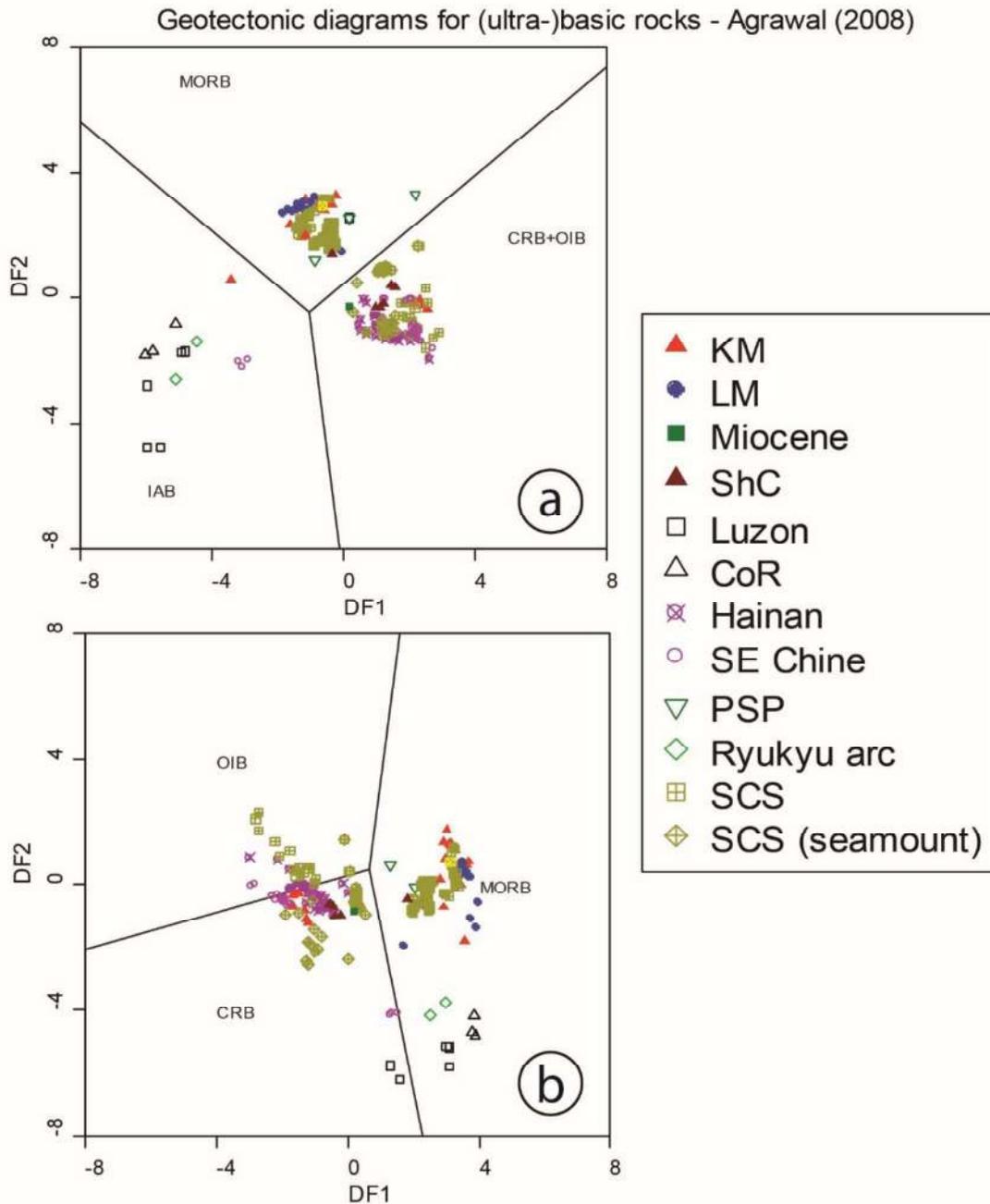


Figure 12 : Données géochimiques de basaltes dans un diagrammes LDA de classification des roches basiques et ultra-basiques (Agrawal et al., 2008) – **a)** MORB/OIB+CRB/IAB ; **b)** MORB/OIB/CRB

Un autre graphique permet de différencier les pôles MORB (E-MORB et N-MORB), OIB ainsi que les basaltes formés en contexte de subduction (**Fig. 13**). Cette classification permet de mettre en évidence que les échantillons définis comme proche du pôle MORB dans les classifications précédentes (LM et une partie de KM et SCS) semblent plus proche du pôle N-MORB que du pôle E-MORB.

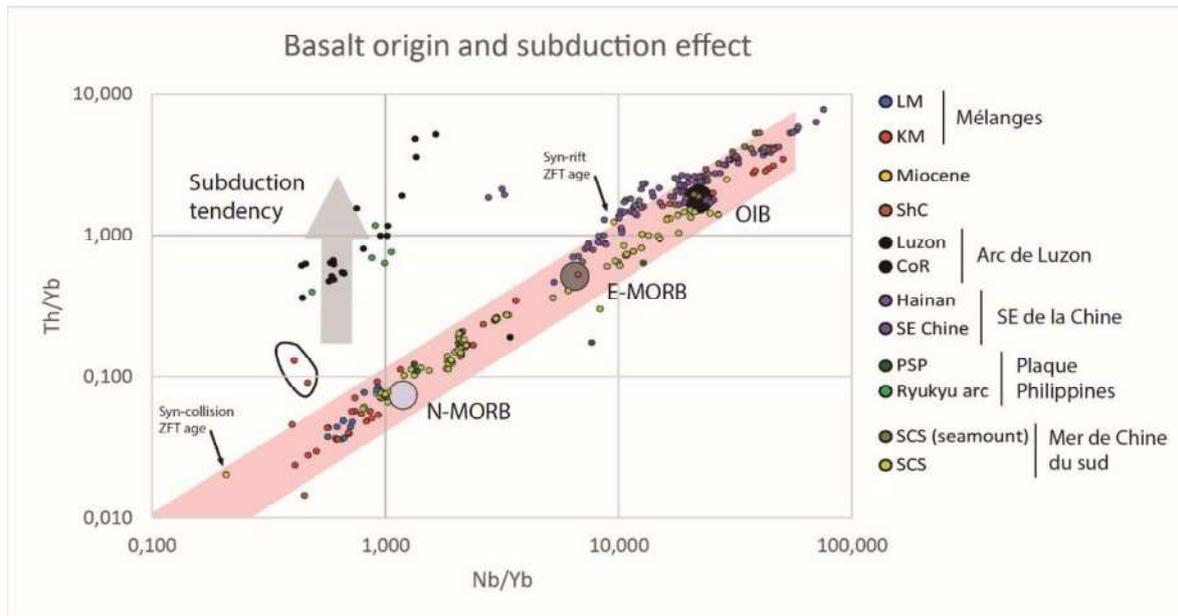


Figure 13 : Classification des basaltes de Pearce (2008).

A la suite de ces classifications, nous avons réalisé des spider diagrammes afin de pouvoir comparer la géochimie des basaltes en éléments traces. Cette comparaison a été effectuée sur les LILE (Cs, Rb, Pb, Sr, Ba), les HFSE (U, Nb, Ta, Hf, Zr) et les REE (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb).

Le mélange de Kenting présente deux signatures distinctes (**Fig. 14 ; Tab. 5**) qui peuvent être caractérisées selon le comportement des terres rares. En effet, on peut observer une signature enrichie en terres rares lourdes (HREE) (Kenting enrichi ; Kenting_E) et une présentant des concentrations proches de la composition des N-MORB, c'est-à-dire droite d'équation $y=1$, (Kenting appauvri ; Kenting_A). Kenting_A présente également une anomalie positive en Eu. Ces deux signatures se distinguent également par leur composition en HFSE notamment en U, Nb et Ta. Leur concentration est 20 à 40 fois élevée pour Kenting_E que pour les MORB et 5 fois plus faible pour Kenting_A. Le signal en LILE est très perturbé du fait de la mobilité de ces éléments, mais les valeurs en Pb se distinguent cependant entre ces deux mélanges avec de fortes anomalies négatives pour Kenting_A. Le Ba est également élevé mais présente des concentrations 100 à 300 fois plus élevées que dans les N-MORB pour Kenting_A et 20 à 30 fois plus élevées dans Kenting_E.

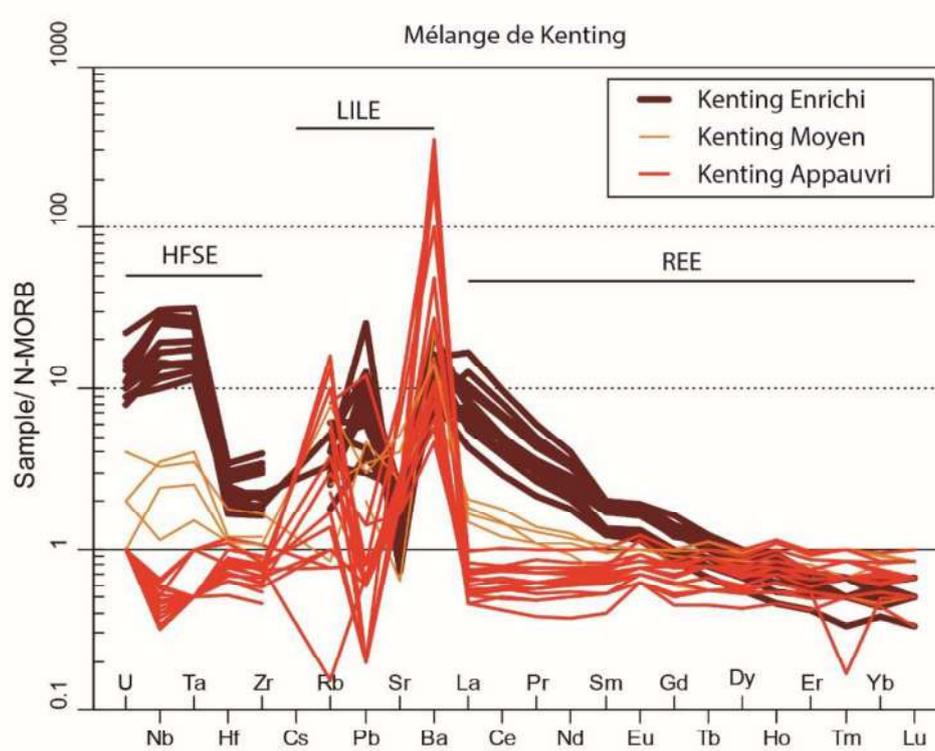


Figure 14 : Spider diagramme des basaltes du mélange de Kenting normalisés au N-MORB (Hofmann, 1988). Les échantillons ont été séparés en 2 catégories qui sont les spectres enrichis et appauvris.

Le mélange de Lichi présente des spectres (**Fig. 15 ; Tab. 5**) très proches du pôle N-MORB ($\gamma=1$) avec cependant des concentrations plus faibles. Les concentrations en LILE présentent par ailleurs des concentrations supérieur à 1 pour le Rb et le Ba.

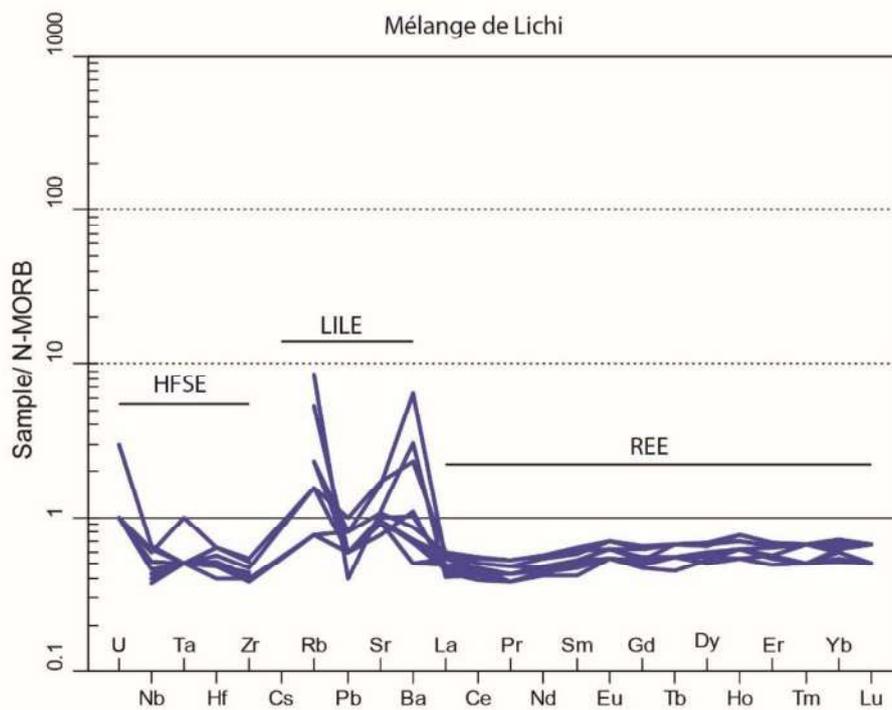


Figure 15 : Spider diagramme des basaltes du mélange de Lichi normalisés au N-MORB (Hofmann, 1988).

Les différents basaltes présents dans le SE de l'Asie ont également été étudiés du point de vue des éléments traces. Des basaltes d'arc ont été analysés (**Fig. 16 ; Tab. 3**) dans l'arc de Ryukyu et de Luçon ainsi que dans la Coastal Range à l'est de Taïwan. Il est important de rappeler que la Coastal Range représente la partie obductée et émergée sur Taïwan de l'arc de Luçon. Tous ces basaltes présentent des spectres avec les mêmes variations et anomalies, mais avec des concentrations ([]) différentes ([Coastal Range] < [Ryukyu] < [Luçon]). Les spectres présentent un enrichissement en HREE tandis que les HFSE présentent des concentrations plus faibles que les N-MORB en Nb, Ta, Hf et Zr. Quant aux LILE, le Rb et le Ba présentent une anomalie positive avec des concentrations 20 à 40 fois plus élevées que les N-MORB ainsi qu'une anomalie négative en Sr.

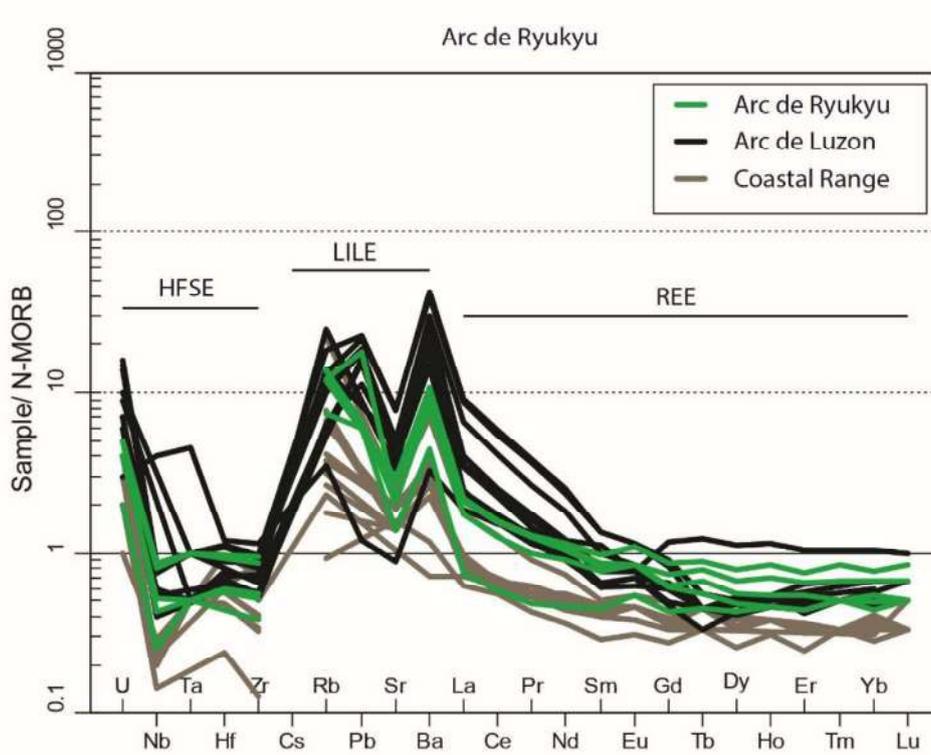


Figure 16 : Spider diagramme des basaltes de l'arc de Ryukyu, l'arc de Luzon et de la Coastal Range normalisés au N-MORB (Hofmann, 1988).

Le SE de la Chine présente également des basaltes mis en place sur la lithosphère continentale ainsi que sur la marge proximale, notamment sur l'île de Hainan. Les basaltes du SE du continent chinois et de l'île de Hainan (**Fig. 17 ; Tab. 7**) présentent des signatures géochimiques similaires avec cependant des concentrations plus fortes dans le SE de la Chine qu'à Hainan. Les terres rares présentent un enrichissement en HREE avec une anomalie positive en Eu marquée surtout pour les échantillons de Hainan. Le signal présente des anomalies avec notamment des anomalies positives en Rb et Ba (LILE) et négatives en Hf et Zr (HFSE).

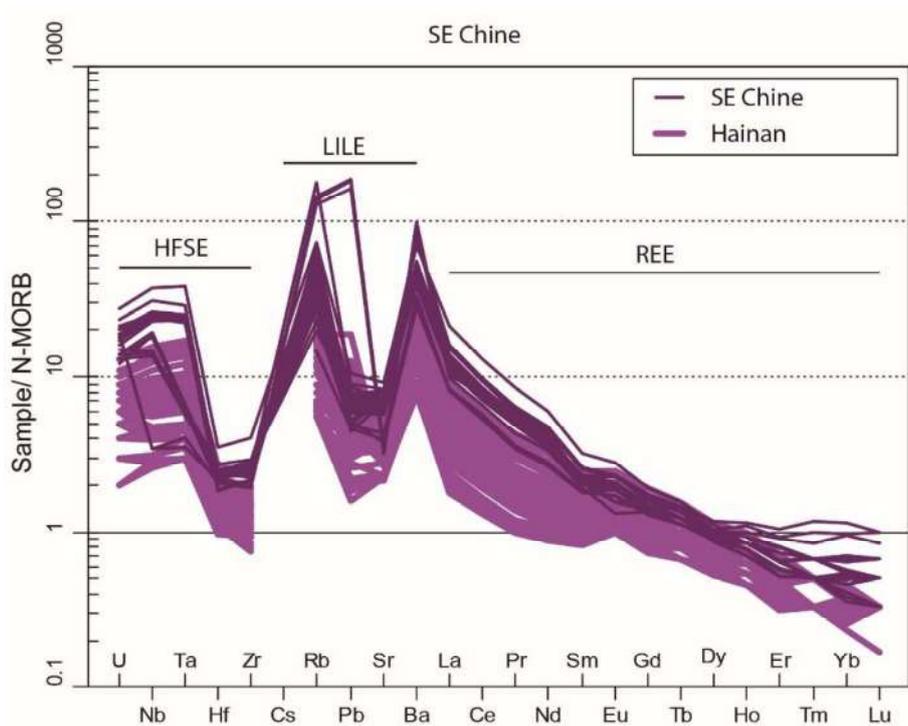


Figure 17 : Spider diagramme des basaltes du SE de la Chine normalisés au N-MORB (Hofmann, 1988).

Enfin, la géochimie des basaltes de la Mer de Chine du sud (**Fig. 18 ; Tab. 4**) a été caractérisée pour des basaltes du plancher océanique mais également pour un groupe décrit comme « seamounts », c'est-à-dire correspondants à des volcans sous-marins. Les spectres révèlent que les basaltes de Mer de Chine du sud peuvent être séparés en un groupe enrichi en HREE (SCS_E) et un groupe avec des compositions proches des N-MORB (SCS_A ; appauvri). Les échantillons SCS_E et seamounts présentent les mêmes signatures spectrales avec un enrichissement en HREE par rapport au terres rares légères (LREE). Ils présentent une anomalie négative en Hf et Zr (HFSE) et positive en Rb et Ba (LILE). Les échantillons SCS_E semblent cependant présenter une anomalie négative en Pb qui n'apparaît que très peu pour les seamounts. Les échantillons SCS_A présentent un spectre proche du pôle N-MORB avec une anomalie positive en U, Nb et Ta (HFSE) ainsi que Rb et Ba (LILE).

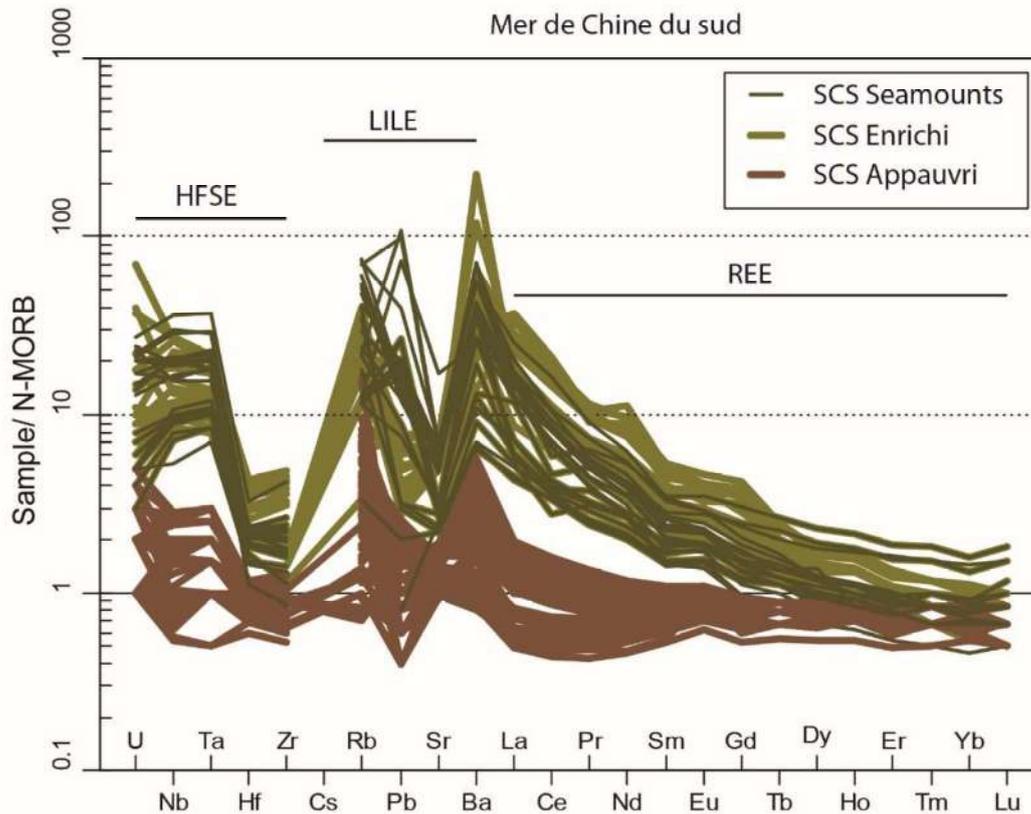


Figure 18 : Spider diagramme des basaltes de la Mer de Chine du sud et des seamounts normalisés au N-MORB (Hofmann, 1988). Les échantillons SCS ont été séparés en 2 catégories qui sont les spectres enrichis et appauvris.

Effets de l'altération :

La littérature ainsi que les observations en lame mince de certains échantillons suggèrent une altération hydrothermale. J'ai donc choisi de comparer les compositions en éléments mobiles (Ba et K) et immobiles (Nb et Zr) pour déterminer quels échantillons avaient subi une altération hydrothermale. Nous avons choisi ces quatre éléments car ils présentent des concentrations suffisamment élevées pour pouvoir être comparées. Les éléments immobiles présentent une corrélation linéaire entre eux très forte, conditionnée par la teneur en Zr, et permettent de valider leur immobilité (**Fig. 19**). Les éléments mobiles ne sont cependant pas corrélés (**Fig. 19**) en particulier pour les échantillons du mélange de Kenting, et encore plus pour KM_A.

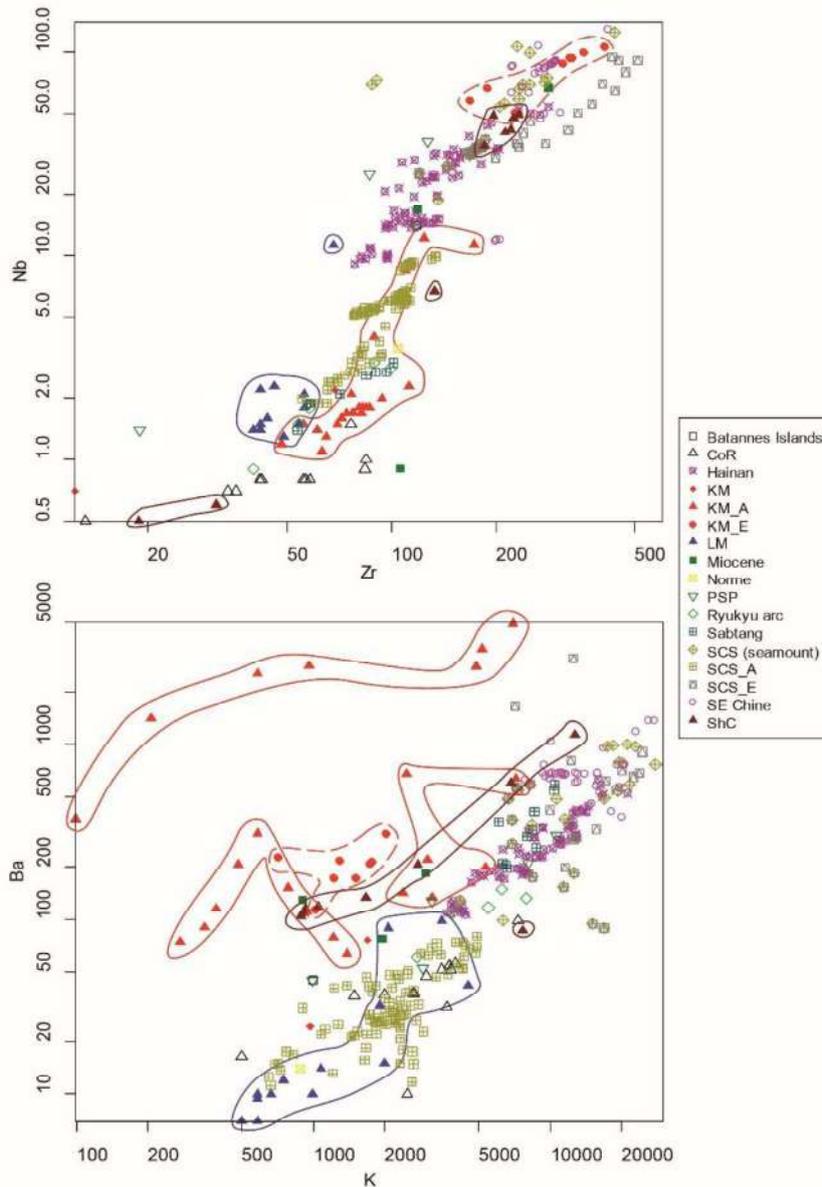


Figure 19 : Diagrammes géochimiques présentant les concentrations en éléments immobiles (Nb/Zr) ainsi qu'en éléments mobiles (Ba/K).

Nous pouvons donc comparer des éléments mobiles en fonction d'éléments immobiles (e.g. Ba vs Nb) afin de déterminer quels sont les échantillons les plus affectés par une altération hydrothermale. Les diagrammes présentant les éléments mobiles (Ba et K) en fonction des éléments immobiles (Nb et Zr) permettent d'identifier les échantillons ne présentant aucune corrélation (**Fig. 20**). Les graphiques du Ba (en fonction de Nb et Zr) montrent que les échantillons de Mer de Chine du sud et du SE de la Chine ne semblent pas affectés par une altération hydrothermale. Cependant, les échantillons Kenting_A sont fortement enrichis en Ba tandis que les échantillons Kenting_E sont faiblement appauvris en Ba. Une partie des échantillons de Lichi semble très faiblement enrichie en Ba. Pour le

potassium (K), les échantillons de Kenting_A et Kenting_E présentent un appauvrissement et les échantillons des conglomérats de Shimen montrent un signal fortement perturbé.

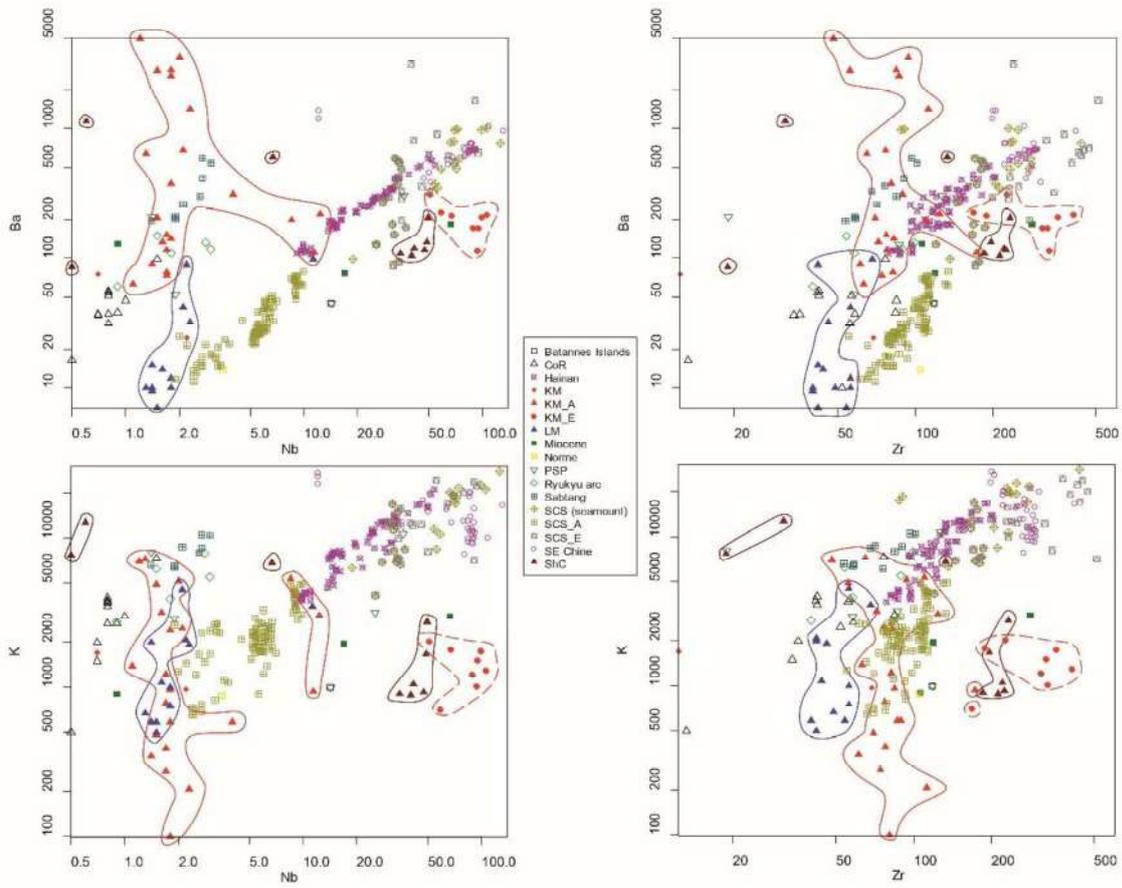


Figure 20 : Diagrammes géochimiques présentant les concentrations en éléments mobiles (Ba et K) en fonction des éléments immobiles (Nb et Zr).

Nous proposons pour la suite de comparer les échantillons des mélanges de Kenting, de Lichi et des conglomérats de Shimen avec les basaltes des autres formations dans le SE de l'Asie. La chimie de ces échantillons a été comparée avec toutes les autres unités mais les figures suivantes ne présentent que les unités les plus proches pour un souci de lisibilité. Les échantillons du mélange de Lichi (LM) qui présentent des spectres proches de la composition N-MORB ont été comparés avec les échantillons de SCS_A, Coastal Range (CoR) et Ryukyu. Le LM montre des ressemblances fortes avec les échantillons de la SCS_A et de CoR (**Fig. 21**). Du point de vue des terres rares, la meilleure correspondance observée est avec la SCS_A tandis que du point de vue des HFSE, la Coastal Range présente une plus forte ressemblance géochimique. Les spectres du mélange de Lichi présentent cependant des concentrations plus fortes en HREE que la Coastal Range, alors que ces éléments lourds sont peu mobiles. Finalement, les concentrations en LILE sont très similaires ce qui attesterait d'une faible altération hydrothermale. La ressemblance entre l'arc de Ryukyu et le mélange de Lichi (**Fig. 21**) est très forte du point de vue des HFSE et des terres rares. Cependant les concentrations en LILE sont plus faibles dans le mélange de Lichi.

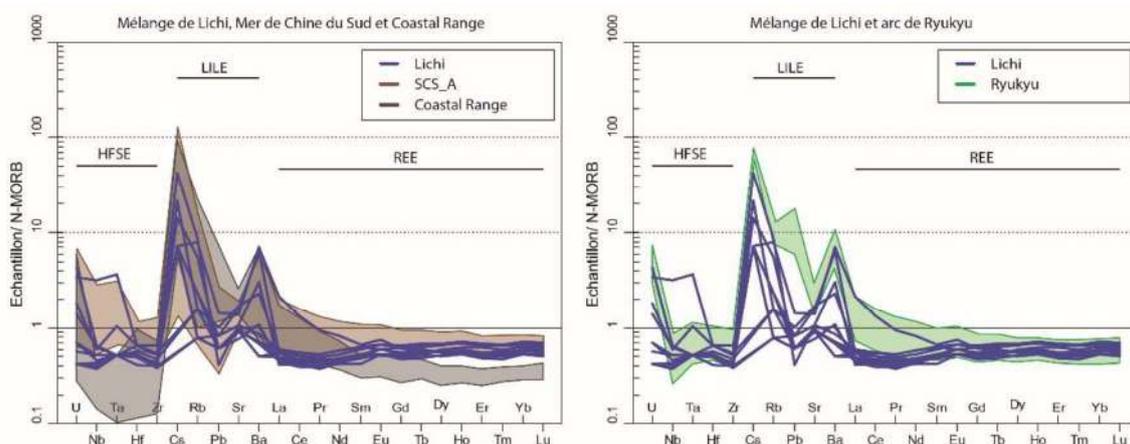


Figure 21 : Spider diagramme des basaltes du mélange de Lichi comparés aux spectres SCS_A et Coastal Range (gauche) et de l'arc de Ryukyu (droite) normalisés au N-MORB (Hofmann, 1988).

Le mélange de Kenting présente deux types de basaltes dont un enrichi (Kenting_E) et un appauvri (Kenting_A) en terres rares légères. Les échantillons Kenting_A ont été comparés à ceux de SCS_A, CoR et Ryukyu. On peut voir que les échantillons Kenting_A présentent une forte ressemblance avec SCS_A (**Fig. 22**) du point de vue des terres rares et des HFSE, mais pas cependant du point de vue des LILE. Le signal en LILE est perturbé du fait d'une altération hydrothermale. La ressemblance est également forte avec les échantillons de l'arc de Ryukyu (**Fig. 22**).

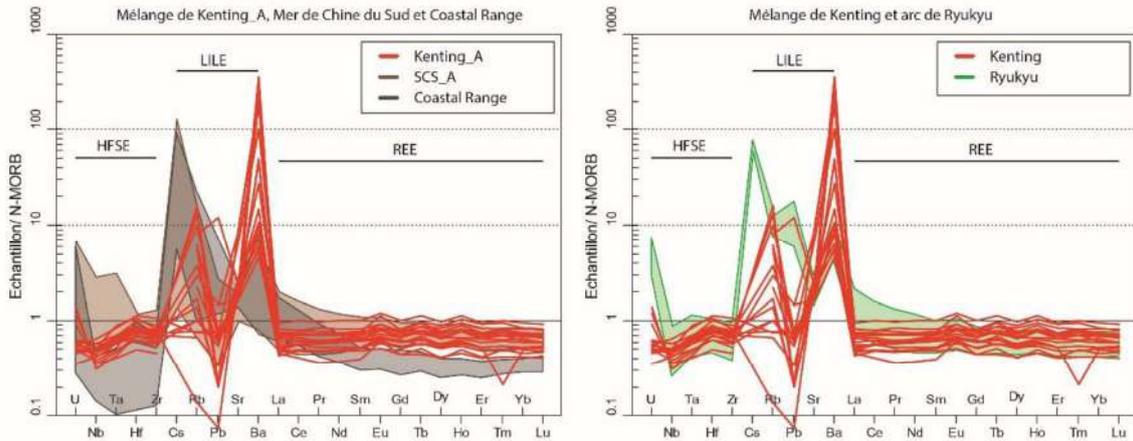


Figure 22 : Spider diagramme des basaltes de Kenting_A comparés aux spectres SCS_A et Coastal Range (gauche) et de l'arc de Ryukyu (droite) normalisés au N-MORB (Hofmann, 1988).

Les échantillons Kenting_E ont été comparés à ceux du SE de la Chine et de l'île de Hainan (**Fig. 23**) et ils correspondent en tous points, particulièrement pour Hainan du point de vue des HREE. La ressemblance avec les échantillons de SCS_E et SCS_Seamounts (**Fig. 23**) est également très forte, notamment pour SCS_Seamounts du point de vue des HREE.

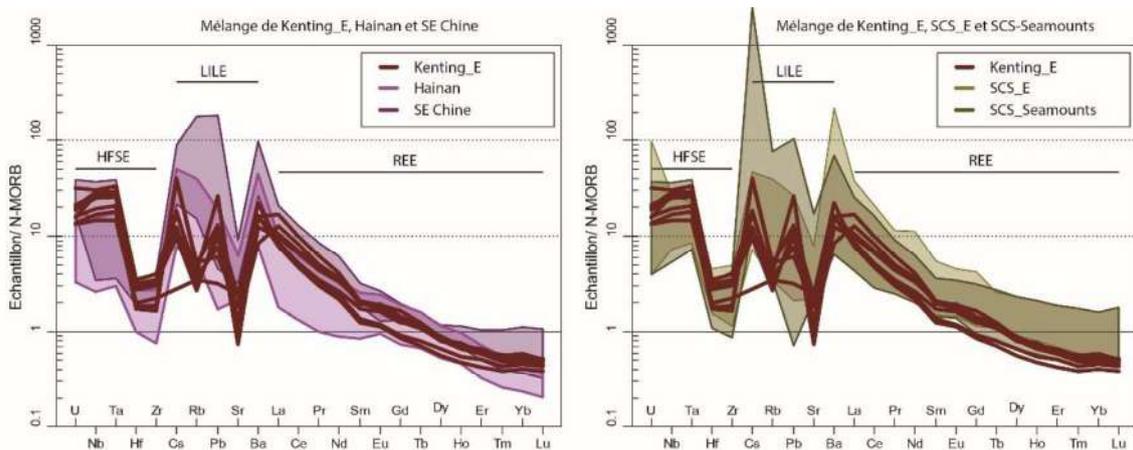


Figure 23 : Spider diagramme des basaltes de Kenting_E comparés aux spectres Hainan et SE Chine (gauche) ainsi que SCS_E et SCS_Seamounts (droite) normalisés au N-MORB (Hofmann, 1988).

Les échantillons des conglomérats de Shimen ont été comparés aux spectres du mélange de Kenting (Kenting_A et Kenting_E). Il en ressort que les spectres enrichis des conglomérats de Shimen semblent bien corrélés avec ceux de Kenting_E (**Fig. 24**) pour les HFSE et les terres rares. Cependant les concentrations sont différentes pour les LILE, notamment en Pb et Ba, ce qui pourrait indiquer une différence d'altération si on propose une source commune. Les spectres appauvris des conglomérats de Shimen présentent cependant des concentrations plus faibles que Kenting_A en HFSE et en terres

rars. Ils semblent cependant bien corrélés avec la Coastal Range (**Fig. 24**) sauf pour les terres rares légères et les LILE, qui ont pu être mobilisés.

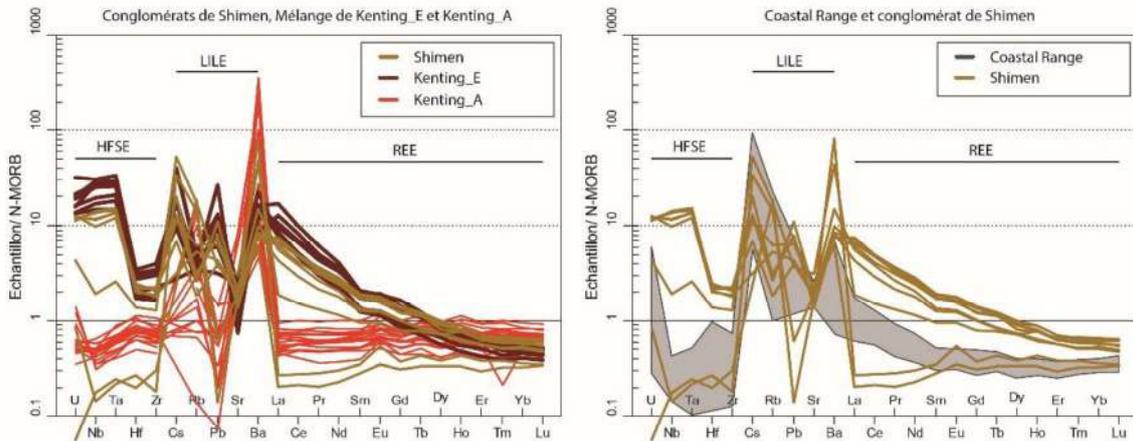


Figure 24 : Spider diagramme des basaltes des conglomérats de Shimen comparés aux spectres Kenting_A et Kenting_E (gauche) et à la Coastal Range (droite) normalisés au N-MORB (Hofmann, 1988).

Conclusion :

Les basaltes présents dans les mélanges de Lichi et de Kenting, ainsi que dans les conglomérats de Shimen ont une origine encore largement débattue. Nous avons choisi de caractériser leur géochimie et de la comparer avec celle de basaltes présents en Mer de Chine du sud, dans le SE de la Chine ainsi que sur l'île de Hainan appartenant à la marge chinoise mais également sur l'arc de Ryukyu, l'arc de Luçon et dans la Coastal Range.

Le mélange de Lichi présente des basaltes dont la composition est proche de celle des basaltes de type N-MORB avec des anomalies positives en U, Cs et Ba. Les basaltes de SCS_A et de l'arc de Ryukyu présentent des signatures très proches pour les HFSE et les terres rares. Cependant, les concentrations en LILE sont plus élevées dans l'arc de Ryukyu contrairement à SCS_A qui présente les mêmes concentrations que Lichi. De plus, la localisation de cet arc rend peu probable la migration de ces échantillons vers les mélanges. Les basaltes du mélange de Lichi proviendraient donc probablement d'une source unique qui serait les basaltes de type MORB de la Mer de Chine du sud.

Le mélange de Kenting est composé de deux types de basaltes dont un enrichi en LREE (Kenting_E) et un avec une composition proche du pôle N-MORB (Kenting_A). Les échantillons Kenting_A proviendraient probablement de la Mer de Chine du sud pour les mêmes raisons que les échantillons du mélange de Lichi qui présentent également les mêmes spectres proches du pôle N-MORB. L'étude de Shellnutt et Hsieh (2016) définit une température du manteau à l'origine d'une partie des basaltes

de Kenting aux alentours de 1300-1400 °C qui irait dans le sens d'une origine MORB étant donné que les basaltes mis en place à partir de plume se forment à des températures plus élevées.

Les échantillons Kenting_E présentent cependant des signatures similaires aux échantillons de l'île de Hainan, CSC_Seamounts, SE Chine et SCS_E avec une anomalie négative caractéristique en Hf et Zr ainsi qu'un spectre de terres rares appauvri en HREE et enrichi en LREE.

Ces basaltes ont subi une altération hydrothermale qui a modifié leur teneur en éléments mobiles (K et Ba). Cette altération est également visible à travers une chloritisation importante des échantillons attribuée à un métamorphisme schiste vert (0.5-2 km de profondeur et 150-250 °C) d'après l'étude de [Liou \(1979\)](#). La thermométrie sur chlorite que nous avons réalisée sur l'échantillon 17-11H indique des températures de 200-350 °C et possède un spectre de type appauvri en LREE. Cependant, deux signatures ont été définies au sein des basaltes et ils n'ont probablement pas subi les mêmes conditions d'altération, comme le laissent suggérer les diagrammes comparant les éléments mobiles (Ba et K) et immobiles (Nb et Zr). Ces diagrammes montrent que les basaltes de Kenting_A ont subi une altération plus importante.

On peut donc suggérer que les basaltes de Kenting_A proviennent probablement de la Mer de Chine du sud et se seraient formés en même temps que le plancher océanique associé à un profil MORB typique. Postérieurement à leur formation, une altération hydrothermale autour de 200-350 °C a affecté ces basaltes avant leur mise en place dans le mélange.

Les basaltes de Kenting_E ont une similarité avec le magmatisme intra-plaque étant donné qu'ils présentent des compositions similaires à celles des basaltes retrouvés sur l'île de Hainan et dans le SE de la Chine. Ils possèdent également une composition similaire aux basaltes de type Seamounts retrouvés dans la Mer de Chine du sud qui sont des basaltes intra-plaque mis en place postérieurement à la phase d'océanisation. Ils se seraient donc mis en place pendant ou après la phase d'inversion tectonique et auraient par la suite subi un événement hydrothermal de faible ampleur dans des conditions schiste vert (0.5-2 km de profondeur et 150-250 °C).

Cependant, les basaltes du mélange de Lichi n'ont apparemment pas subi d'altération hydrothermale et se seraient mis en place par accréation des basaltes du plancher océanique de la Mer de Chine du sud sans enfouissement ou réchauffement.

Des basaltes sont également présents dans la couverture Miocène de la Backbone Range. Ces basaltes sont présents sous la forme de niveaux de pillow lavas dont la mise en place se fait sur le plancher océanique durant le Miocène. Deux échantillons de ces basaltes ont été prélevés. L'un d'eux

présente un spectre enrichi en LREE de type intra-plaque similaire aux spectres de Hainan dont la mise en place se fait sur la marge. Ces basaltes dans la Backbone Range auraient donc pu se mettre en place sur la marge, postérieurement à la phase d'océanisation.

5. Discussion sur les sources, les conditions P-T enregistrées, la chronologie et les modes de mise en place des mélanges

Dans les mélanges ophiolitiques de Taïwan, les échantillons de basalte ont été étudiés du point de vue de leur géochimie mais également des conditions d'altération. Les basaltes du mélange de Lichi semblent présenter une source unique qui serait apparentée à des MORB et très similaire à celle du plancher océanique de Mer de Chine du sud. Ces basaltes présentent également une forte altération observable par un épisode de chloritisation et une perturbation des concentrations en éléments mobiles.

Les basaltes du mélange de Kenting semblent présenter deux sources bien distinctes. En effet deux groupes de spectres se distinguent dont un appauvri en LREE (KM_A) qui est similaire à celui du plancher océanique de Mer de Chine du sud (SCS_A). Le deuxième présente une chimie de type basalte intra-plaque qui se trouve enrichie en LREE (KM_E) tout comme les seamounts présents en Mer de Chine du sud (SCS_E) mais également dans le SE de la Chine et sur l'île de Haïnan localisée sur la marge.

Le signal océanique de Kenting (KM_A) présente des enrichissements en Ba et des appauvrissements en K qui ont été confirmés par les classifications mobiles/immobiles. Des perturbations du signal en éléments mobiles peuvent être expliquées par des phénomènes d'altération. La thermométrie sur chlorite a permis d'associer cette altération des basaltes à des conditions métamorphiques schiste vert (200-350 °C), proches de celles associées au contexte syn-collision dans la Backbone Range (couverture de la chaîne centrale).

On sait que la marge chinoise ainsi que la transition Océan-Continent présentent un volcanisme intra-plaque important qui n'est retrouvé que dans le mélange de Kenting. De plus, les températures dans la matrice sédimentaire des mélanges montrent que le mélange de Kenting a enregistré des températures supérieures à celles du mélange de Lichi.

La synthèse des datations indique des gammes d'âge différentes entre les deux mélanges ophiolitiques pour les roches ignées. En effet, les roches magmatiques présentent des âges de 7-18 Ma pour le mélange de Lichi et de 13-33 Ma pour le mélange de Kenting. Ces âges sont donc majoritairement syn-convergence pour le mélange de Lichi et syn-divergence pour le mélange de Kenting.

Etant donné que ces mélanges sont sédimentaires, de nombreuses datations thermochronologiques ont été effectuées et permettent d'observer des âges remis à zéro et des âges partiellement remis à zéro. Les âges partiellement remis à zéro indiquent tous des âges Yanshanien dans les mélanges et dans les unités associées. Les sédiments dans les mélanges proviendraient donc

probablement de l'altération du SE de la Chine. Cependant, les âges non remis à zéro présentent des valeurs récentes dans le mélange de Lichi ainsi que dans les formations associées de 2 à 18 Ma tandis que les âges sur la péninsule d'Hengchun sont compris entre 15 et 65 Ma pour les âges ZFT et entre 100 et 172 Ma pour les données U-Pb sur zircon. Les âges dans le mélange de Lichi sont donc syn-convergents alors que ceux dans le mélange de Kenting sont syn- et ante-rift.

Au vu de l'ensemble des données de datation du magmatisme dans le SE de l'Asie, on peut écarter les arcs volcaniques de Luçon et de Ryukyu comme source des mélanges car ils présentent des âges plus jeunes (0-10 Ma) que ceux des roches magmatiques des mélanges.

Cette synthèse a également permis de mettre en avant un rajeunissement des âges dans le SE de la Chine depuis les zones continentales vers les zones océaniques en passant par la marge. On peut d'ailleurs remarquer que les âges du mélange de Kenting semblent assez proches de ceux de la Mer de Chine du sud mais également du SE de la Chine pour les parties plus continentales. Ils sont également très proches des âges du volcanisme à l'ouest de Taïwan, sur la marge. Les âges dans le mélange de Lichi semblent quant à eux corrélés préférentiellement avec ceux de la Mer de Chine du sud. Enfin, il est important de rappeler que des portions de croûte océanique (East Taïwan Ophiolite) ont été retrouvées dans la zone du mélange de Lichi (Chung et Sun, 1992) alors que de telles formations ne sont pas présentes dans le mélange de Kenting.

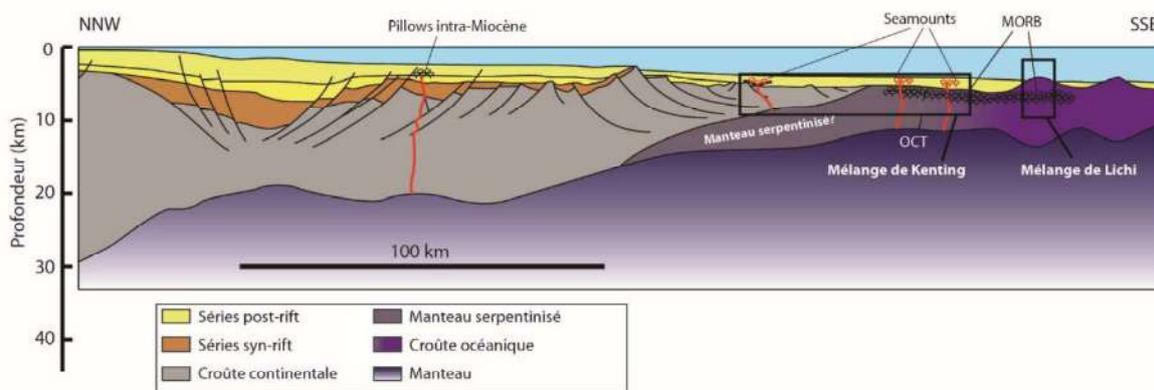


Figure 25 : Coupe schématique de la marge passive chinoise au SW de Taïwan modifiée depuis Franke et al. (2014) et Brune et al. (2016). Les emplacements des basaltes des mélanges de Kenting et Lichi ont été replacés sur la marge anté-inversion.

Au vu de toutes ces interprétations, je propose que le mélange de Kenting provienne de la marge chinoise mais également de la croûte océanique de Mer de Chine du sud présente dans la zone de transition Océan-Continent (Fig. 25). Le mélange de Lichi proviendrait quant à lui uniquement de la Mer de Chine du sud et serait accrété plus tardivement.

Ces sources expliqueraient également les conditions d'altération importantes dans le mélange de Kenting. En effet, l'activité tectonique et hydrothermale de la marge distale pourrait permettre une

circulation de fluides et une augmentation de la température, engendrant une chloritisation importante.

Il est également possible d'invoquer une contribution dynamique lors des derniers incréments de formation de la marge distale avant qu'elle ne subside (en raison de son refroidissement). En effet, la marge peut se soulever et se retrouver anormalement haute pour plusieurs raisons. Il peut s'agir soit d'un soulèvement du manteau après que la marge se soit amincie ([Chenin et al., 2019](#)), soit d'une diminution de la densité du fait du magmatisme ([Quik et Rupke, 2018](#)) ou encore d'un changement de phase du manteau ([Simon et Podladchikov, 2008](#)). Ces phénomènes pourraient expliquer la présence des conglomérats de Shihman et du mélange de Kenting car le manteau, les basaltes et les plagiogranites étaient proches de la surface tout en restant en domaine sous-marin il y a environ 12 Ma. Cela va dans le sens d'une origine de marges pour le mélange de Kenting dans lesquelles on retrouve des signatures géochimiques intra-plaque et MORB associées.

VI. Discussion générale

Table des matières

1. Déformation et rhéologie : Taïwan, un orogène jeune lié à l'inversion d'une marge jeune en contexte de collision oblique	315
1.1. Distribution de la déformation en trois dimensions	315
1.2. Rhéologie des méta-sédiments et de la marge.....	318
2. La Yuli Belt : Sources, mise en place et déformation décrochante.....	320
3. Cinématique, héritage et structures profondes	321
3.1. Décrochement et déplacement latéral.....	322
3.2. Découplage entre accrétion en surface et subduction en profondeur	323
3.3. Héritage structural et thermique de l'épisode d'amincissement	323
3.4. Marge divergente ou transformante ?	326
4. Reconstructions schématiques de l'évolution de la chaîne de Taïwan.....	327

VI. Discussion générale

Les différentes problématiques posées dans l'introduction de cette thèse et à la fin de l'état de l'art vont maintenant être discutées au vu des résultats obtenus durant mon travail de thèse. Pour rappel, ces problématiques portent sur les points suivants :

- La répartition de la déformation
- Les structures accommodant la déformation
- La structure 3D de la zone d'initiation de la collision
- L'impact de la rhéologie
- L'importance de l'extension et du décrochement
- La part d'héritage structural et thermique
- Le découpage de la Yuli Belt (sous-unité)
- Les sources de la Yuli Belt et son mode de mise en place
- Les cinématiques syn-collisionnelles
- Les différentes étapes de la transition subduction-collision

1. Déformation et rhéologie : Taïwan, un orogène jeune lié à l'inversion d'une marge jeune en contexte de collision oblique

Notre compréhension de la **distribution de la déformation** dans les prismes orogéniques reste pour l'instant assez conceptuelle. En effet, la plupart des modèles de prisme considèrent une déformation localisée le long de chevauchements discrets qui s'enracinent sur un décollement faiblement incliné. Ces modèles de prisme structurés en nappes chevauchantes ne rendent pas compte des observations de terrain qui montrent qu'une part importante de la déformation est souvent ductile, soulignée par de fortes hétérogénéités mécaniques dans la croûte supérieure. Ce problème est particulièrement important pour les chaînes qui déforment de grandes quantités de roches pélitiques.

1.1. Distribution de la déformation en trois dimensions

Notre étude structurale de terrain, couplée à l'acquisition de données thermométriques, et thermo-barométriques, constitue une avancée majeure dans notre compréhension des mécanismes orogéniques à Taïwan. D'un point de vue cartographique nous proposons de nouveaux contours des unités dans la partie sud de l'île, dans la zone d'initiation de la collision. La base des contours suit la carte géologique produite par le Service Géologique de Taïwan publiée en 2000. En complément des résultats de la thèse de [Lucas Mesalles \(2014\)](#) qui a redéfini les contours de l'Eocène (syn-rift) dans ce domaine ; les contours entre la Yuli Belt, la Tailuko Belt et la Backbone Range ont également été révisés

VI. Discussion générale

à partir de différentes publications (Liou et al., 1975 ; Ota et al., 2010 ; Chen, 2017) ainsi que de mes propres observations de terrain.

L'étude de la déformation dans la Chaîne Centrale le long des transects EO a permis de mettre en évidence que le raccourcissement n'est pas simplement accommodé parallèlement à la convergence. L'obliquité de la convergence, par rapport à la direction de la chaîne, se traduit par le développement d'un couloir décrochant senestre à l'arrière de la chaîne, à l'est, associé à de l'extension vers le SO oblique (**Fig. 1**). Il contraste avec le raccourcissement orthogonal à la chaîne observé à l'ouest de la Chaîne Centrale, et dans les zones externes. La transtension ductile dans les zones internes de l'est accommode une partie de l'exhumation des roches de haut grade. Nous proposons donc un nouveau modèle tectonique 3D de la zone d'initiation de la collision à Taïwan tenant compte de l'obliquité de la convergence (**Fig. 1**).

VI. Discussion générale

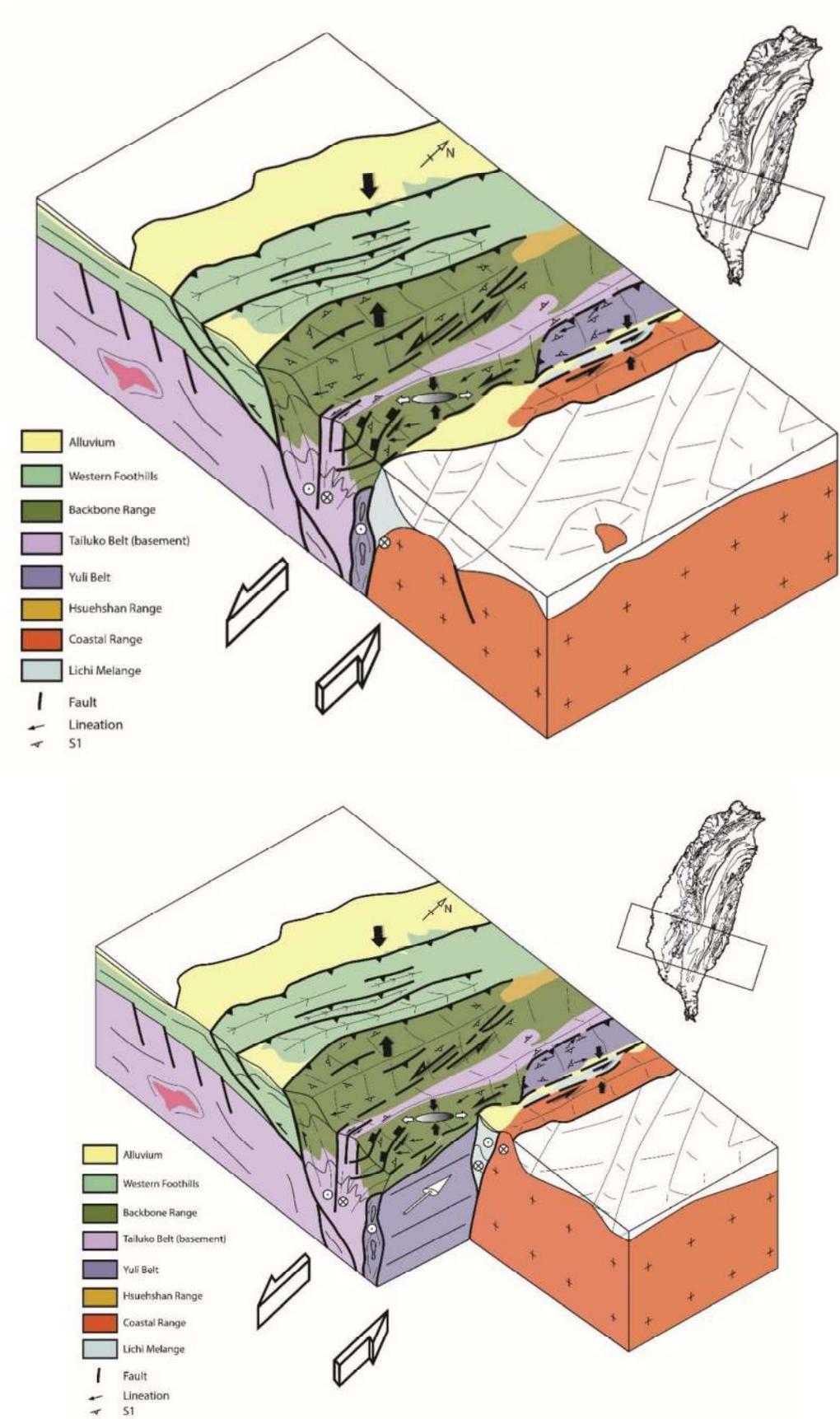


Figure 1 : Nouveau modèle tectonique 3D de la partie sud de Taiwan.

VI. Discussion générale

Plusieurs structures accommodent cette déformation trans-tensive. En effet, l'extension est également matérialisée par un boudinage des bancs de grès entre les bancs de schistes. Une déformation cassante est également présente sous la forme de failles normales à regard SO associées à des failles décrochantes permettant d'accommoder la composante sénestre de la convergence. La zone présentant le plus de déformation extensive top-SW (vallée de Zhiben et Tamali) présente une activité hydrothermale actuelle très importante, la plus forte de Taïwan. Cette zone de déformation intense extensive associée à de très nombreuses failles doit donc jouer le rôle de drains pour des fluides hydrothermaux. On peut avancer l'hypothèse que cet apport constant de fluide au cours de l'exhumation des roches profondes a pu permettre la cristallisation à l'équilibre de chlorite et de phengite durant le trajet d'exhumation.

1.2. Rhéologie des méta-sédiments et de la marge

La déformation dans les zones internes est donc largement distribuée depuis l'échelle microscopique jusqu'à des structures plurikilométriques. La distribution de la déformation reflète également la nature même des unités qui constituent le prisme. En effet, dans le socle pré-rift ainsi que dans la couverture syn- et post-rift, la Chaîne Centrale est composée à plus de 90 % de méta-sédiments (carbonates, pelites et grès) qui ; dans les conditions de pression et température décrits dans le manuscrit (Chapitre 3) ; sont extrêmement faibles mécaniquement. Ces lithologies souvent riches en argiles favorisent également la formation d'une schistosité pénétrative qui rend l'ensemble de la pile sédimentaire très anisotrope et donc très faible mécaniquement. Ce phénomène est accentué en profondeur par le fait que la marge est jeune, et que la lithosphère sous-continentale est peu épaisse, impliquant des découplages superposés dans la croûte profonde et le manteau et donc une distribution verticale de la déformation. La faiblesse de la marge de la Mer de Chine du sud est bien identifiée en relation notamment avec la distribution de l'extension (Brune et al., 2016). Le pic de température dans la zone d'initiation de la collision étant très similaire dans les formations syn-rift et post-rift, il est probable que le géotherme ait été élevé et en partie hérité pendant les phases précoces de déformation. Etant donné que l'inversion s'est produite peu de temps après la phase d'extension (tout comme dans les Pyrénées, e.g. Vacherat et al., 2014, 2016), le régime thermique du rifting a donc pu être conservé pendant la phase d'initiation de la collision.

La **Figure 2** montre des niveaux de grès boudinés entre des bancs de schistes. Ces lithologies sont associées à une déformation intense très distribuée, notamment sous la forme de foliation. Ces photos proviennent du col du Galibier dans les Alpes françaises et présentent cependant une déformation très similaire à celle observée à Taïwan. Cependant, ces formations se trouvent à quelques centaines de mètres en dessous des barres calcaires Jurassique facilement observables dans les Alpes. Les chaînes

VI. Discussion générale

des Alpes et de Taïwan sont différentes en plusieurs points mais celui que je souhaite mettre en avant ici est la différence de contraste rhéologique. La chaîne alpine est définie comme un empilement de nappes chevauchées les unes sur les autres par le biais de grands accidents. Ces accidents localisant la déformation sont probablement dus à un contraste rhéologique majeur entre les barres de calcaire rhéologiquement fortes mesurant plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et les schistes rhéologiquement faibles se trouvant en dessous. Or, ces grandes barres calcaires ne sont pas présentes à Taïwan et la déformation ne se localise pas.

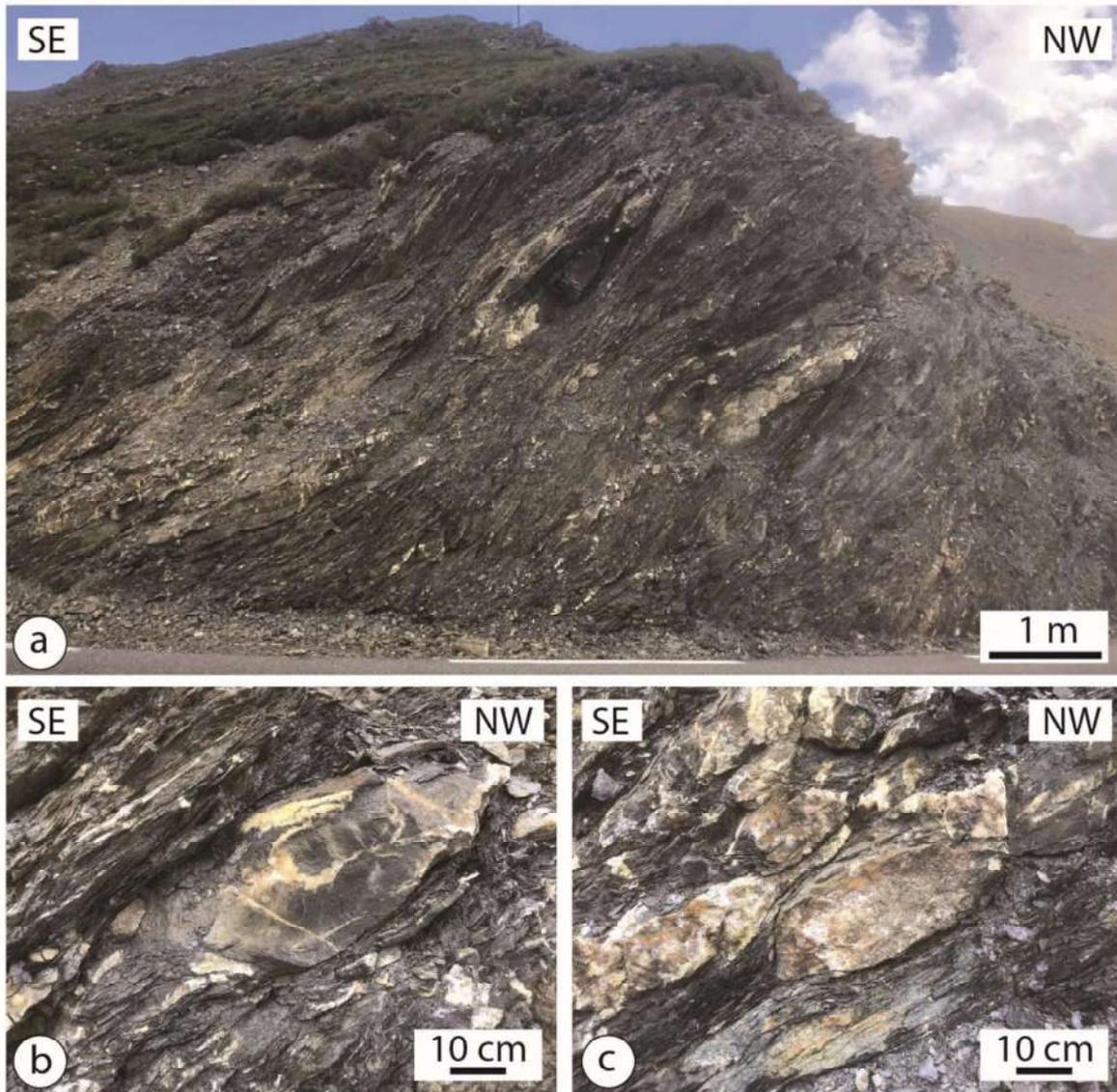


Figure 2 : Photos réalisées au col du Galibier, dans les Alpes françaises. On peut observer exactement les mêmes lithologies ainsi que les mêmes déformations à Taïwan dans la zone II (**Chapitre 3**) se trouvant en cinématique de trans-tension. Ces photos représentent un affleurement structuralement en dessous d'une grande nappe de calcaire d'une centaine de mètres.

Finalement, nos résultats montrent que l'interprétation 2D de la déformation perpendiculaire à la chaîne s'avère difficile à appliquer dans le cas de Taïwan. Ces modèles ne permettent pas de rendre compte du fluage latéral et de l'extension sub-parallèle à la chaîne, ni de la cinématique décrochante dont l'importance est cruciale. L'importance de ces points est rappelée dans le **Chapitre 3** et la publication « Strain partitioning and exhumation in oblique Taiwan collision: implications of rift architecture and plate kinematics ».

2. La Yuli Belt : Sources, mise en place et déformation décrochante.

Les études précédentes (Beyssac et al., 2008 ; Keyser et al., 2016 ; Baziotis, 2017) proposent que la Yuli Belt soit dans sa totalité une unité de haute pression. Notre étude suggère que cette unité est en fait composée d'un encaissant HT-BP qui comprend des blocs MT-HP. Etant donné que les assemblages de schistes à grenat sont présents en contact avec des boudins de serpentinites, notre première hypothèse était de proposer que ces assemblages étaient dus à un changement de composition chimique engendré par des fluides provenant des serpentinites et que toute la Yuli Belt était HP comme la littérature le proposait. Par la suite, l'étude géochimique a montré que les assemblages à grenat et les assemblages minéralogiquement pauvres (schistes noirs) présentaient les mêmes concentrations en éléments majeurs et traces. L'étude RSCM a par ailleurs montré un écart de température très important entre les deux ensembles de haute pression et l'encaissant ce qui est confirmé par les estimations chlorite-phengite dans les assemblages à grenat. Ces observations me conduisent à privilégier un modèle dans lequel des unités HP se sont mises en place dans un encaissant d'âge Miocène dans des conditions HT-BP.

Nous avons également révisé les conditions du pic métamorphique à 12-15 kbars et 380-420 °C tandis que les études précédentes faisaient état d'un pic à 550 °C. Nous confirmons cependant que l'encaissant de la Yuli Belt a enregistré un pic à 550 °C. La différence de température RSCM impose que les blocs de MT-HP soient arrivés après le pic thermique dans l'encaissant. Etant donné que des âges récents jusqu'à 16 Ma ont été définis dans l'encaissant de la Yuli Belt, les sédiments à l'origine de ces schistes sont d'âge Miocène et donc post-rift. Pour atteindre une température de 550 °C durant le Miocène, ces sédiments ont donc probablement enregistré des gradients géothermiques anormalement élevés en relation avec l'amincissement extrême sur la marge distale, combiné à un début d'enfouissement lors de la phase précoce d'accrétion continentale dans un gradient thermique élevé.

Les assemblages de HP sont associés à des méta-plagiogranites qui sont présents autour de boudins kilométriques de serpentinites. La transition océan-continent est souvent associée à

VI. Discussion générale

l'exhumation du manteau serpentinisé sous les sédiments post-rift (ou tardi-rift), on peut donc suggérer que le protolithe de ces assemblages HP provient de ce domaine distal. De plus, les sédiments déposés sur le plancher océanique n'ont pas été chauffés contrairement à ceux déposés sur la marge distale en cours d'amincissement ce qui expliquerait que les blocs de HP n'enregistrent pas le pic à 550°C. La température de 380-420 °C atteinte par les assemblages de haute pression a probablement été acquise pendant l'enfouissement jusqu'à 40-50 km sous l'avant-arc de Luçon. Les températures de 550°C dans l'encaissant ont quant à elles probablement été atteintes sur la marge distale à la fin de l'épisode d'océanisation ou lors du début de l'épaississement de ce domaine chaud (ce point est discuté plus loin dans le texte).

L'étude de la déformation dans la Yuli Belt montre que cette unité a accommodé une intense déformation ductile en cisaillement senestre. L'obliquité de la convergence à l'origine de cette déformation a donc affecté la marge distale au contact avec l'arc de Luçon. La translation vers le nord a permis d'incorporer les assemblages de haute pression formés plus au Sud lors de leur exhumation dans le chenal de subduction puis leur incorporation dans les séries de la Yuli Belt situées plus au Nord en position de marge distale. Cette étape correspond au laps de temps entre le début de la subduction vers 15 Ma et le début de la collision vers 7-6 Ma (e.g. [Mesalles et al., 2014](#)). La Yuli Belt ainsi formée a ensuite été exhumée pendant la collision entre la zone de suture principale et la Tailuko Belt. On peut notamment voir qu'au sein de la Yuli et de la Tailuko Belt, le décrochement est décroissant depuis l'est vers l'ouest.

3. Cinématique, héritage et structures profondes

La question de la distribution de la déformation est étroitement liée aux problèmes d'héritage et de cinématique. L'hypothèse de l'accrétion d'une croûte rhéologiquement et architecturalement homogène dans la construction des chaînes de collision est pour l'instant largement dominante dans la littérature. Sachant qu'une marge riftée peut être segmentée sur de courtes distances et posséder une architecture très variable, une analyse 2D de la déformation des orogènes n'est pas pertinente. Ce problème peut s'avérer encore plus délicat à traiter dans le cas où la convergence aux limites est oblique à la direction de la chaîne. Une approche spécifique détaillée des structures, de la structure thermique et de l'évolution métamorphique s'avère donc nécessaire.

3.1. Décrochement et déplacement latéral

Afin d'effectuer des reconstructions cinématiques, la quantité de déplacement accommodée par la Yuli Belt durant la collision est une donnée majeure. La quantité de déplacement accommodée par le décrochement peut être calculée à l'aide d'un simple triangle des vitesses. Si on considère une convergence entre l'arc de Luçon et la marge eurasiatique ; orientée à N120°E à la vitesse de 8 cm/an ; (orientation et vitesse actuelles) et une direction de la chaîne N-S, on obtient 4 cm/an de déplacement parallèle à la chaîne. Le déplacement parallèle à la chaîne est donc considérable. Le déplacement latéral peut être estimé à 120 km si on considère que cette déformation décrochante a débuté il y a 3 Ma et jusqu'à 200 km pour un début de décrochement il y a 5 Ma. Cette dernière valeur correspond assez bien à la position de la transition océan-continent actuel. Ces quantités, bien que nécessitant un examen détaillé des vitesses et directions passées, donnent un ordre de grandeur du déplacement latéral.

Un contexte extensif est observable dans deux zones dans la chaîne de Taiwan. Il s'agit pour la première du bassin d'Ilan dans le nord-est de l'île où l'extension arrière-arc de la subduction Ryukyu vient impacter la chaîne. La deuxième se situe dans le sud-est de l'île, dans la zone d'initiation de la collision où la trans-tension se met en place et permet l'exhumation des unités de haut grade métamorphique.

Les études du flux de chaleur (Lee et Cheng, 1986 ; Barr et Dahlen, 1990) montrent des anomalies positives dans ces deux zones. Elles présentent donc des structures en extension, des anomalies de flux de chaleur positive et se trouvent aux extrémités de la chaîne. Ces structures extensives vont dans le sens d'une extrusion latérale en réponse au raccourcissement durant la collision. Cependant elles se produisent dans des contextes différents.

Les données gravimétriques (Doo et al., 2018) montrent deux anomalies très différentes au niveau de ces formations. Une anomalie positive est présente à l'est de la chaîne débutant au sud-est de la péninsule d'Hengchun et se propageant dans toute la chaîne centrale. Cependant, une anomalie négative est marquée au niveau du bassin d'Ilan. Les processus responsables de l'extension dans les deux extrémités de la chaîne sont donc différents. Le nord-est présente une extension engendrée par l'effondrement de la chaîne alors que le sud-est est soumis à un régime trans-tensif en réponse à la convergence oblique.

3.2. Découplage entre accréation en surface et subduction en profondeur

Les données de terrain peuvent être mises en perspective des données géophysiques disponibles qui permettent de sonder les structures profondes. Les données d'anisotropie sismique dans la zone d'initiation de la collision (Huang et al., 2015) montrent en surface (2-13 km) des anisotropies parallèles à la chaîne (SSO-NNE) avec une intensité plus fortes au sud. En profondeur (17-30 km), dans la même zone au sud de l'île, l'anisotropie se parallélise à la convergence (ESE-ONO) et est moins forte que dans le centre de la chaîne. Cela montre qu'il existe une foliation parallèle à la chaîne entre 0 et 15 km de profondeur. L'anisotropie mesurée correspond à la foliation observée sur le terrain qui, dans la Chaîne Centrale à l'Est, correspond à un mouvement décrochant senestre associé à du raccourcissement et de l'extension. La partie inférieure de la marge plonge sous l'arc volcanique et n'est par conséquent pas affectée par cette foliation parallèle à la chaîne et présente une anisotropie sismique perpendiculaire à la chaîne.

Il existerait donc un niveau de découplage dans la croûte moyenne qui sépare deux zones présentant des conditions de déformation très différentes. Les différents modèles de prisme proposent que la partie inférieure de la croûte soit subductée tandis que la partie supérieure emmagasine la déformation engendrée par la collision. Ce niveau de découplage doit donc être actif dans des conditions ductiles et doit présenter une distribution verticale importante de la déformation. Cependant, l'hypothèse selon laquelle la croûte inférieure n'emmagasine pas de déformation et coulisse simplement sous le niveau de découplage paraît peu probable. Je propose donc dans la partie « reconstructions schématiques de l'évolution de la chaîne de Taïwan » (Partie 4 de ce chapitre) d'introduire une déformation dans la partie inférieure de la croûte avec un découplage progressif depuis le sommet vers la base de cette croûte inférieure.

3.3. Héritage structural et thermique de l'épisode d'amincissement

Les paramètres en lien avec l'héritage sont sans doute plus faciles à caractériser et quantifier dans les stades immatures de l'accréation continentale lorsque la convergence n'a pas encore effacé les stades précoces de l'inversion de la marge. Cependant, cette approche nécessite de pouvoir distinguer métamorphisme pré- ou syn-collisionnel dans des **conditions métamorphiques** de bas grade (schiste vert), afin de comprendre au mieux l'agencement des différentes unités ainsi que pour retracer le chemin de chaque roche jusqu'à sa position actuelle. Lors de ces phases précoces de l'inversion, il est également capital de déterminer quel type de croûte (océanique ou continentale) est **accrété (obductée) ou subductée**.

VI. Discussion générale

Dans le but de distinguer les conditions du métamorphisme pré- et syn-collisionnel, nous avons comparé les données thermochronologiques (Kirstein et al., 2010 ; Lee et al., 2016 ; Liu et al., 2001 ; Mesalles et al., 2014 ; Willett et al., 2003) avec les données de température (RSCM) dans les unités syn- et post-rift. Il en ressort un pic thermique très similaire autour de 350-400 °C malgré des âges traces de fission sur zircon à l'ouest qui sont hérités et compatibles avec l'amincissement paléogène de la marge. Ces températures ont donc dû être atteintes dans la couverture durant l'amincissement syn-rift. Cependant, le pic dans la Tailuko Belt (protolithe principalement mésozoïque) et dans l'encaissant de la Yuli Belt daté de 16 Ma est le même autour de 550 °C. Si on fait l'hypothèse que le pic dans les deux unités ait été atteint en même temps, le pic de température serait postérieur à 16 Ma et donc indiquerait soit une phase de réchauffement tardi-extension, encore non documentée dans cette région de la Mer de Chine, soit un épaissement crustal sous le contrôle d'un héritage thermique important. La présence de « debris flow » contenant des unités de serpentinites, gabbros, amphibolites, basaltes, dans des sédiments turbiditiques non métarmophiques d'âge Miocène (12-14 Ma) de la Péninsule d'Hengchun (conglomérats de Shihmen) suggère que le socle et des portions de manteau étaient déjà exhumés au pied de la marge de la Mer de Chine il y a 14-15 Ma (Pelletier et al., 1986). Ces sédiments ayant été déposés sur la marge et alimentés par la partie proximale de la marge, l'hypothèse d'un événement thermique postérieur à l'amincissement paraît plus probable. Ces températures étant importantes il est possible qu'elles soient associées à un régime thermique hérité de l'amincissement.

Finalement, ces données suggèrent que la zone d'étranglement et la marge distale ont été inversées dans des conditions thermiques héritées de l'extension. Ces températures importantes ont donc favorisé une déformation ductile des méta-sédiments durant l'orogénèse et donc une distribution de la déformation.

La géométrie de la marge anté-inversion est en effet une contrainte primordiale qui va définir le style de déformation durant la collision. Plusieurs profils sismiques ont été réalisés sur la marge chinoise non-inversée et permettent d'avoir une idée des structures ante-inversion qui auraient pu être présentes à l'emplacement actuel de Taïwan. À l'aide d'un profil interprété de la marge chinoise et au vu des résultats acquis durant ces travaux de thèse, je propose de replacer les différentes unités présentes dans le sud de l'île sur la marge ante-collision.

La Coupe 1 (**Fig. 3**) présente la marge ante-inversion ainsi que la plaque océanique de la Mer de Chine du sud et l'arc volcanique de Luçon. La géométrie de la marge ante-inversion est tirée d'une interprétation d'un profil sismique au SE de Taïwan proposé par Franke et al. (2014) et Brune et al. (2016). Cette première reconstruction représente l'épisode de subduction avec un arc volcanique actif sur la plaque océanique des Philippines. Depuis la partie proximale de la marge, on peut observer la

VI. Discussion générale

présence d'une première zone d'amincissement caractérisée par des bassins syn-rift d'âge Eocène surmontés par des séries post-rift d'âge Miocène. La marge distale est marquée par un amincissement abrupte et une partie importante de manteau serpentinisé associée à un magmatisme important. Plus à l'Est, la transition océan-continent laisse place à la croûte océanique de la mer de Chine du Sud. La partie ouest de la marge distale présente une faible quantité de sédiments syn-rift. A l'est de la coupe, la Mer de la Chine du Sud subducte sous la plaque des Philippines et l'arc volcanique de Luçon.

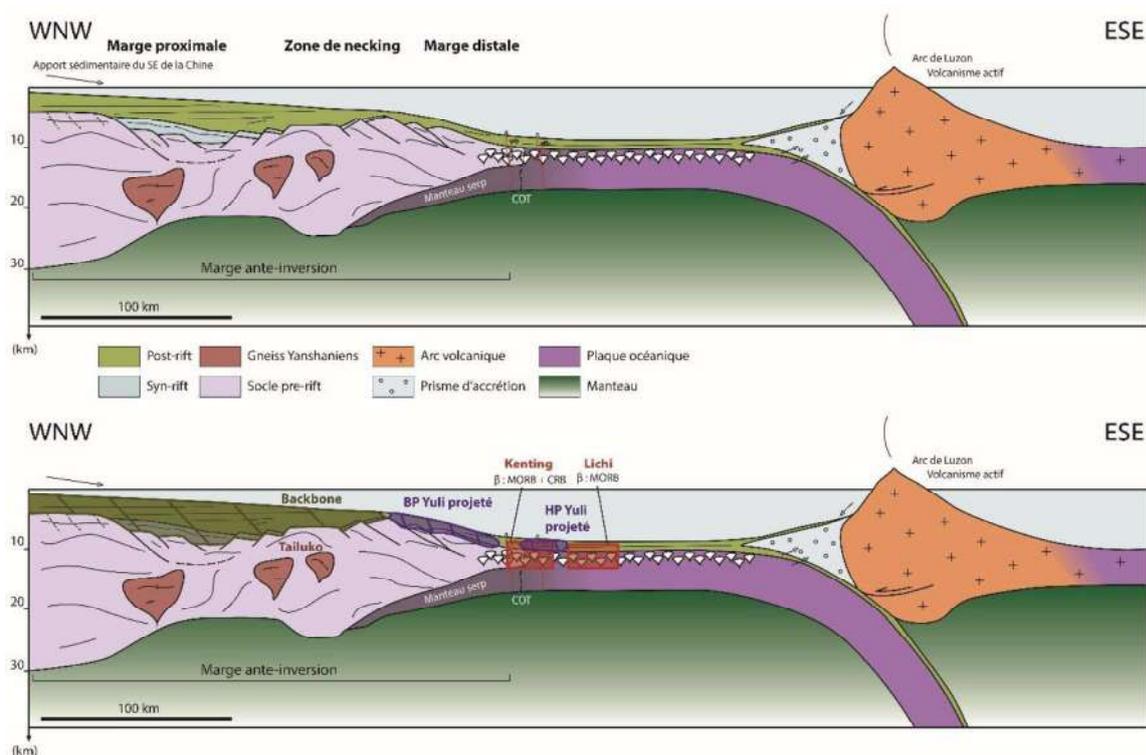


Figure 3 : Coupe 1 : Schéma de la marge eurasienne actuelle au SO de Taïwan, de la plaque océanique de Mer de Chine du sud, de la zone de subduction et de l'arc volcanique de Luçon. Sur la coupe synthétique du bas ont été replacés la Tailuko Belt, l'encaissant basse pression de la Yuli Belt (BP Yuli), les roches de haute pression présentes dans la Yuli Belt (HP Yuli), les roches présentes actuellement dans les mélanges de Lichi et de Kenting ainsi que les séries syn-rift (Eocène) et post-rift (Miocène).

Les différentes unités présentes dans le sud de la Chaîne Centrale ont été replacées sur cette représentation (Coupe 1 ; **Fig. 3**). L'Eocène (syn-rift) et le Miocène (post-rift) sont majoritairement présents sur la marge proximale. La Tailuko Belt est remplacé dans le socle métamorphique de la marge (dans la zone d'étranglement) tandis que l'encaissant HT-BP de la Yuli Belt est localisé à cheval entre les sédiments post-rift et le socle sur la marge distale hyper amincie (**Chapitre 3 et 4**). Les mélanges sont remplacés grâce à la chimie des basaltes et aux conditions hydrothermales (**Chapitre 5**). Le mélange de Kenting est remplacé au niveau de la transition océan-continent à cheval entre la marge distale hyper amincie et la plaque océanique de Mer de Chine du sud. Le mélange de Lichi est remplacé dans la croûte

océanique de la Mer de Chine du sud non subductée. Enfin, les assemblages HP de la Yuli Belt sont replacés dans les sédiments Miocène au niveau de la transition océan-continent où le manteau serpentinisé est exhumé mais où les températures dans les sédiments sont moins importantes que sur la marge distale (**Chapitre 4**).

3.4. Marge divergente ou transformante ?

Récemment, [Liu et al. \(2018\)](#) ont proposé que la marge chinoise à Taïwan soit une marge transformante (**Fig. 4**). L'étude des marges actuelles a permis de montrer que la zone d'étranglement est plus étroite sur les marges transformantes et qu'elle est d'autant plus étroite que l'angle entre la orientation de la marge et la direction de l'ouverture est petit ([Basile et Braun, 2016](#) ; [Ye et al., 2019](#) ; [Brune et al., 2018](#) ; [Loparev et al., in prep](#)). La géométrie des zones d'étranglement dépend de plusieurs facteurs tels que l'héritage structural et thermique (anté-rift) qui pourrait déterminer l'emplacement de la zone d'étranglement ([Manatschal et al., 2015](#) ; [Huisman et Beaumont, 2014](#)).

Il est donc important de déterminer si cette marge s'est formée en contexte transformant, divergent ou avec deux composantes. Cependant, il est très difficile de contraindre ces paramètres étant donné que la marge est inversée.

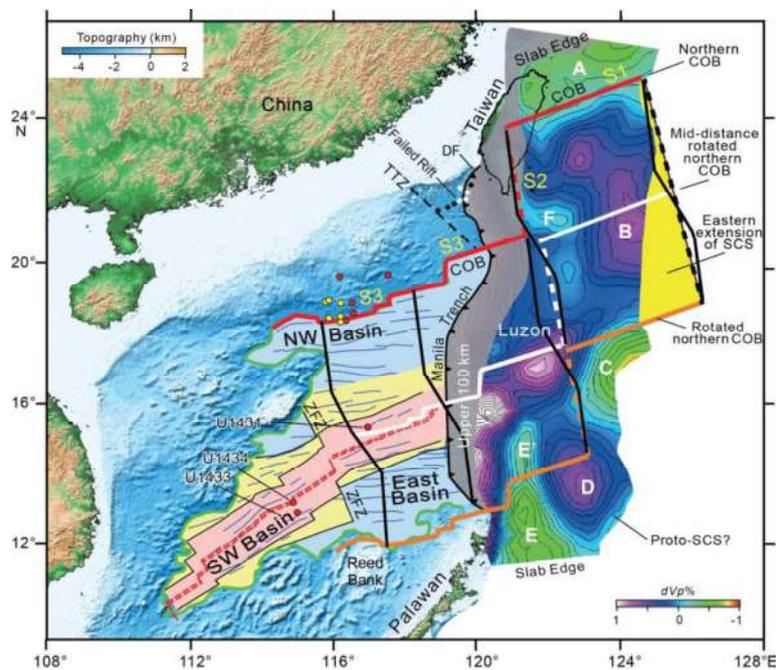


Figure 4 : Reconstruction tectonique de la Mer de Chine du sud présentant une transition océan-continent décrochante au niveau de Taïwan. Figure de [Liu et al. \(2018\)](#).

4. Reconstructions schématiques de l'évolution de la chaîne de Taïwan.

Je propose dans cette partie d'appliquer les résultats de ces travaux de thèse en inversant la marge décrite dans la Coupe 1 (**Fig. 3**). L'objectif n'est pas de reproduire les structures présentes à Taïwan mais de proposer une reconstruction en mettant en avant la distribution de la déformation durant les différents stades à travers différentes reconstructions (**Fig. 5 à 9**) depuis le début de l'accrétion continentale (Coupe 2 ; **Fig. 4**) jusqu'à la chaîne mature (Coupe 6 ; **Fig. 9**). Cependant il est important de garder à l'esprit que les différentes étapes observables actuellement à Taïwan depuis le sud vers le nord correspondent à l'inversion d'une marge avec des structures variables latéralement. Etant donné que l'exercice qui est proposé ici est d'inversé un profil de marge, seulement les grandes lignes sont représentées. J'ai replacé sur ces reconstructions la Yuli Belt, la Tailuko Belt (socle métamorphique mésozoïque et paléozoïque) et la Backbone Range (Eocène et Miocène). Les mélanges ont également été replacés à partir de la Coupe 3 (**Fig. 6**). Cependant, il est très difficile de représenter leur formation durant les stades précédents. J'ai également tenté d'intégrer la sédimentation au cours de différentes étapes et notamment entre la Coupe 1 (**Fig. 3**) et la Coupe 2 (**Fig. 5**) ce qui explique que les sédiments Miocène à l'affleurement sur la péninsule d'Hengchun dans la Coupe 3 (**Fig. 6**) ne présentent pas de températures importantes. Les flèches présentes au-dessus des reconstructions permettent de représenter la déformation cumulée dans les formations à la surface.

La Coupe 2 (**Fig. 5**) met en évidence le début de l'accrétion de la marge en domaine off-shore. Une partie du socle de la transition océan-continent est accrétée et chevauchée, permettant de mettre à l'affleurement les roches mafiques et ultra-mafiques retrouvées sur la Peninsule d'Hengchun. Sur cette coupe, la Yuli Belt n'est pas représentée car elle se forme plus au sud et va être entraînée vers le nord dans la zone de suture principale. Un niveau de découplage est également placé sur les reconstructions en tiretets. En effet, les études d'anisotropie sismique indiqueraient un niveau de découplage à une profondeur entre 10 et 20 km ([Huang et al., 2015](#)). Cependant, il est très difficile de définir l'impact précis de ce niveau de découplage sur les déformations de part et d'autre ainsi que sa localisation et son étendue.

VI. Discussion générale

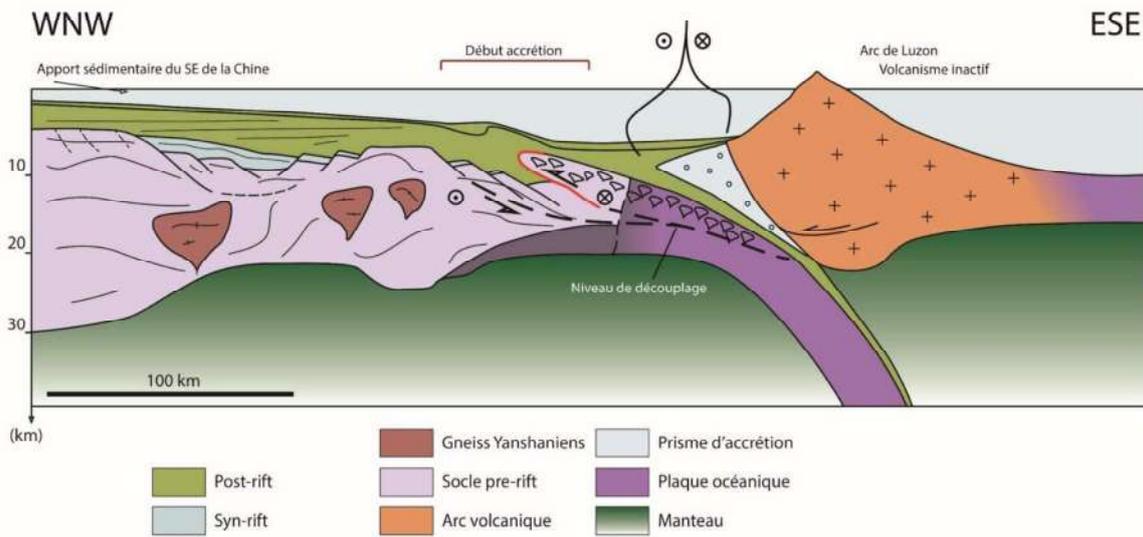


Figure 5 : Coupe 2 : Schéma du début de l'accrétion continentale ainsi que de la plaque océanique de Mer de Chine du sud, de la zone de subduction et de l'arc volcanique de Luzon. Sur cette coupe synthétique ont été replacés les roches du socle de la marge dont l'épaisseur basse pression de la Yuli Belt (BP Yuli), les roches de haute pression présentes dans la Yuli Belt (HP Yuli), ainsi que les séries syn-rift (Eocène) et post-rift (Miocène).

Sur la Coupe 3 (**Fig. 6**), une partie des sédiments syn-rift et le mélange de Kenting ainsi que le socle de la marge en position distale sont accrétés. La partie proximale de la marge est également inversée précocément car la marge est oblique et donc il y a moins d'espace océanique à subduire. La Yuli Belt est translattée le long de la zone de suture depuis le sud où la marge est la plus large. Elle est déjà composée de l'épaisseur BP et des blocs de HP qui ont connu des histoires différentes. A partir de cette étape, la Yuli Belt est exhumée en décrochement dans la zone de suture entre l'arc et la marge. Le socle de la marge commence également à être déformé en cinématique décrochante sénestre.

VI. Discussion générale

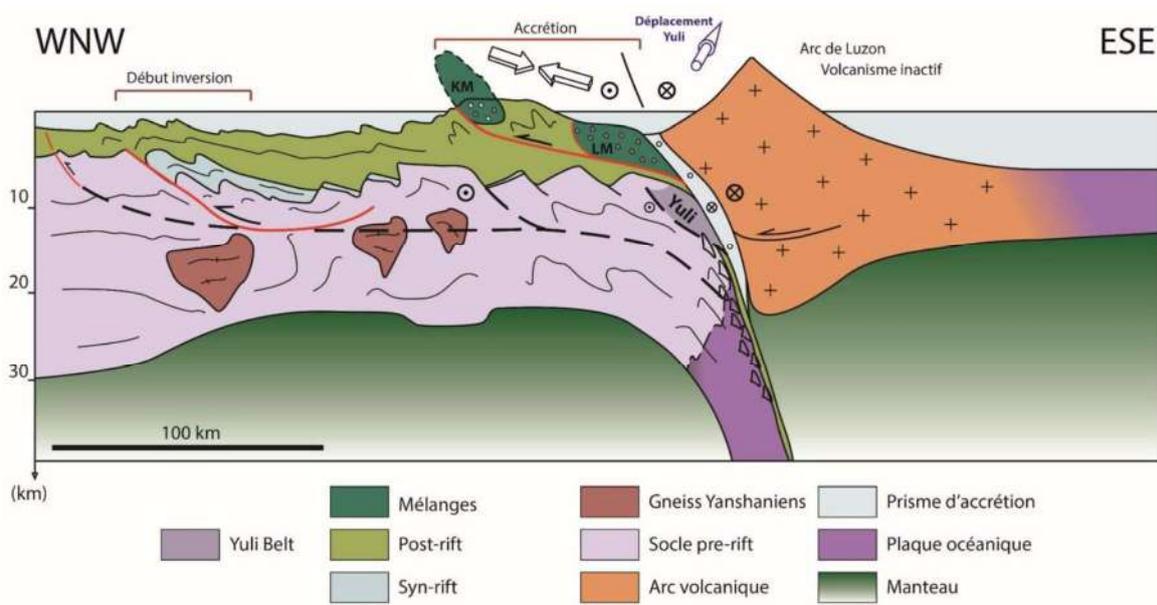


Figure 6 : Coupe 3 : Schéma du début de l'immersion des méta-sédiments syn-rift associés aux mélanges ophiolitiques. Sur cette coupe synthétique ont été replacés les roches du socle de la marge, les assemblages de haute pression présents dans la Yuli Belt (HP Yuli), ainsi que les séries syn-rift (Eocène) et post-rift (Miocène).

A un stade plus avancé de la collision, la Coupe 4 (**Fig. 7**), le partitionnement de la déformation en décrochement dans la Chaîne Centrale montre un domaine du prisme en extension dans la partie est de la Chaîne Centrale et une zone en compression dans sa partie ouest. Cette compression à l'ouest est matérialisée par un plissement important et une exhumation le long d'un chevauchement entre la CR et les WF. La déformation compressive s'est donc décalée vers la zone externe tandis que la déformation décrochante senestre s'intensifie au fur et à mesure que l'arc et la marge sont couplés.

Des contacts fragiles en décrochement sont également présents, notamment entre la CR et les WF mais également entre la zone en compression et la zone en extension au sein de la chaîne centrale. Enfin, la cinématique décrochante se matérialise également dans la zone de suture principale. Ce décrochement est majoritairement encaissé par le prisme d'accrétion et le mélange de Lichi mais va également entraîner la Yuli Belt vers le nord et engendrer une déformation en décrochement en condition ductile. Cette déformation est la déformation D2 qui présente une foliation et une linéation parallèles à la chaîne.

VI. Discussion générale

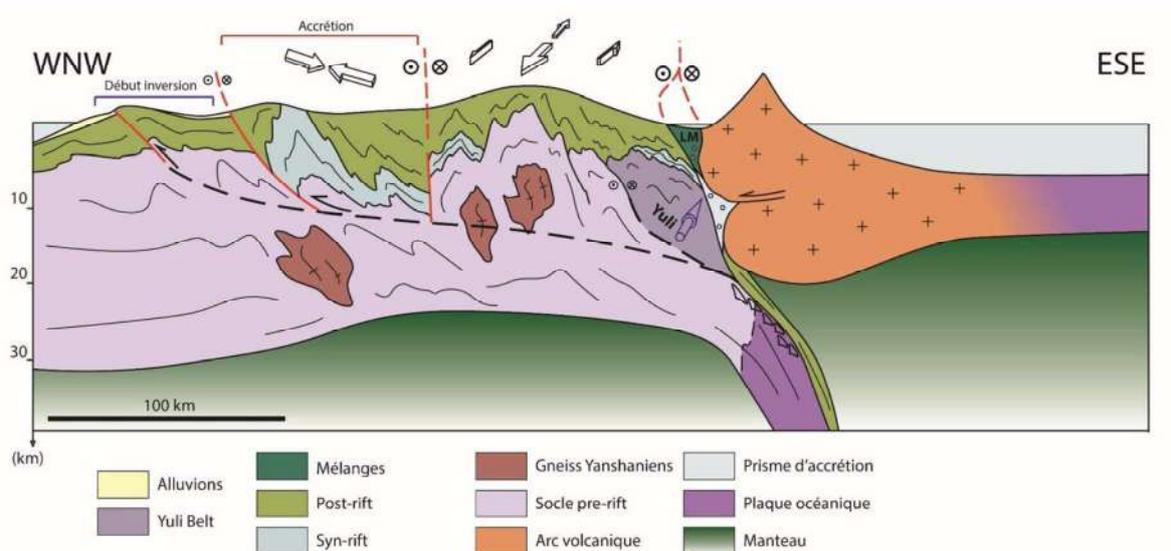


Figure 7 : Coupe 4 : Schéma représentant la propagation de la déformation compressive vers l'ouest et la mise en place de l'extension, associé à une cinématique décrochante de plus en plus forte. Sur cette coupe syntétique ont été replacés les roches du socle de la marge, les assemblages de haute pression présents dans la Yuli Belt (HP Yuli), ainsi que les séries syn-rift (Eocène) et post-rift (Miocène).

Sur la Coupe 5 (**Fig. 8**), la déformation cassante se propage vers le piémont et va permettre la mise en place d'une « fold and thrust belt » dans les WF tandis que la Chaîne Centrale exhume les domaines déformés ductilement. La partie ouest de la chaîne centrale est dominée par un déformaiton coaxiale perpendiculaire à la direction de la chaîne. La partie interne présente une cinématique décrochante associé à une composante extensive qui permet d'accommoder une partie de l'exhumation rapide du socle. Cette cinématique transtensive permet également de mettre à l'affleurement les méta-sédiments syn-rift en contact avec la zone de suture principale.

VI. Discussion générale

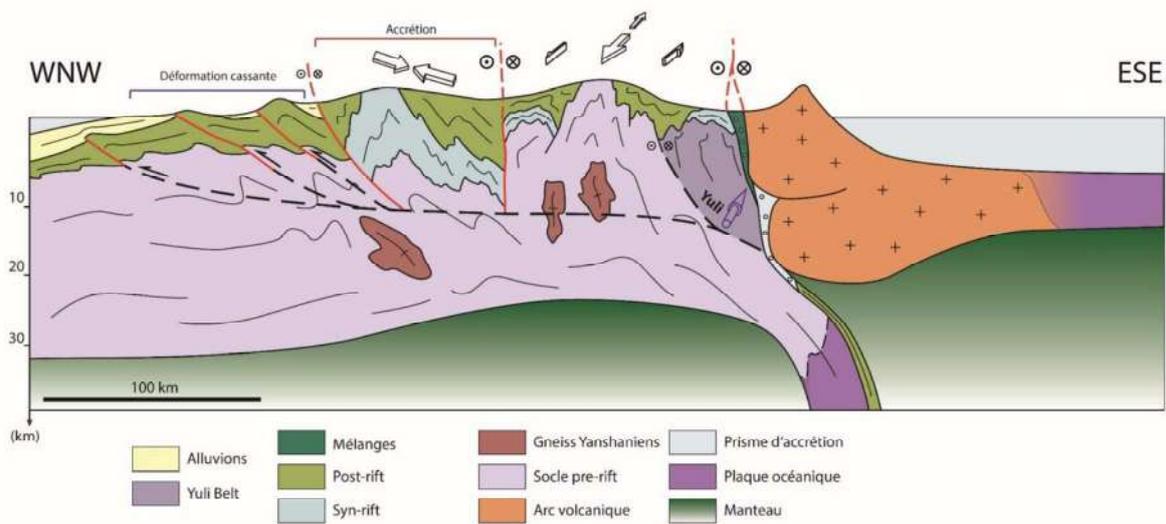


Figure 8 : Coupe 5 : Schéma représentant la mise en place de plusieurs chevauchements dans la partie externe de la chaîne ainsi que l'exhumation du socle en trans-tension dans l'est de la chaîne centrale. Sur cette coupe synthétique ont été replacés les roches du socle de la marge, les assemblages de haute pression présents dans la Yuli Belt (HP Yuli), ainsi que les séries syn-rift (Eocène) et post-rift (Miocène).

La Coupe 6 (**Fig. 9**) présente la chaîne mature mettant à l'affleurement une proportion importante de méta-sédiments syn-rift et de socle ainsi que la Yuli Belt. Le système est couplé entre l'arc et la marge à partir de cette étape, permettant la propagation de la cinématique décrochante en conditions ductiles matérialisée par la déformation D2. La majeure partie de l'accrétion frontale est encaissée par une déformation fragile dans les WF à travers de nombreux chevauchements actifs.

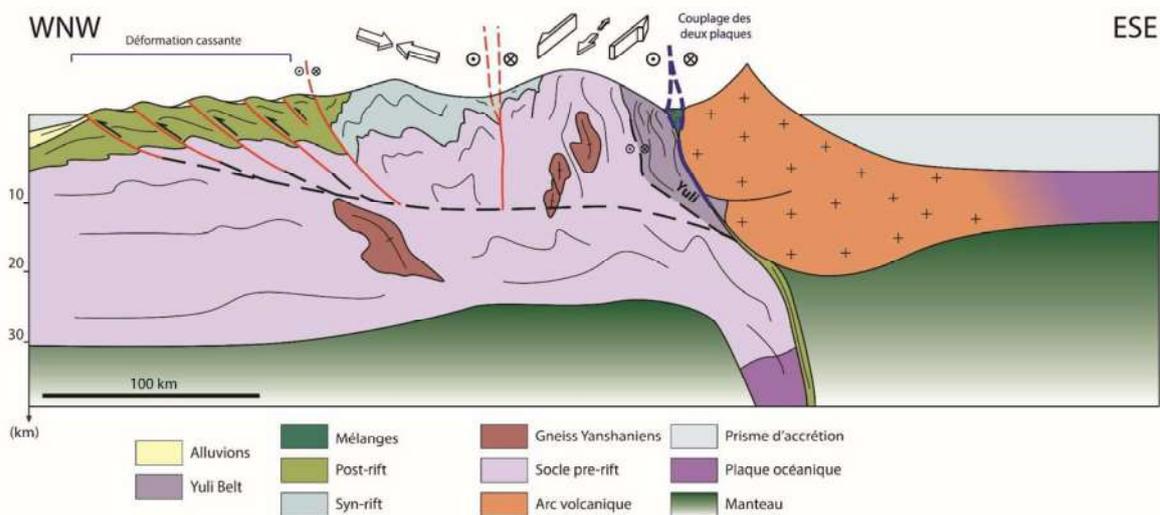


Figure 9 : Coupe 6 : Schéma représentant la chaîne mature avec une déformation décrochante ductile dans la partie est de la chaîne centrale. Sur cette coupe synthétique ont été replacés les roches du socle de la marge, les assemblages de haute pression présents dans la Yuli Belt (HP Yuli), ainsi que les séries syn-rift (Eocène) et post-rift (Miocène).

VI. Discussion générale

A la suite de ces reconstructions, je propose un nouveau modèle de prisme 3D schématique (**Fig. 10**) présentant les trajets probables des particules. Ces trajets sont très différents de ceux des modèles de prisme 2D car ils prennent en compte l'extension et le fluage latéral parallèlement à la chaîne. Le déplacement parallèle à la chaîne est d'autant plus important qu'on se rapproche de la zone de suture principale. Dans le modèle (**Fig. 10**), les flèches représentent le trajet des particules depuis le début de l'accrétion continentale jusqu'à leur position en surface (pointe de la flèche) dans la chaîne mature. Dans le modèle (**Fig. 10**), les flèches représentent le trajet des particules depuis le début de l'accrétion continentale jusqu'à leur position en surface (pointe de la flèche) dans la chaîne mature.

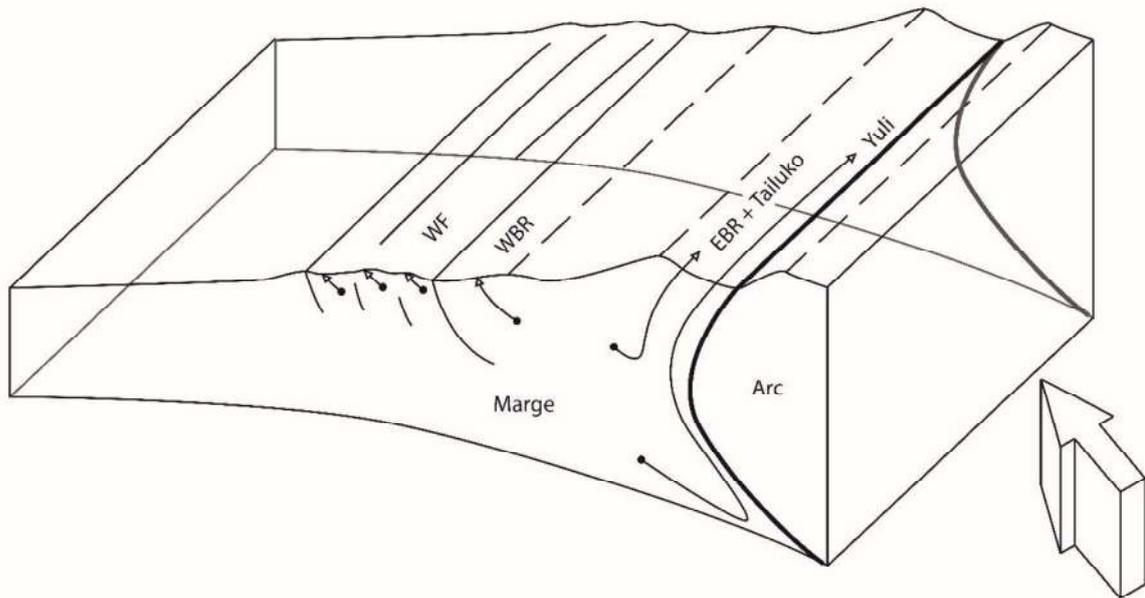


Figure 10 : Modèle de prisme d'accrétion 3D présentant les trajets des particules. WF, Western Foothills ; WBR, Western Backbone Range ; EBR, Eastern Backbone Range La grande flèche en bas à droite indique la direction de convergence (nord-ouest).

Conclusions

A travers ce travail de thèse, nous avons étudié les unités méta-sédimentaires pré- syn- et post-rift ainsi que les mélanges ophiolitiques présents dans la zone d'initiation de la collision. Durant l'épisode de collision, les sédiments post-rift ont atteint des conditions comprises de température entre 200 et 400 °C pour des pressions allant jusqu'à 5-7 kbars en fonction de leur position structurale dans la pile sédimentaire. La déformation dans cette même zone d'initiation de la collision est caractérisée par une déformation compressive majoritairement en cisaillement pure dans la partie externe de la chaîne (ouest) tandis que la partie interne (est) est caractérisée par une déformation essentiellement décrochante en cisaillement simple. Cette déformation tran-stensive dans le domaine interne est localisée à proximité de la zone de suture principale entre la marge eurasienne et l'arc de Luzon dont la cinématique de convergence est oblique. On y observe une déformation ductile vers le SO parallèle à la chaîne qui est suivie par une déformation fragile normale vers le SO associée à des décrochements senestres, compatibles avec la cinématique oblique de la convergence des plaques. L'exhumation de ces unités se fait donc en régime trans-tensif et non pas le long de chevauchements. Notre travail de terrain couvrant la majeure partie du sud de l'île a d'ailleurs permis de montrer l'absence de grands chevauchements accommodant un déplacement important. La rhéologie des roches majoritairement méta-pellitiques a selon moi une importance majeure car la taille de grains très petite ainsi que la présence omniprésente de foliation impose un style de déformation répartie et ne permet pas de localiser la déformation le long de grandes structures chevauchantes.

Nous avons également étudié l'unité comprenant des blocs de haute pression (Yuli Belt). Ce travail a permis de montrer que cette unité est composée d'une matrice ayant enregistré un pic de métamorphisme HT-BP et de blocs de MT-HP. Le pic de métamorphisme des blocs HP a été redéfini à 13-15 kbars et 350-400°C basé sur des équilibres locaux qui présentent un gradient thermique de subduction froid (en comparaison avec les estimations précédentes de 12-15 kbars pour 500-550 °C basées sur des modélisations roche totale). L'encaissant BP a quant à lui un pic de température de 500-550 °C.

L'étude des mélanges ophiolitiques nous a permis de déterminer une source unique provenant du plancher océanique de la Mer de Chine du sud pour les basaltes du mélange de Lichi qui se trouve dans la zone de suture principale entre la marge et l'arc de Luzon. Le mélange de Kenting localisé sur les sédiments post-rift dans la partie sud de l'île présente deux signatures de basaltes dont une MORB (Mer de Chine du sud) et une indiquant un volcanisme intra-plaque. Les basaltes de Kenting enregistrent une altération hydrothermale contrairement à ceux de Lichi.

Toutes ces données nous permettent de proposer un nouveau modèle structural 3D de la zone d'initiation de la collision à Taïwan ainsi que des modèles et des trajets d'exhumation des différentes

unités de la chaîne. Je propose également pour finir de replacer les différentes unités sur la marge ante-inversion. A partir de cette représentation de la marge ante-inversion, une reconstitution a été effectuée à travers 6 coupes schématiques permettant de mettre en avant la répartition de la déformation au cours de l'initiation de la collision.

Il apparaît dans cette étude que malgré l'apparente complexité de la collision à Taïwan, son étude a permis d'avancer sur les processus d'inversion de la marge chinoise et sur le contexte géodynamique de la région, qui pourront servir d'analogie à d'autres zones orogéniques moins bien contraintes.

Perspectives

A la suite de cette étude, plusieurs questions restent en suspens et je suggère plusieurs pistes qu'il serait intéressant d'explorer afin d'approfondir les connaissances de la chaîne de Taïwan. Dans un premier temps, notre travail de terrain a permis de récolter un nombre important d'échantillons qui ont été orientés (par rapport à la linéation ou à la foliation) tout le long du flanc Est de la chaîne centrale (**Fig. 1**), et beaucoup de ces échantillons se trouvent dans des endroits difficile d'accès.

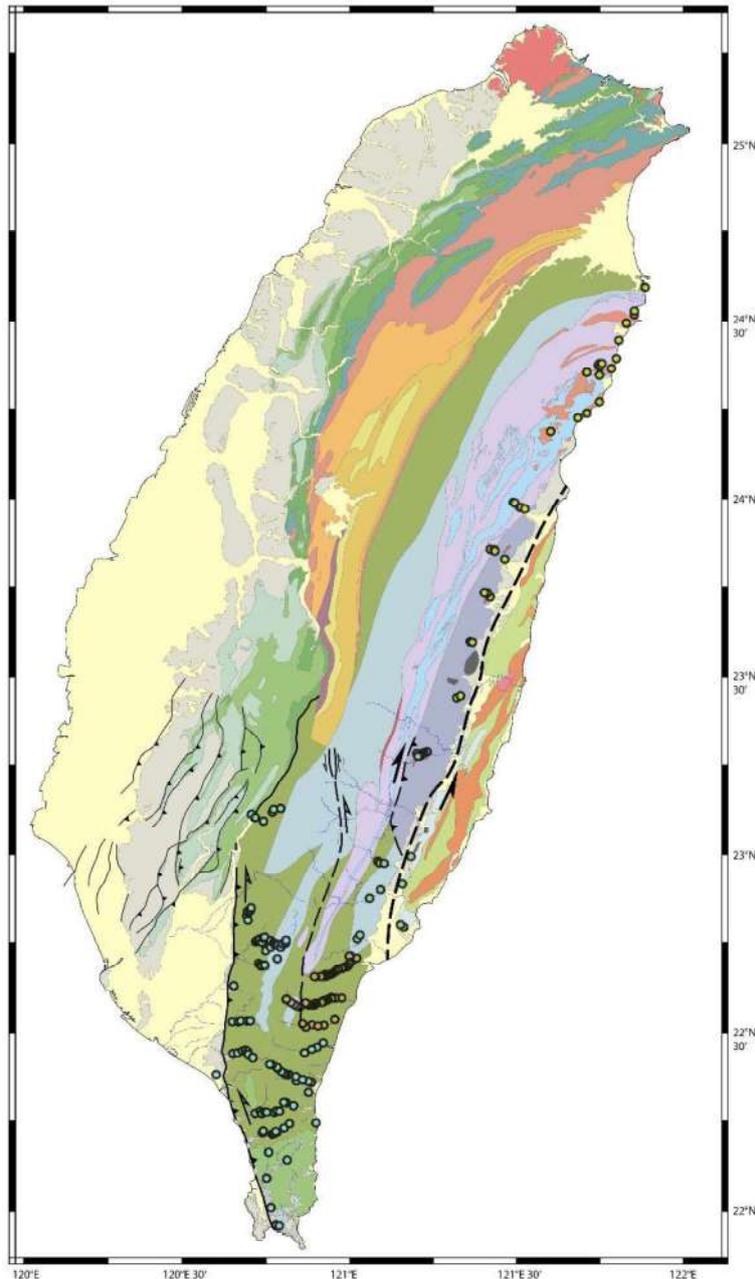


Figure 1 : Carte des échantillons récoltés sur le terrain.

Il serait selon moi très intéressant d'exploiter, notamment à travers une étude RSCM, les échantillons de la Yuli Belt, de la Tailuko Belt et de la couverture post-rift dans la partie nord de la chaîne (**Fig. 1**) pour déterminer si un gradient de température est également présent. De plus, il pourrait être intéressant d'étudier la chimie de ces échantillons notamment dans l'encaissant de la Yuli Belt pour confirmer le fait que ces échantillons n'ont pas subi de haute pression. La méthode thermobarométrique chlorite-phengite n'étant pas calibrée pour des conditions de HT-BP, il faudrait donc essayer d'autres méthodes thermo-barométriques. Des études en cours tentent de mettre au point un baromètre Raman, et l'application de cette méthode sur ces échantillons pourrait être

intéressante. Une étude similaire sur la Tailuko Belt me semble également primordiale afin de déterminer si l'encaissant BP de la Yuli Belt et la Tailuko Belt font bien partie de la même unité (socle pre-rift).

Durant notre étude de terrain, nous n'avons pas prospecté certaines zones du fait qu'elles sont difficiles d'accès. C'est le cas des sommets dans la partie sud de l'île. [Mesalles et al. \(2014\)](#) ont échantillonné la transition entre la déformation compressive à l'Ouest et la déformation décrochante à l'Est afin de déterminer les températures maximales atteintes et l'âge de l'exhumation. Cependant, un examen détaillé des relations structurales entre les séries syn-rift éocènes et les séries miocènes à l'Est n'a pas été effectué et serait nécessaire pour avancer sur la nature des contacts.

La relation entre les séries miocènes du Sud de l'île et le socle métamorphique exhumé au nord (Tailuko/Yuli Belt) n'a pas pu être observée. Cette limite est située non loin de la vallée de Zhiben. Une étude de terrain dans ce domaine de contact entre la couverture et l'extrémité sud du socle me semble être un point clé pour comprendre l'exhumation de ce socle ainsi que les conditions P-T associées.

A Taïwan, on peut observer de très nombreuses veines de natures variées (quartz, calcite, épidote). Ces veines sont régulièrement associées à la cristallisation de pyrites mais également de phyllosilicates. La zone où l'on observe le plus ces circulations de fluides est la zone en trans-tension notamment dans les vallées de Taimali et Zhiben où une forte activité hydrothermale actuelle est clairement identifiée. Un travail sur la chimie et l'isotopie de ces veines (ainsi que sur les phyllosilicates associés) couplé à des études d'inclusion fluides pourrait permettre de déterminer l'origine de ces fluides. Une étude parallèle de la géochimie des eaux thermales pourrait permettre également d'apporter des contraintes supplémentaires sur la source et de confirmer (ou d'infirmer) une source commune. La principale question liée à cette problématique est de savoir si la cristallisation des équilibres chlorite-phengite est liée à la circulation de fluide qui s'exprime sous la forme de sources hydrothermales. Une autre question peut être posée sur la source de ces fluides hydrothermaux. En effet, ces fluides peuvent venir de l'infiltration d'eau météorique au niveau des reliefs. Ces eaux vont être chauffées en profondeur et remontées le long du système de failles extensives ainsi que dans l'encaissant. Une autre source potentielle peut être l'eau de mer. Une étude des signatures chimiques et isotopiques devrait pouvoir trancher entre ces sources.

De nombreuses études thermo-chronologiques ont été menées à Taïwan par différents auteurs, et notamment dans la partie sud. Ces données nous ont permis d'interpréter au mieux les estimations de température que nous avons réalisées. Dans les mélanges ophiolitiques, les seules données thermo-chronologiques disponibles dans les mélanges sont des données ZFT dont la température de fermeture est de 250-350 °C. Les données thermométriques par réflectance de la vitrinite indiquent des températures maximales de 125 °C (pour un temps de chauffe de 1 Ma) dans le mélange de Lichi et 180 °C dans le mélange de Kenting. Cet épisode de réchauffement final ne peut donc pas être contraint

Conclusions et perspectives

en temps. Il peut donc être très intéressant d'effectuer des études A(U-Th)/He sur apatite et éventuellement traces de fission sur apatite dans ces mélanges afin de contraindre ce dernier épisode de réchauffement de basse température.

Au vu de la composante importante de décrochement tout le long de la chaîne et de la distribution importante de la déformation, les taux de raccourcissement perpendiculaire à la chaîne sont certainement surestimés remettant en cause les reconstructions paléogéographiques.

J'ai proposé que la déformation et la thermicité durant la collision soient contraintes en partie par l'architecture et les conditions thermiques héritées de l'amincissement crustale en relation avec l'inversion d'une marge hyper-amincie (éventuellement en lien avec une marge transformante ?). Un travail de reconstruction cinématique détaillé tenant compte des études sur la position sur la paléomarge s'avère nécessaire.

Références Bibliographiques

- Agrawal, Salil, Mirna Guevara, et Surendra P. Verma. « Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements ». *International Geology Review* 50, n° 12 (2008): 1057–1079.
- Angelier, J., H.-T. Chu, et J.-C. Lee. « Shear Concentration in a Collision Zone: Kinematics of the Chihshang Fault as Revealed by Outcrop-Scale Quantification of Active Faulting, Longitudinal Valley, Eastern Taiwan ». *Tectonophysics* 274, n° 1-3 (juin 1997): 117-43. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00301-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00301-0).
- Angelier, Jacques. « Tectonic Analysis and the Evolution of a Curved Collision Belt: The Hsiehshan Range, Northern Taiwan ». *Tectonophysics* 96, n° 183 (1990): 20.
- Avouac, J.-P. « Dynamic processes in extensional and compressional settings-mountain building: from earthquakes to geological deformation ». *Treatise on geophysics* 6 (2008): 377–439.
- Ballato, Paolo, Cornelius E. Uba, Angela Landgraf, Manfred R. Strecker, Masafumi Sudo, Daniel F. Stockli, Anke Friedrich, et Saeid H. Tabatabaei. « Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran ». *Bulletin* 123, n° 1-2 (2011): 106–131.
- Barckhausen, Udo, Martin Engels, Dieter Franke, Stefan Ladage, et Manuel Pubellier. « Evolution of the South China Sea: Revised Ages for Breakup and Seafloor Spreading ». *Marine and Petroleum Geology* 58 (décembre 2014): 599-611. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.02.022>.
- Barr, Terence D., et F. A. Dahlen. « Brittle frictional mountain building: 2. Thermal structure and heat budget ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94, n° B4 (1989): 3923–3947.
- Barr, Terence D., F. A. Dahlen, et D. C. McPhail. « Brittle Frictional Mountain Building 3. Low-Grade Metamorphism ». *Journal of Geophysical Research* 96, n° B6 (1991): 10319. <https://doi.org/10.1029/91JB00295>.
- Barr, Terence D., et F.A. Dahlen. « Constraints on friction and stress in the Taiwan fold-and-thrust belt from heat flow and geochronology ». *Geology* 18 (1990): 111-15.
- Barrat, J.A., B. Zanda, F. Moynier, C. Bollinger, C. Liorzou, et G. Bayon. « Geochemistry of CI Chondrites: Major and Trace Elements, and Cu and Zn Isotopes ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 83 (avril 2012): 79-92. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.12.011>.
- Barrier, ERIC, et CARLA Muller. « New observations and discussion on the origin and age of the Lichi Mélange ». *Mem. Geol. Soc. China* 6 (1984): 303–326.

- Baziotis, I., C.-H. Tsai, W. G. Ernst, B.-M. Jahn, et Y. Iizuka. « New P-T Constraints on the Tamayen Glaucofane-Bearing Rocks, Eastern Taiwan: Perple_X Modelling Results and Geodynamic Implications ». *Journal of Metamorphic Geology* 35, n° 1 (janvier 2017): 35-54. <https://doi.org/10.1111/jmg.12218>.
- Bellon, H., et C. Rangin. « 23. GEOCHEMISTRY AND ISOTOPIC DATING OF CENOZOIC VOLCANIC ARC SEQUENCES AROUND THE CELEBES AND SULU SEAS1 », 1991.
- Beysac, O., B. Goffé, C. Chopin, et J. N. Rouzaud. « Raman Spectra of Carbonaceous Material in Metasediments: A New Geothermometer: RAMAN SPECTROSCOPY OF CARBONACEOUS MATERIAL ». *Journal of Metamorphic Geology* 20, n° 9 (11 décembre 2002): 859-71. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>.
- Beysac, O., F. Negro, M. Simoes, Y. C. Chan, et Y. G. Chen. « High-Pressure Metamorphism in Taiwan: From Oceanic Subduction to Arc-Continent Collision? » *Terra Nova* 20, n° 2 (avril 2008): 118-25. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00796.x>.
- Beysac, Olivier, Martine Simoes, Jean Philippe Avouac, Kenneth A. Farley, Yue-Gau Chen, Yu-Chang Chan, et Bruno Goffé. « Late Cenozoic Metamorphic Evolution and Exhumation of Taiwan: EXHUMATION OF THE TAIWAN MOUNTAIN BELT ». *Tectonics* 26, n° 6 (décembre 2007): n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2006TC002064>.
- Biq, Chingchang. *Dual-trench structure in the Taiwan-Luzon region*, 1971.
- Boulay, S., C. Colin, A. Trentesaux, N. Frank, et Z. Liu. « Sediment Sources and East Asian Monsoon Intensity over the Last 450 Ky. Mineralogical and Geochemical Investigations on South China Sea Sediments ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 228, n° 3-4 (décembre 2005): 260-77. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.06.005>.
- Bourdelle, F., T. Parra, O. Beysac, C. Chopin, et O. Vidal. « Clay Minerals as Geo-Thermometer: A Comparative Study Based on High Spatial Resolution Analyses of Illite and Chlorite in Gulf Coast Sandstones (Texas, U.S.A.) ». *American Mineralogist* 98, n° 5-6 (1 mai 2013): 914-26. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4238>.
- Bourdelle, Franck, et Michel Cathelineau. « Low-Temperature Chlorite Geothermometry: A Graphical Representation Based on a T-R₂+ -Si Diagram ». *European Journal of Mineralogy* 27, n° 5 (7 septembre 2015): 617-26. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2467>.
- Bourdelle, Franck, Teddy Parra, Christian Chopin, et Olivier Beysac. « A New Chlorite Geothermometer for Diagenetic to Low-Grade Metamorphic Conditions ». *Contributions to Mineralogy and Petrology* 165, n° 4 (avril 2013): 723-35. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0832-7>.

- Boutin, Alexandre. « Etude des conditions de formations du gisement de talc-chlorite de Trimouns (Ariège, France) ». PhD Thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier, 2016.
- Brandon, Mark T., Mary K. Roden-Tice, et John I. Garver. « Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State ». *Geological Society of America Bulletin* 110, n° 8 (1998): 985–1009.
- Briais, Anne, Philippe Patriat, et Paul Tapponnier. « Updated Interpretation of Magnetic Anomalies and Seafloor Spreading Stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary Tectonics of Southeast Asia ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 98, n° B4 (10 avril 1993): 6299-6328. <https://doi.org/10.1029/92JB02280>.
- Brown, D., J. Alvarez-Marron, M. Schimmel, Y.-M. Wu, et G. Camanni. « The Structure and Kinematics of the Central Taiwan Mountain Belt Derived from Geological and Seismicity Data: STRUCTURE OF CENTRAL TAIWAN ». *Tectonics* 31, n° 5 (octobre 2012): n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012TC003156>.
- Brune, Sascha, Christian Heine, Peter D. Clift, et Marta Pérez-Gussinyé. « Rifted Margin Architecture and Crustal Rheology: Reviewing Iberia-Newfoundland, Central South Atlantic, and South China Sea ». *Marine and Petroleum Geology* 79 (2016): 257-81. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.10.018>.
- Burov, Evgene, et Philippe Yamato. « Continental plate collision, P–T–t–z conditions and unstable vs. stable plate dynamics: insights from thermo-mechanical modelling ». *Lithos* 103, n° 1-2 (2008): 178–204.
- Byrne, T., Y.-C. Chan, R.-J. Rau, C.-Y. Lu, Y.-H. Lee, et Y.-J. Wang. « The arc–continent collision in Taiwan ». In *Arc-Continent Collision*, 213–245. Springer, 2011.
- Byrne, Timothy Briggs, et Char-Shine Liu. *Geology and geophysics of an arc-continent collision, Taiwan*. Vol. 358. Geological Society of America, 2002.
- Carena, Sara, John Suppe, et Honn Kao. « Active detachment of Taiwan illuminated by small earthquakes and its control of first-order topography ». *Geology* 30, n° 10 (2002): 935–938.
- Cathelineau, Michel, et David Nieva. « A Chlorite Solid Solution Geothermometer the Los Azufres (Mexico) Geothermal System ». *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91, n° 3 (novembre 1985): 235-44. <https://doi.org/10.1007/BF00413350>.
- Chang, C. P., J. Angelier, C. Y. Huang, et C. S. Liu. « Structural Evolution and Significance of a Mélange in a Collision Belt: The Lichi Mélange and the Taiwan Arc–Continent Collision ». *Geological Magazine* 138, n° 6 (novembre 2001): 633-51. <https://doi.org/10.1017/S0016756801005970>.

- Chang, Chung-Pai, Jacques Angelier, et Chia-Yu Lu. « Polyphase Deformation in a Newly Emerged Accretionary Prism: Folding, Faulting and Rotation in the Southern Taiwan Mountain Range ». *Tectonophysics* 466, n° 3-4 (mars 2009): 395-408. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.002>.
- Chang, C.-P., J. Angelier, et C.-Y. Huang. « Origin and Evolution of a Mélange: The Active Plate Boundary and Suture Zone of the Longitudinal Valley, Taiwan ». *Tectonophysics* 325, n° 1-2 (octobre 2000): 43-62. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00130-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00130-X).
- Chauvet, Alain, et Michel Séranne. « Extension-parallel folding in the Scandinavian Caledonides: implications for late-orogenic processes ». *Tectonophysics* 238 (1994): 31-54.
- Chemenda, Alexander I., Maurice Mattauer, Jacques Malavieille, et Alexander N. Bokun. « A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling ». *Earth and Planetary Science Letters* 132 (1995): 225-32.
- Chen, Chang-Hwa, Yuch-Ning Shieh, Typhoon Lee, Cheng-Hong Chen, et Stanley A. Mertzmann. « Nd-Sr-0 isotopic evidence for source contamination and an unusual mantle component under Luzon Arc ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54 (1990): 2473-83.
- Chen, Hsin-Yu, Huai-Jen Yang, Yung-Hsin Liu, Kuo-Fang Huang, et Eiichi Takazawa. « Tectonic Affinities of the Accreted Basalts in Southern Taiwan ». *Journal of Asian Earth Sciences* 158 (juin 2018): 253-65. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.02.015>.
- Chen, Kate Huihsuan, Ruey-Juin Rau, et Jyr-Ching Hu. « Variability of Repeating Earthquake Behavior along the Longitudinal Valley Fault Zone of Eastern Taiwan ». *Journal of Geophysical Research* 114, n° B5 (23 mai 2009): B05306. <https://doi.org/10.1029/2007JB005518>.
- Chen, Wen-Huang, Chi-Yue Huang, Yi Yan, Yildirim Dilek, Duofu Chen, Ming-Huei Wang, Xinchang Zhang, Qing Lan, et Mengming Yu. « Stratigraphy and Provenance of Forearc Sequences in the Lichi Mélange, Coastal Range: Geological Records of the Active Taiwan Arc-Continent Collision: Taiwan Arc-Continent Collision ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122, n° 9 (septembre 2017): 7408-36. <https://doi.org/10.1002/2017JB014378>.
- Chen, Wen-Shan, Sun-Lin Chung, Hsien-Yuan Chou, Zul Zugeerbai, Wen-Yu Shao, et Yuan-Hsi Lee. « A Reinterpretation of the Metamorphic Yuli Belt: Evidence for a Middle-Late Miocene Accretionary Prism in Eastern Taiwan: THE MIDDLE-LATE MIOCENE YULI BELT ». *Tectonics* 36, n° 2 (février 2017): 188-206. <https://doi.org/10.1002/2016TC004383>.
- Chen, Yen-Chieh, Quocheng Sung, et Kuang-Yu Cheng. « Along-Strike Variations of Morphotectonic Features in the Western Foothills of Taiwan: Tectonic Implications Based on Stream-Gradient and Hypsometric Analysis ». *Geomorphology* 56, n° 1-2 (novembre 2003): 109-37. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(03\)00059-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00059-X).

- Chen, Yue-Gau, Wen-Shan Chen, Jian-Cheng Lee, Yuan-Hsi Lee, Chyi-Tyi Lee, Hui-Cheng Chang, et Ching-Hua Lo. « Surface rupture of 1999 Chi-Chi earthquake yields insights on active tectonics of central Taiwan ». *Bulletin of the Seismological Society of America* 91, n° 5 (2001): 977–985.
- Chen, Y.W., Y.G. Chen, A.S. Murray, T.K. Liu, et T.C. Lai. « Luminescence Dating of Neotectonic Activity on the Southwestern Coastal Plain, Taiwan ». *Quaternary Science Reviews* 22, n° 10-13 (mai 2003): 1223-29. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00051-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00051-9).
- Chenin, Pauline, Gianreto Manatschal, Alessandro Decarlis, Stefan M. Schmalholz, Thibault Duretz, et Marco Beltrando. « Emersion of Distal Domains in Advanced Stages of Continental Rifting Explained by Asynchronous Crust and Mantle Necking ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2019.
- Chenin, Pauline, Gianreto Manatschal, Suzanne Picazo, Othmar Müntener, Garry Karner, Christopher Johnson, et Marc Ulrich. « Influence of the architecture of magma-poor hyperextended rifted margins on orogens produced by the closure of narrow versus wide oceans ». *Geosphere* 13, n° 2 (2017): 559–576.
- Chi, Wu-Cheng, Liwen Chen, Char-Shine Liu, et Michael Brookfield. « Development of Arc–Continent Collision Mélanges: Linking Onshore Geological and Offshore Geophysical Observations of the Pliocene Lichi Mélange, Southern Taiwan and Northern Luzon Arc, Western Pacific ». *Tectonophysics* 636 (décembre 2014): 70-82. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.08.009>.
- Chim, Lih Kae, Jiun-Yee Yen, Shao-Yi Huang, Ying-San Liou, et Louis Loung-Yie Tsai. « Using Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials to Track Exhumation of an Active Orogenic Belt: An Example from Eastern Taiwan ». *Journal of Asian Earth Sciences* 164 (septembre 2018): 248-59. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.06.030>.
- Ching, Kuo-En, Meng-Long Hsieh, Kaj M. Johnson, Kwo-Hwa Chen, Ruey-Juin Rau, et Ming Yang. « Modern Vertical Deformation Rates and Mountain Building in Taiwan from Precise Leveling and Continuous GPS Observations, 2000–2008 ». *Journal of Geophysical Research* 116, n° B8 (20 août 2011): B08406. <https://doi.org/10.1029/2011JB008242>.
- Chung, Sun-Lin, et Shen-su Sun. « A New Genetic Model for the East Taiwan Ophiolite and Its Implications for Dupal Domains in the Northern Hemisphere ». *Earth and Planetary Science Letters* 109, n° 1-2 (mars 1992): 133-45. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90079-B](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90079-B).
- Clark, M Brooks, Donald M Fisher, Chia-Yu Lu, et Chao-Hsia Chen. « Kinematic Analyses of the Hsuehshan Range, Taiwan: A Large-Scale Pop-up Structure ». *Tectonics* 12, n° 1 (1993): 205-17.

Références Bibliographiques

- Clift, Peter D., Andrew T.S. Lin, Andrew Carter, Francis Wu, Amy E. Draut, T.-H. Lai, L.-Y. Fei, Hans Schouten, et Louis Teng. « Post-Collisional Collapse in the Wake of Migrating Arc-Continent Collision in the Ilan Basin, Taiwan ». In *Special Paper 436: Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones*, 436:257-78. Geological Society of America, 2008. [https://doi.org/10.1130/2008.2436\(12\)](https://doi.org/10.1130/2008.2436(12)).
- Connolly, James AD. « Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation ». *Earth and Planetary Science Letters* 236, n° 1-2 (2005): 524–541.
- Covey, M. « Lithofacies analysis and basin reconstruction, Plio-Pleistocene western Taiwan foredeep ». *Petroleum Geology of Taiwan* 20 (1984): 53–83.
- Covey, Michael. « The evolution of foreland basins to steady state: evidence from the western Taiwan foreland basin ». *Foreland basins*, 1986, 77–90.
- Crespi, Jean M, Yu-Chang Chan, et Michael S Swaim. « Synorogenic Extension and Exhumation of the Taiwan Hinterland ». *Geology* 24, n° 3 (1996): 247-50.
- Dahlen, F. A. « Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges ». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 18, n° 1 (1990): 55–99.
- . « Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89, n° B12 (1984): 10125–10133.
- Dahlen, F. A., et Terence D. Barr. « Brittle frictional mountain building: 1. Deformation and mechanical energy budget ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94, n° B4 (1989): 3906–3922.
- Davis, Dan, John Suppe, et F. A. Dahlen. « Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges ». *Journal of Geophysical Research* 88, n° B2 (1983): 1153. <https://doi.org/10.1029/JB088iB02p01153>.
- Defant, M. J., et P. Kepezhinskis. « Evidence Suggests Slab Melting in Arc Magmas ». *Eos, Transactions American Geophysical Union* 82, n° 6 (2001): 65-65. <https://doi.org/10.1029/01EO00038>.
- Defant, Marc J., et Mark S. Drummond. « Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere ». *Nature* 347 (1990): 662-65.
- Defant, Marc J., René C. Maury, Jean-Louis Joron, Mark D. Feigenson, Jacques Leterrier, Hervé Bellon, Dario Jacques, et Maryannick Richard. « Geochemistry and tectonic setting of the Luzon Arc (the Philippines and Taiwan) ». *Tectonophysics* 183 (1990): 187-205.
- . « The geochemistry and tectonic setting of the northern section of the Luzon arc (the Philippines and Taiwan) ». *Tectonophysics* 183 (1990): 187-205.

- Dewey, John F. « Transtension in Arcs and Orogens ». *International Geology Review* 44 (2002): 402-39.
- Doo, Wen-Bin, Chung-Liang Lo, Shu-Kun Hsu, Ching-Hui Tsai, Yin-Sheng Huang, Hsueh-Fen Wang, Shye-Donq Chiu, Yu-Fang Ma, et Chin-Wei Liang. « New Gravity Anomaly Map of Taiwan and Its Surrounding Regions with Some Tectonic Interpretations ». *Journal of Asian Earth Sciences* 154 (avril 2018): 93-100. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.12.010>.
- Ernst, W. G. « Olistostromes and included ophiolite debris from the Coastal Range of eastern Taiwan ». *Memoir of the Geological Society of China* 2 (1977): 97–114.
- Ernst, W. G., et B. M. Jahn. « Crustal accretion and metamorphism in Taiwan, a post-Palaeozoic mobile belt ». *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 321, n° 1557 (1987): 129–161.
- Fisher, Donald M., Chia-Yu Lu, et Hao-Tsu Chu. « Taiwan Slate Belt: Insights into the Ductile Interior of an Arc-Continent Collision ». In *Geology and Geophysics of an Arc-Continent Collision, Taiwan*, par Timothy B. Byrne et Char-Shine Liu. Geological Society of America, 2002. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2358-2.93>.
- Franke, Dieter, Dimitri Savva, Manuel Pubellier, Stephan Steuer, Benoit Mouly, Jean-Luc Auxietre, Florian Meresse, et Nicolas Chamot-Rooke. « The Final Rifting Evolution in the South China Sea ». *Marine and Petroleum Geology* 58 (décembre 2014): 704-20. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.11.020>.
- Fujioka, Kantaro, Kyoko Okino, Toshiya Kanamatsu, Yasuhiko Ohara, Osamu Ishizuka, Saturu Haraguchi, et Teruaki Ishii. « Enigmatic extinct spreading center in the West Philippine backarc basin unveiled ». *Geology* 27, n° 12 (1999): 1135–1138.
- Fuller, C.W., S.D. Willett, D. Fisher, et C.Y. Lu. « A Thermomechanical Wedge Model of Taiwan Constrained by Fission-Track Thermochronometry ». *Tectonophysics* 425, n° 1-4 (octobre 2006): 1-24. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.05.018>.
- Ganne, Jérôme, V. De Andrade, Roberto Ferrez Weinberg, Olivier Vidal, B. Dubacq, N. Kagambega, S. Naba, Lenka Baratoux, Mark Jessell, et J. Allibon. « Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African craton ». *Nature Geoscience* 5, n° 1 (2012): 60.
- Gao, Jinwei, Shiguo Wu, Kirk McIntosh, Lijun Mi, Bochu Yao, Zeman Chen, et Liankai Jia. « The Continent–Ocean Transition at the Mid-Northern Margin of the South China Sea ». *Tectonophysics* 654 (juillet 2015): 1-19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.003>.
- Giletycz, Slawomir Jack, Chung-Pai Chang, Andrew Tien-Shun Lin, Kuo-En Ching, et J. Bruce H. Shyu. « Improved Alignment of the Hengchun Fault (Southern Taiwan) Based on Fieldwork,

- Structure-from-Motion, Shallow Drilling, and Levelling Data ». *Tectonophysics* 721 (novembre 2017): 435-47. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.10.018>.
- Gong, Zai-Sheng, Si-Tian Li, T. J. Xie, Qi-ming Zhang, Shi-ce Xu, Kan-yuan Xia, Jia-ming Yang, Yong-chuan Sun, et Li-hua Liu. « Continental margin basin analysis and hydrocarbon accumulation of the northern South China Sea ». *China Sci. Press*, 1997, 510.
- Gordon, Richard G. « The plate tectonic approximation: Plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions ». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 26, n° 1 (1998): 615–642.
- Green, Nathan L., et Steven I. Usdansky. « Toward a practical plagioclase-muscovite thermometer ». *American Mineralogist* 71 (1986): 1109-17.
- Greenwood, N. N., et A. Earnshaw. « Pergamos Press ». *New York*, 1984, 352.
- Gregoire, M., S. Jago, R.C. Maury, M. Polve, B. Payot, R.A. Tamayo, et G.P. Yumul. « Metasomatic Interactions between Slab-Derived Melts and Depleted Mantle: Insights from Xenoliths within the Adakite (Luzon Arc, Philippines) ». *Lithos* 103, n° 3-4 (juillet 2008): 415-30. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.10.013>.
- Hall, Robert. « Cenozoic Geological and Plate Tectonic Evolution of SE Asia and the SW Pacific: Computer-Based Reconstructions, Models and Animations ». *Journal of Asian Earth Sciences*, 2002, 79.
- He, Lijuan, Kelin Wang, Liangping Xiong, et Jiyang Wang. « Heat flow and thermal history of the South China Sea ». *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 126, n° 3-4 (2001): 211–220.
- He, Lijuan, Liangping Xiong, et Jiyang Wang. « Heat Flow and Thermal Modeling of the Yinggehai Basin, South China Sea ». *Tectonophysics* 351, n° 3 (juillet 2002): 245-53. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00160-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00160-9).
- Hilde, Thomas WC, et Lee Chao-Shing. « Origin and evolution of the West Philippine Basin: a new interpretation ». *Tectonophysics* 102, n° 1-4 (1984): 85–104.
- Ho, C. S. « A SYNTHESIS OF THE GEOLOGIC EVOLUTION OF TAIWAN ». *Tectonophysics* 125 (1986): 1-16.
- . « An Introduction to the Geology of Taiwan: Explanatory Text of the Geological Map of Taiwan, Ministry Econ ». *Affairs, Taipei*, 1975, 1–153.
- . « Tectonic evolution of Taiwan ». *The explanatory text of the tectonic map of Taiwan* 126 (1982).
- Hodel, Florent. « Serpentinites néoprotozoïques : une fenêtre sur la lithosphère océanique associée à la dislocation de Rodinia Neoproterozoic serpentinites: a window on the oceanic lithosphere associated with the Rodinia demise ». Université Paul Sabatier, 2017.

- Hofmann, Albrecht W. « Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust ». *Earth and Planetary Science Letters* 90, n° 3 (1988): 297–314.
- Holland, Tim, et Roger Powell. « Activity–composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation ». *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, n° 4 (2003): 492–501.
- Hsieh, Robert B.-J., J. Gregory Shellnutt, et Meng-Wan Yeh. « Age and tectonic setting of the East Taiwan Ophiolite: implications for the growth and development of the South China Sea ». *Geological Magazine* 154, n° 3 (2016): 441–455.
- Hsu, Shu-Kun, Yi-ching Yeh, Wen-Bin Doo, et Ching-Hui Tsai. « New bathymetry and magnetic lineations identifications in the northernmost South China Sea and their tectonic implications ». *Marine Geophysical Researches* 25, n° 1-2 (2004): 29–44.
- Hsu, T. L. « Neotectonics of the Longitudinal Valley, eastern Taiwan ». *Bull. Geol. Surv. Taiwan* 25 (1976): 53–62.
- . « On the geomorphic features and the recent uplifting movement of the Coastal Range, eastern Taiwan ». *Bull. of the Geological Survey of Taiwan* 7 (1954): 9–18.
- . « The Lichi melange in the Coastal Range framework ». *Bull. Geol. Surv. Taiwan* 25 (1976): 87–95.
- Huang, Chi-Yue, Wen-Huang Chen, Ming-Huei Wang, Chiou-Ting Lin, Shengxiong Yang, Xuejie Li, Mengming Yu, et al. « Juxtaposed Sequence Stratigraphy, Temporal-Spatial Variations of Sedimentation and Development of Modern-Forming Forearc Lichi Mélange in North Luzon Trough Forearc Basin Onshore and Offshore Eastern Taiwan: An Overview ». *Earth-Science Reviews* 182 (juillet 2018): 102-40. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.015>.
- Huang, Chi-Yue, Chih-Wei Chien, Bochu Yao, et Chung-Pai Chang. « The Lichi Mélange: A collision mélange formation along early arcward backthrusts during forearc basin closure, Taiwan arc-continent collision ». *The Geological Society of America, special paper* 436 (2008): 127-54.
- Huang, Chi-Yue, Wei-Yu Wu, Chung-Pai Chang, S. Tsao, Peter B. Yuan, Ching-Weei Lin, et Kuan-Yuan Xia. « Tectonic Evolution of Accretionary Prism in the Arc-Continent Collision Terrane of Taiwan ». *Tectonophysics* 281, n° 1-2 (novembre 1997): 31-51. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00157-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00157-1).
- Huang, Chi-Yue, Kanyuan Xia, Peter B. Yuan, et Pu-Gang Chen. « Structural evolution from Paleogene extension to Latest Miocene-Recent arc-continent collision offshore Taiwan: comparison with on land geology ». *Journal of Asian Earth Sciences* 19, n° 5 (2001): 619–638.

- Huang, Chi-Yue, Peter B. Yuan, Sheng-Rong Song, Ching-Weei Lin, Chengsung Wang, Min-Te Chen, Chen-Tien Shyu, et Boris Karp. « Tectonics of short-lived intra-arc basins in the arc-continent collision terrane of the Coastal Range, eastern Taiwan ». *Tectonics* 14, n° 1 (1995): 19–38.
- Huang, C.-Y., P. B. Yuan, et S.-J. Tsao. « Temporal and Spatial Records of Active Arc-Continent Collision in Taiwan: A Synthesis ». *Geological Society of America Bulletin* 118, n° 3-4 (1 mars 2006): 274-88. <https://doi.org/10.1130/B25527.1>.
- Huang, Jinli, et Dapeng Zhao. « High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111, n° B9 (2006).
- Huang, Long, Wei Geng, Zhi-lei Sun, Qingdao Institute of Marine Geology, Qingdao 266071, China, Laboratory for Marine Mineral Resources, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266071, China, et The Key Laboratory of Gas Hydrate, Ministry of Land and Resources, Qingdao 266071, China. « Origin of the Serpentinites in the Lichi Mélange, Eastern Taiwan, China: Implication from Petrology and Geochronology ». *China Geology* 1, n° 4 (2018): 477-84. <https://doi.org/10.31035/cg2018070>.
- Huang, T.- Y., Y. Gung, B.- Y. Kuo, L.- Y. Chiao, et Y.- N. Chen. « Layered Deformation in the Taiwan Orogen ». *Science* 349, n° 6249 (14 août 2015): 720-23. <https://doi.org/10.1126/science.aab1879>.
- Huang, Xiao-Long, Yaoling Niu, Yi-Gang Xu, Jin-Long Ma, Hua-Ning Qiu, et Jun-Wei Zhong. « Geochronology and Geochemistry of Cenozoic Basalts from Eastern Guangdong, SE China: Constraints on the Lithosphere Evolution beneath the Northern Margin of the South China Sea ». *Contributions to Mineralogy and Petrology* 165, n° 3 (mars 2013): 437-55. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0816-7>.
- Hwang, S. L., T. F. Yui, H. T. Chu, et P. Shen. « Submicron Polyphase Inclusions in Garnet from the Tananao Metamorphic Complex, Taiwan: A Key to Unravelling Otherwise Unrecognized Metamorphic Events ». *Journal of Metamorphic Geology* 19, n° 5 (septembre 2001): 601-7. <https://doi.org/10.1046/j.0263-4929.2001.00331.x>.
- Hynes, A., et R. C. Forest. « Empirical garnet–muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies) ». *Journal of Metamorphic Geology* 6, n° 3 (1988): 297–309.
- Inoue, Atsuyuki, Alain Meunier, Patricia Patrier-Mas, Cecile Rigault, Daniel Beaufort, et Philippe Vieillard. « Application of Chemical Geothermometry to Low-Temperature Trioctahedral Chlorites ». *Clays and Clay Minerals* 57, n° 3 (1 juin 2009): 371-82. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2009.0570309>.

- Ishikawa, Masanori, Hiroaki Sato, Masahide Furukawa, Masaki Kimura, Yuzo Kato, Ryosuke Tsugaru, et Kiyoshi Shimamura. « Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough: Part 6. Petrology of volcanic rocks ». *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo* 66 (1991): 151–177.
- Jahn, B. M. « High-pressure metamorphic rocks of Taiwan: REE geochemistry, Rb-Sr ages and tectonic implications ». *Mem. Geol. Soc. China* 4 (1981): 497–520.
- Jahn, B. M., et J. G. Liou. « Age and geochemical constraints of glaucophane schists of Taiwan ». *Mem. Geol. Soc. China* 2 (1977): 129–140.
- Jahn, B. M., X. H. Zhou, et J. L. Li. « Formation and tectonic evolution of southeastern China and Taiwan: isotopic and geochemical constraints ». *Tectonophysics* 183, n° 1-4 (1990): 145–160.
- Jahn, Bor-ming. « Mid-Ocean Ridge or Marginal Basin Origin of the East Taiwan Ophiolite: Chemical and Isotopic Evidence ». *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92, n° 2 (février 1986): 194-206. <https://doi.org/10.1007/BF00375293>.
- Jahn, Bor-Ming, P. Y. Chen, et T. P. Yen. « Rb-Sr ages of granitic rocks in southeastern China and their tectonic significance ». *Geological Society of America Bulletin* 87, n° 5 (1976): 763–776.
- Jiang, Shao-Yong, Ru-Cheng Wang, Xi-Sheng Xu, et Kui-Dong Zhao. « Mobility of High Field Strength Elements (HFSE) in Magmatic-, Metamorphic-, and Submarine-Hydrothermal Systems ». *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 30, n° 17-18 (janvier 2005): 1020-29. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2004.11.004>.
- Keyser, William, Chin-Ho Tsai, Yoshiyuki Iizuka, Roland Oberhänsli, et W.G. Ernst. « High-Pressure Metamorphism in the Chinshuichi Area, Yuli Belt, Eastern Taiwan ». *Tectonophysics* 692 (décembre 2016): 191-202. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.09.012>.
- Kirstein, L. A., M. G. Fellin, S. D. Willett, A. Carter, Y.- G. Chen, J. I. Garver, et D. C. Lee. « Pliocene Onset of Rapid Exhumation in Taiwan during Arc-Continent Collision: New Insights from Detrital Thermochronometry ». *Basin Research* 22, n° 3 (juin 2010): 270-85. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00426.x>.
- Kirstein, Linda A., Andrew Carter, et Yue-Gau Chen. « Testing Inferences from Palaeocurrents: Application of Zircon Double-Dating to Miocene Sediments from the Hengchun Peninsula, Taiwan: Detrital Record Hengchun, Taiwan ». *Terra Nova* 22, n° 6 (décembre 2010): 483-93. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00970.x>.
- Kouketsu, Yui, Tomoyuki Mizukami, Hiroshi Mori, Shunsuke Endo, Mutsuki Aoya, Hidetoshi Hara, Daisuke Nakamura, et Simon Wallis. « A New Approach to Develop the Raman Carbonaceous Material Geothermometer for Low-Grade Metamorphism Using Peak Width: Raman CM Geothermometer Using FWHM ». *Island Arc* 23, n° 1 (mars 2014): 33-50. <https://doi.org/10.1111/iar.12057>.

- Kudrass, H.R., M. Wiedicke, P. Cepek, H. Kreuzer, et P. Müller. « Mesozoic and Cainozoic Rocks Dredged from the South China Sea (Reed Bank Area) and Sulu Sea and Their Significance for Plate-Tectonic Reconstructions ». *Marine and Petroleum Geology* 3, n° 1 (février 1986): 19-30. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(86\)90053-X](https://doi.org/10.1016/0264-8172(86)90053-X).
- Kuo-Chen, Hao, Francis Wu, Wu-Lung Chang, Chih-Yu Chang, Ching-Yu Cheng, et Naoshi Hirata. « Is the Lishan Fault of Taiwan Active? » *Tectonophysics* 661 (octobre 2015): 210-14. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.09.002>.
- Lahfid, A., O. Beyssac, E. Deville, F. Negro, C. Chopin, et B. Goffé. « Evolution of the Raman Spectrum of Carbonaceous Material in Low-Grade Metasediments of the Glarus Alps (Switzerland): RSCM in Low-Grade Metasediments ». *Terra Nova* 22, n° 5 (octobre 2010): 354-60. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x>.
- Lai, Yu-Ming, et Sheng-Rong Song. « The Volcanoes of an Oceanic Arc from Origin to Destruction: A Case from the Northern Luzon Arc ». *Journal of Asian Earth Sciences* 74 (septembre 2013): 97-112. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.03.021>.
- Lai, Yu-Ming, Sheng-Rong Song, Ching-Hua Lo, Te-Hsien Lin, Mei-Fei Chu, et Sun-Lin Chung. « Age, Geochemical and Isotopic Variations in Volcanic Rocks from the Coastal Range of Taiwan: Implications for Magma Generation in the Northern Luzon Arc ». *Lithos* 272-273 (février 2017): 92-115. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.012>.
- Lallemand, Serge, Thomas Theunissen, Philippe Schnürle, Chao-Shing Lee, Char-Shine Liu, et Yvonne Font. « Indentation of the Philippine Sea Plate by the Eurasia Plate in Taiwan: Details from Recent Marine Seismological Experiments ». *Tectonophysics* 594 (mai 2013): 60-79. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.020>.
- Lan, Ching-Ying, et J. G. Liou. « Mineral chemistry of metamorphosed oceanic rocks in the Yuli Belt of the Tananao schist, Taiwan ». *Memoir of the geological society oh China*, n° 6 (1984): 153-78.
- Lanari, Pierre. « Lanari, 2012 - Micro-cartographie P-T-ε dans les roches métamorphiques. Applications aux Alpes et à l'Himalaya.pdf ». Université de Grenoble, 2012.
- Lanari, Pierre, Yann Rolland, Stéphane Schwartz, Olivier Vidal, Stéphane Guillot, Pierre Tricart, et Thierry Dumont. « P-T-t Estimation of Deformation in Low-Grade Quartz-Feldspar-Bearing Rocks Using Thermodynamic Modelling and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating Techniques: Example of the Plan-de-Phasy Shear Zone Unit (Briançonnais Zone, Western Alps) ». *Terra Nova* 26, n° 2 (avril 2014): 130-38. <https://doi.org/10.1111/ter.12079>.
- Lanari, Pierre, Olivier Vidal, Vincent De Andrade, Benoît Dubacq, Eric Lewin, Eugene G. Grosch, et Stéphane Schwartz. « XMapTools: A MATLAB©-Based Program for Electron Microprobe

- X-Ray Image Processing and Geothermobarometry ». *Computers & Geosciences* 62 (janvier 2014): 227-40. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.08.010>.
- Lanari, Pierre, Thomas Wagner, et Olivier Vidal. « 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* 167, n° 2 (février 2014): 968. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-0968-8>.
- Le Pichon, Xavier. « Sea-floor spreading and continental drift ». *Journal of Geophysical Research* 73, n° 12 (1968): 3661–3697.
- Le Pourhiet, Laetitia, Nicolas Chamot-Rooke, Matthias Delescluse, Dave A. May, Louise Watremez, et Manuel Pubellier. « Continental Break-up of the South China Sea Stalled by Far-Field Compression ». *Nature Geoscience* 11, n° 8 (août 2018): 605-9. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0178-5>.
- Le Pourhiet, Laetitia, Benjamin Huet, Dave A. May, Loic Labrousse, et Laurent Jolivet. « Kinematic Interpretation of the 3D Shapes of Metamorphic Core Complexes: 3D SHAPES OF MCCs ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13, n° 9 (septembre 2012). <https://doi.org/10.1029/2012GC004271>.
- Leake, Bernard E., Alan R. Wooley, Charles ES Arps, William D. Birch, M. Charles Gilbert, Joel D. Grice, Frank C. Hawthorne, Akira Kato, Hanan J. Kisch, et V. G. Krivovichec. « Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names ». *European Journal of Mineralogy* 9, n° 3 (1997): 623–651.
- Lee, Gwang H., et Joel S. Watkins. « Seismic sequence stratigraphy and hydrocarbon potential of the Phu Khanh Basin, offshore central Vietnam, South China Sea ». *AAPG bulletin* 82, n° 9 (1998): 1711–1735.
- Lee, Jian-Cheng, Jacques Angelier, Hao-Tsu Chu, Shui-Beih Yu, et Jyr-Ching Hu. « Plate-Boundary Strain Partitioning along the Sinistral Collision Suture of the Philippine and Eurasian Plates: Analysis of Geodetic Data and Geological Observation in Southeastern Taiwan ». *Tectonics* 17, n° 6 (décembre 1998): 859-71. <https://doi.org/10.1029/98TC02205>.
- Leloup, Ph H., T. Mark Harrison, F. J. Ryerson, Chen Wenji, Li Qi, P. Tapponnier, et R. Lacassin. « Structural, petrological and thermal evolution of a Tertiary ductile strike-slip shear zone, Diancang Shan, Yunnan ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 98, n° B4 (1993): 6715–6743.
- Leloup, Philippe Hervé, Robin Lacassin, Paul Tapponnier, Urs Schärer, Dalai Zhong, Xiaohan Liu, Liangshang Zhang, Shaocheng Ji, et Phan Trong Trinh. « The Ailao Shan-Red River shear zone

- (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina ». *Tectonophysics* 251, n° 1-4 (1995): 3–84.
- Lester, Ryan, Kirk McIntosh, Harm J.A. Van Avendonk, Luc Lavier, C.-S. Liu, et T.K. Wang. « Crustal Accretion in the Manila Trench Accretionary Wedge at the Transition from Subduction to Mountain-Building in Taiwan ». *Earth and Planetary Science Letters* 375 (août 2013): 430-40. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.007>.
- Letouzey, Jean, et Masaaki Kimura. « The Okinawa Trough: Genesis of a Back-Arc Basin Developing along a Continental Margin ». *Tectonophysics* 125, n° 1-3 (mai 1986): 209-30. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90015-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90015-6).
- Li, Dawei, Meixun Zhao, Jun Tian, et Li Li. « Comparison and implication of TEX86 and U37K' temperature records over the last 356 kyr of ODP Site 1147 from the northern South China Sea ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 376 (2013): 213–223.
- Li, Yajun, Zhenglong Jiang, Shu Jiang, Hao Liu, et Baogang Wang. « Heat Flow and Thermal Evolution of a Passive Continental Margin from Shelf to Slope – A Case Study on the Pearl River Mouth Basin, Northern South China Sea ». *Journal of Asian Earth Sciences* 171 (mars 2019): 88-102. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.12.011>.
- Lin, A. T., A. B. Watts, et S. P. Hesselbo. « Cenozoic Stratigraphy and Subsidence History of the South China Sea Margin in the Taiwan Region ». *Basin Research* 15, n° 4 (décembre 2003): 453-78. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2003.00215.x>.
- Lin, Andrew T., Char-Shine Liu, Che-Chuan Lin, Philippe Schnurle, Guan-Yu Chen, Wei-Zhi Liao, Louis S. Teng, Hui-Ju Chuang, et Ming-Shyan Wu. « Tectonic Features Associated with the Overriding of an Accretionary Wedge on Top of a Rifted Continental Margin: An Example from Taiwan ». *Marine Geology* 255, n° 3-4 (décembre 2008): 186-203. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.10.002>.
- Lin, Chiou-Ting, Ron Harris, Wei-Dong Sun, et Guo-Liang Zhang. « Geochemical and Geochronological Constraints on the Origin and Emplacement of the East Taiwan Ophiolite ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20, n° 4 (avril 2019): 2110-33. <https://doi.org/10.1029/2018GC007902>.
- Lin, Chi-Wen, Ruey-Chyuan Shih, Yen-Hui Lin, et Wen-Shan Chen. « Structural characteristics of the Chelungpu fault zone in the Taichung area, Central Taiwan ». *Western Pacific Earth Sciences* 2, n° 4 (2002): 411-26.
- Lin, M. L., C. K. Lin, et M. J. You. « Vitrinite reflectance as a possible indicator of metamorphic grade and stratigraphic position of formations: a study of Oligocene metapelites in NE Taiwan ». *Journal of Asian Earth Sciences* 19 (2001): 223-32.

- LIN, MEH-LING, CHAO-NAN YANG, et YUAN WANG. « Petrotectonic study on the Yuli belt of the Tananao Schist in the Chinshuichi area, eastern Taiwan ». *Yánjiū bàogào-Guólì Táiwān dàxué. Lǐxuéyuàn dìzhìxué xì*, n° 22 (1984): 151–188.
- Lin, M.-L., et Y.-C. Kuo. « Degrees of metamorphism in the northern Hsuehshan Range: a study of vitrinite reflectance in metapelites along the Northern Taiwan East-west Cross-Island Highway ». *JOURNAL-GEOLOGICAL SOCIETY OF CHINA-TAIWAN*- 39 (1996): 355–372.
- Liou, J. G. « Zeolite facies metamorphism of basaltic rocks from the East Taiwan Ophiolite ». *American Mineralogist* 64, n° 1-2 (1979): 1–14.
- Liou, J. G., et W. G. Ernst. « Oceanic Ridge Metamorphism of the East Taiwan Ophiolite ». *Contributions to Mineralogy and Petrology* 68, n° 3 (mars 1979): 335-48. <https://doi.org/10.1007/BF00371555>.
- Liou, J. G., C. O. Ho, et T. P. Yen. « Petrology of Some Glaucophane Schists and Related Rocks from Taiwan ». *Journal of Petrology* 16, n° 1 (1 janvier 1975): 80-109. <https://doi.org/10.1093/petrology/16.1.80>.
- Liou, Juhn G. « Zeolite facies metamorphism of Basaltic rocks from the East Taiwan Ophiolite ». *American Mineralogist* 64 (1979): 1-14.
- Lister, G. S., M. A. Etheridge, et P. A. Symonds. « Detachment faulting and the evolution of passive continental margins ». *Geology* 14 (1986): 246-50.
- Liu, H., L. Guo, Y. Sun, D. Zhou, L. Shu, S. Yang, Y. Zhang, et B. Zhang. « Study on fault system in Nansha Block (South China Sea) and the block's lithospheric dynamics ». *China Sci. Press, Beijing, 123pp (in Chinese), 2002*.
- Liu, Jian-Qiang, Zhong-Yuan Ren, Alexander R.L. Nichols, Mao-Shuang Song, Sheng-Ping Qian, Yan Zhang, et Pei-Pei Zhao. « Petrogenesis of Late Cenozoic Basalts from North Hainan Island: Constraints from Melt Inclusions and Their Host Olivines ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 152 (mars 2015): 89-121. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.12.023>.
- Lo, C.-H., et T.-F. Yui. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating of High-Pressure Rocks in the Tananao Basement Complex, Taiwan ». *JOURNAL-GEOLOGICAL SOCIETY OF CHINA-TAIWAN*- 39 (1996): 13–30.
- Lo, Ching-Hua, Tullis C. Onstott, Chang-Hwa Chen, et Typhoon Lee. « An Assessment of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating for the Whole-Rock Volcanic Samples from the Luzon Arc near Taiwan ». *Chemical Geology* 114, n° 1-2 (mai 1994): 157-78. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90049-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90049-3).

- Lo, Yu-Tsung, Horng-Yuan Yen, et Chun-Rong Chen. « Correlation between the Bouguer Gravity Anomaly and the TAIGER Tomography of the Taiwan Region ». *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 29, n° 5 (2018): 473-83. <https://doi.org/10.3319/TAO.2018.03.01.01>.
- Lock, Jane. *Interpreting low-temperature thermochronometric data in fold-and-thrust belts: An example from the Western Foothills, Taiwan*. ProQuest, 2007.
- Lundberg, Neil, Donald L. Reed, Char-Shine Liu, et Jay Lieske. « Forearc-Basin Closure and Arc Accretion in the Submarine Suture Zone South of Taiwan ». *Tectonophysics* 274, n° 1-3 (juin 1997): 5-23. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00295-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00295-8).
- Magoon, Leslie B. « Petroleum system - a classification scheme for research, resource assessment, and exploration ». *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1870, 77.
- Malavieille, Jacques. « Impact of Erosion, Sedimentation, and Structural Heritage on the Structure and Kinematics of Orogenic Wedges: Analog Models and Case Studies ». *GSA Today*, janvier 2010, 4-10. <https://doi.org/10.1130/GSATG48A.1>.
- Malavieille, Jacques, Serge E. Lallemand, Stephane Dominguez, Anne Deschamps, Chia-Yu Lu, Char-Shine Liu, P. Schnurle, et ACT Scientific Crew. « Arc-continent collision in Taiwan: New marine observations and tectonic evolution ». *Special Papers-Geological Society of America*, 2002, 187–211.
- Malavieille, Jacques, Giancarlo Molli, Manon Genti, Stephane Dominguez, Olivier Beyssac, Alfredo Taboada, Alberto Vitale-Brovarone, Chia-Yu Lu, et Chih-Tung Chen. « Formation of Ophiolite-Bearing Tectono-Sedimentary Mélanges in Accretionary Wedges by Gravity Driven Submarine Erosion: Insights from Analogue Models and Case Studies ». *Journal of Geodynamics* 100 (octobre 2016): 87-103. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.05.008>.
- Malavieille, Jacques, et Ghislain Trullenque. « Consequences of Continental Subduction on Forearc Basin and Accretionary Wedge Deformation in SE Taiwan: Insights from Analogue Modeling ». *Tectonophysics* 466, n° 3-4 (mars 2009): 377-94. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.016>.
- Manatschal, G., O. Müntener, L. L. Lavier, T. A. Minshull, et G. Péron-Pinvidic. « Observations from the Alpine Tethys and Iberia–Newfoundland Margins Pertinent to the Interpretation of Continental Breakup ». *Geological Society, London, Special Publications* 282, n° 1 (2007): 291-324. <https://doi.org/10.1144/SP282.14>.
- Maury, Rene C., Marc J. Defant, Herve Bellon, Dario Jacques, Jean-Louis Joron, Frank McDermott, et Philippe Vidal. « Temporal geochemical trends in northern Luzon arc lavas (Philippines); implications on metasomatic processes in the island arc mantle ». *Bulletin de la Société géologique de France* 169, n° 1 (1998): 69–80.

- Mesalles, Lucas. « Mountain building at a subduction-collision transition zone, Taiwan ». Université Pierre et Marie Curie, 2014.
- Mesalles, Lucas, Frédéric Mouthereau, Matthias Bernet, Chung-Pai Chang, Andrew Tien-Shun Lin, Charlotte Fillon, et Xavier Sengelen. « From Submarine Continental Accretion to Arc-Continent Orogenic Evolution: The Thermal Record in Southern Taiwan ». *Geology* 42, n° 10 (octobre 2014): 907-10. <https://doi.org/10.1130/G35854.1>.
- Mohn, G., G. Manatschal, M. Beltrando, E. Masini, et N. Kusznir. « Necking of Continental Crust in Magma-Poor Rifted Margins: Evidence from the Fossil Alpine Tethys Margins: NECKING OF CONTINENTAL CRUST ». *Tectonics* 31, n° 1 (février 2012): n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011TC002961>.
- Molnar, Peter. « Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics ». *Nature* 335, n° 6186 (1988): 131.
- Molnar, Peter, et Philip England. « Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global change: chicken or egg? » *Nature* 346 (1990): 29-34.
- Molnar, Peter, et Hélène Lyon-Caen. « Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts ». *Processes in continental lithospheric deformation* 218 (1988): 179–207.
- Molnar, Peter, et Paul Tapponnier. « Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision ». *science* 189, n° 4201 (1975): 419–426.
- . « Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision ». *science* 189, n° 4201 (1975): 419–426.
- Morgan, W. Jason. « Rises, trenches, great faults, and crustal blocks ». *Journal of Geophysical Research* 73, n° 6 (1968): 1959–1982.
- Mouthereau, F., C. Fillon, et K.-F. Ma. « Distribution of Strain Rates in the Taiwan Orogenic Wedge ». *Earth and Planetary Science Letters* 284, n° 3-4 (juillet 2009): 361-85. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.005>.
- Mouthereau, F., O. Lacombe, et J. Vergés. « Building the Zagros Collisional Orogen: Timing, Strain Distribution and the Dynamics of Arabia/Eurasia Plate Convergence ». *Tectonophysics* 532-535 (avril 2012): 27-60. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.022>.
- Mouthereau, Frédéric, Jacques Angelier, et Jiang-Cheng Lee. « Le Séisme Du 21 Septembre 1999 : Influence de l'héritage Structural et Implication Du Socle Au Front de La Chaîne de Taiwan ». *Earth and Planetary Sciences* 333 (2001): 93-103.
- Mouthereau, Frédéric, Pierre-Yves Filleaudeau, Arnaud Vacherat, Raphaël Pik, Olivier Lacombe, Maria Giuditta Fellin, Sébastien Castelltort, Frédéric Christophoul, et Emmanuel Masini.

Références Bibliographiques

- « Placing Limits to Shortening Evolution in the Pyrenees: Role of Margin Architecture and Implications for the Iberia/Europe Convergence: Plate Convergence in the Pyrenees ». *Tectonics* 33, n° 12 (décembre 2014): 2283-2314. <https://doi.org/10.1002/2014TC003663>.
- Mouthereau, Frédéric, Anthony B. Watts, et Evgueni Burov. « Structure of Orogenic Belts Controlled by Lithosphere Age ». *Nature Geoscience* 6, n° 9 (septembre 2013): 785-89. <https://doi.org/10.1038/ngeo1902>.
- Moxiang, Chen, Xia Sigao, et Yang Shuzhen. « LOCAL GEOTHERMAL ANOMALIES AND THEIR FORMATION MECHANISMS ON LEIZHOU PENINSULA, SOUTH CHINA [J] ». *Chinese Journal of Geology* 4 (1991): 369–383.
- Nissen, Susan Spangler, Dennis E. Hayes, Yao Bochu, Weijun Zeng, Yongqin Chen, et Xiaupin Nu. « Gravity, Heat Flow, and Seismic Constraints on the Processes of Crustal Extension: Northern Margin of the South China Sea ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100, n° B11 (10 novembre 1995): 22447-83. <https://doi.org/10.1029/95JB01868>.
- Okino, Kyoko, et Kantaro Fujioka. « The Central Basin Spreading Center in the Philippine Sea: Structure of an extinct spreading center and implications for marginal basin formation ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108, n° B1 (2003).
- Ota, Tsutomu, et Yoshiyuki Kaneko. « Blueschists, eclogites, and subduction zone tectonics: Insights from a review of Late Miocene blueschists and eclogites, and related young high-pressure metamorphic rocks ». *Gondwana Research* 18, n° 1 (2010): 167–188.
- Ozima, M., I. Kaneoka, et H. Ujiie. « 40Ar-39Ar Age of Rocks, and the Development Mode of the Philippine Sea ». *Nature* 267, n° 5614 (juin 1977): 816-18. <https://doi.org/10.1038/267816a0>.
- Page, Ben M., et John Suppe. « The Pliocene Lichi melange of Taiwan: Its plate-tectonic and olistostromal origin ». *American Journal of Science* 281 (1981): 193-227.
- Page, Benjamin M., et CHING-YING Lan. « The Kenting Mélange and its record of tectonic events ». *Mem. Geol. Soc. China* 5, n° 227 (1983): 248.
- Pearce, Julian A. « A User's guide to basalt discrimination diagrams ». *Geological Association of Canada* 12 (1996): 79-113.
- Pelletier, B., J. Cotten, H. Bellon, C. Bassoulet, et J. F. Stephan. « Field setting, petrography, chemistry, K-Ar, ages and origin of the magmatic and sedimentary associated rocks of the Hengchun peninsula, southern Taiwan ». *Bulletin of the Central Geological Survey*, n° 4 (1986): 27-54.
- Pelletier, Bernard, et Jean Francobs Stephan. « MIDDLE MIOCENE OBDUCTION AND LATE MIOCENE BEGINNING OF COLLISION REGISTERED IN THE HENGCHUN

- PENINSULA: GEODYNAMIC IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF TAIWAN ». *Tectonophysics* 125 (1986): 133-60.
- Pinet, Nicolas, et Jean François Stephan. « The Philippine wrench fault system in the Ilocos Foothills, northwestern Luzon, Philippines ». *Tectonophysics* 183, n° 1-4 (1990): 207–224.
- Plank, Terry, et Charles H. Langmuir. « The Chemical Composition of Subducting Sediment and Its Consequences for the Crust and Mantle ». *Chemical Geology* 145, n° 3-4 (avril 1998): 325-94. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00150-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00150-2).
- Prouteau, Gaëlle, René C. Maury, Fernando G. Sajona, Joseph Cotten, et Jean Cotten. « Behavior of niobium, tantalum and other high field strength elements in adakites and related lavas from the Philippines ». *Island Arc* 9, n° 4 (2000): 487–498.
- Qian, Y. P., X. P. Niu, B. C. Yao, D. E. Hayes, J. Dibold, et P. Buhl. « Geothermal pattern beneath the continental margin in the northern part of the South China Sea ». *CCOP/TB* 25 (1995): 89–104.
- Rahl, J, K Anderson, M Brandon, et C Fassoulas. « Raman Spectroscopic Carbonaceous Material Thermometry of Low-Grade Metamorphic Rocks: Calibration and Application to Tectonic Exhumation in Crete, Greece ». *Earth and Planetary Science Letters* 240, n° 2 (1 décembre 2005): 339-54. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.055>.
- Ranalli, Giorgio, et Donald C. Murphy. « Rheological stratification of the lithosphere ». *Tectonophysics* 132, n° 4 (1987): 281–295.
- Rangin, Claude, M. Klein, Delphine Roques, et Xavier Le Pichón. « The Red river fault system in the Tonkin Gulf, Vietnam ». *Tectonophysics* 243, n° 3-4 (1995): 209–222.
- Rao, C. « Geothermal characters of Pearl River Mouth Basin ». *Eastern Petroleum of South China Sea* 1 (1994): 10–18.
- Rao, Chuntao, et Pinglu Li. « Heat flow of Pearl River Mouth Basin ». *China Offshore Oil and Gas (Geology)* 5, n° 6 (1991): 7–18.
- Rau, Ruey-Juin, Kate Huihsuan Chen, et Kuo-En Ching. « Repeating Earthquakes and Seismic Potential along the Northern Longitudinal Valley Fault of Eastern Taiwan ». *Geophysical Research Letters* 34, n° 24 (18 décembre 2007): L24301. <https://doi.org/10.1029/2007GL031622>.
- Reed, Donald L., Neil Lundberg, Char-Shine Liu, et Ban-Yuan Kuo. « Structural relations along the margins of the offshore Taiwan accretionary wedge: implications for accretion and crustal kinematics ». *Acta Geologica Taiwanica*, n° 30 (1992): 105–122.

- Reston, T., et G. Manatschal. « Rifted Margins: Building Blocks of Later Collision ». In *Arc-Continent Collision*, par Dennis Brown et Paul D. Ryan, 3-21. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2011. https://doi.org/10.1007/978-3-540-88558-0_1.
- Rich, John L. « Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee ». *AAPG Bulletin* 18, n° 12 (1934): 1584–1596.
- Ring, Uwe, Mark T. Brandon, Sean D. Willett, et Gordon S. Lister. « Exhumation processes ». *Geological Society, London, Special Publications* 154, n° 1 (1999): 1–27.
- Roche, Vincent, Clément Conand, Laurent Jolivet, et Romain Augier. « Tectonic evolution of Leros (Dodecanese, Greece) and correlations between the Aegean Domain and the Menderes Massif ». *Journal of the Geological Society* 175, n° 5 (2018): 836–849.
- Ru, Ke, et John D. Pigott. « Episodic rifting and subsidence in the South China Sea ». *AAPG Bulletin* 70, n° 9 (1986): 1136–1155.
- Sajona, F. G., E. Izawa, R. J. R. Claveria, Y. Motomura, A. Imai, H. Sakakibara, et K. Watanabe. « The Victoria gold deposit of the Mankayan district, Luzon, Philippines ». In *International symposium on gold and hydrothermal systems, Fukuoka, Japan, 2001, Proceedings: Fukuoka, Kyushu University*, 25–36, 2001.
- Sakaguchi, Arito, Akiko Yanagihara, Kohtaro Ujiie, Hidemi Tanaka, et Masanori Kameyama. « Thermal Maturity of a Fold–Thrust Belt Based on Vitrinite Reflectance Analysis in the Western Foothills Complex, Western Taiwan ». *Tectonophysics* 443, n° 3-4 (octobre 2007): 220-32. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.01.017>.
- Sandmann, Sascha, Thorsten J. Nagel, Nikolaus Froitzheim, Kamil Ustaszewski, et Carsten Münker. « Late Miocene to Early Pliocene Blueschist from Taiwan and Its Exhumation via Forearc Extraction ». *Terra Nova* 27, n° 4 (août 2015): 285-91. <https://doi.org/10.1111/ter.12158>.
- Schoenbohm, Lindsay M., B. Clark Burchfiel, Chen Liangzhong, et Yin Jiyun. « Exhumation of the Ailao Shan shear zone recorded by Cenozoic sedimentary rocks, Yunnan Province, China ». *Tectonics* 24, n° 6 (2005).
- Shao, Wen-Yu, Sun-Lin Chung, Wen-Shan Chen, Hao-Yang Lee, et Lie-Wen Xie. « Old Continental Zircons from a Young Oceanic Arc, Eastern Taiwan: Implications for Luzon Subduction Initiation and Asian Accretionary Orogeny ». *Geology* 43, n° 6 (juin 2015): 479-82. <https://doi.org/10.1130/G36499.1>.
- Shi, Xiaobin, Xuelin Qiu, Kanyuan Xia, et Di Zhou. « Characteristics of Surface Heat Flow in the South China Sea ». *Journal of Asian Earth Sciences* 22, n° 3 (novembre 2003): 265-77. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00059-2](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00059-2).

- Shinjo, Ryuichi, Sun-Lin Chung, Yuzo Kato, et Masaaki Kimura. « Geochemical and Sr-Nd Isotopic Characteristics of Volcanic Rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc: Implications for the Evolution of a Young, Intracontinental Back Arc Basin ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, n° B5 (10 mai 1999): 10591-608. <https://doi.org/10.1029/1999JB900040>.
- Shyu, Chuen-Tien, Yu-Jhong Chen, Shaye-Tang Chiang, et Char-Shine Liu. « Heat Flow Measurements over Bottom Simulating Reflectors, Offshore Southwestern Taiwan ». *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 17, n° 4 (2006): 845. [https://doi.org/10.3319/TAO.2006.17.4.845\(GH\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2006.17.4.845(GH)).
- Shyu, J. Bruce H., Kerry Sieh, Jean-Philippe Avouac, Wen-Shan Chen, et Yue-Gau Chen. « Millennial Slip Rate of the Longitudinal Valley Fault from River Terraces: Implications for Convergence across the Active Suture of Eastern Taiwan ». *Journal of Geophysical Research* 111, n° B8 (2006): B08403. <https://doi.org/10.1029/2005JB003971>.
- Shyu, J. Bruce H., Kerry Sieh, Yue-Gau Chen, Ray Y. Chuang, Yu Wang, et Ling-Ho Chung. « Geomorphology of the Southernmost Longitudinal Valley Fault: Implications for Evolution of the Active Suture of Eastern Taiwan: GEOMORPHOLOGY OF THE LVF, EASTERN TAIWAN ». *Tectonics* 27, n° 1 (février 2008): n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2006TC002060>.
- Shyu, J, K Sieh, et Y Chen. « Tandem Suturing and Disarticulation of the Taiwan Orogen Revealed by Its Neotectonic Elements ». *Earth and Planetary Science Letters* 233, n° 1-2 (30 avril 2005): 167-77. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.01.018>.
- Sibuet, Jean-Claude, et Shu-Kun Hsu. « How Was Taiwan Created? » *Tectonophysics* 379, n° 1-4 (février 2004): 159-81. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.022>.
- Sibuet, Jean-Claude, Shu-Kun Hsu, Xavier Le Pichon, Jean-Pierre Le Formal, Donald Reed, Greg Moore, et Char-Shine Liu. « East Asia Plate Tectonics since 15 Ma: Constraints from the Taiwan Region ». *Tectonophysics* 344, n° 1-2 (janvier 2002): 103-34. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00202-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00202-5).
- Sibuet, Jean-Claude, Jean Letouzey, Florence Barbier, Jacques Charvet, Jean-Paul Foucher, Thomas W C Hilde, Masaaki Kimura, Ling-Yun Chiao, Bruno Marsset, et Carla Muller. « Back Arc Extension in the Okinawa Trough ». *Journal of Geophysical Research* 92, n° B13 (1987): 14041-63.
- Simoès, Martine, et Jean Philippe Avouac. « Investigating the Kinematics of Mountain Building in Taiwan from the Spatiotemporal Evolution of the Foreland Basin and Western Foothills ». *Journal of Geophysical Research* 111, n° B10 (5 octobre 2006): B10401. <https://doi.org/10.1029/2005JB004209>.

- Simoès, Martine, Jean Philippe Avouac, Olivier Beyssac, Bruno Goffé, Kenneth A. Farley, et Yue-Gau Chen. « Mountain Building in Taiwan: A Thermokinematic Model ». *Journal of Geophysical Research* 112, n° B11 (28 novembre 2007): B11405. <https://doi.org/10.1029/2006JB004824>.
- Simoès, Martine, Olivier Beyssac, et Yue-Gau Chen. « Late Cenozoic Metamorphism and Mountain Building in Taiwan: A Review ». *Journal of Asian Earth Sciences* 46 (mars 2012): 92-119. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.11.009>.
- Simon, Nina SC, et Yuri Yu Podladchikov. « The effect of mantle composition on density in the extending lithosphere ». *Earth and Planetary Science Letters* 272, n° 1-2 (2008): 148–157.
- Stephan, Jean François, René Blanchet, Claude Rangin, Bernard Pelletier, Jean Letouzey, et Carla Muller. « GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE TAIWAN-LUZON-MINDORO BELT SINCE THE LATE EOCENE ». *Tectonophysics* 125 (1986): 245-68.
- Stern, Robert J., et Sherman H. Bloomer. « Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs ». *Geological Society of America Bulletin* 104, n° 12 (1992): 1621–1636.
- Sun, S.-S., et William F. McDonough. « Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes ». *Geological Society, London, Special Publications* 42, n° 1 (1989): 313–345.
- Sun, Weidong. « Initiation and Evolution of the South China Sea: An Overview ». *Acta Geochimica* 35, n° 3 (septembre 2016): 215-25. <https://doi.org/10.1007/s11631-016-0110-x>.
- Suppe, John. « Imbrication structure of Western Foothills Belt, Southcentral Taiwan ». *Petroleum Geology of Taiwan*, n° 17 (1980): 1-16.
- . « Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction, and back-arc spreading near Taiwan ». *Memoir. Geol. Soc. China* 6 (1984): 21–33.
- . « Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan ». *Mem. Geol. Soc. China* 4, n° 6 (1981): 67–89.
- . « Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan ». *Mem. Geol. Soc. China* 4, n° 6 (1981): 67–89.
- Sweeney, Jerry J., et Alan K. Burnham. « Evaluation of a Simple Model of Vitrinite Reflectance Based on Chemical Kinetics (1) ». *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74, n° 10 (1990): 1559-70. <https://doi.org/10.1306/0C9B251F-1710-11D7-8645000102C1865D>.
- Tapponnier, P., R. Lacassin, P. H. Leloup, U. Schärer, Zhong Dalai, Wu Haiwei, Liu Xiaohan, Ji Shaocheng, Zhang Lianshang, et Zhong Jiayou. « The Ailao Shan/Red River Metamorphic

- Belt: Tertiary Left-Lateral Shear between Indochina and South China ». *Nature* 343, n° 6257 (février 1990): 431-37. <https://doi.org/10.1038/343431a0>.
- Tapponnier, P, G Peltzer, A Y Le Dain, R Armijo, et P Cobbold. « Propagating Extrusion Tectonics in Asia: New Insights from Simple Experiments with Plasticine ». *Geology* 10 (1982): 611-16.
- Taylor, Brian, et Dennis E. Hayes. « Origin and history of the South China Sea basin ». *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands: Part 2* 27 (1983): 23–56.
- Taylor, Stuart Ross, et Scott M. McLennan. « The Geochemical Evolution of the Continental Crust ». *Reviews of Geophysics* 33, n° 2 (1995): 241. <https://doi.org/10.1029/95RG00262>.
- Teng, Louis S. « Extensional Collapse of the Northern Taiwan Mountain Belt ». *Geology* 24, n° 10 (1996): 949-52.
- Teng, Louis S. « GEOLOGY OF TAIWAN IN TECTONIC FRAMEWORK OF ARC-CONTINENT COLLISION ». In *TAICRUST Workshop proceedings: Taiwan international collaborative research for understanding subduction-collision system in Taiwan*, 63. The University, 1991.
- Teng, Louis S. « Geotectonic Evolution of Late Cenozoic Arc-Continent Collision in Taiwan ». *Tectonophysics* 183, n° 1-4 (novembre 1990): 57-76. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90188-E](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90188-E).
- Teng, Louis S. « STRATIGRAPHIC RECORDS OF THE LATE CENOZOIC PENGLAI OROGENY OF TAIWAN ». *Acta Geologica Taiwanica*, n° 25 (1987): 205-24.
- Teng, Louis S., Wen-Shan Chen, Yuan Wang, Sheng-Rong Song, et Huann-Jih Lo. « Toward a comprehensive stratigraphic system of the Coastal Range, Eastern Taiwan ». *Acta geologica Taiwanica science reports of the national Taiwan university*, n° 26 (1988): 19-35.
- Thomas, Marion Y., Jean-Philippe Avouac, Johann Champenois, Jian-Cheng Lee, et Long-Chen Kuo. « Spatiotemporal Evolution of Seismic and Aseismic Slip on the Longitudinal Valley Fault, Taiwan ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, n° 6 (juin 2014): 5114-39. <https://doi.org/10.1002/2013JB010603>.
- Tian, Zhi-Xian, Yi Yan, Chi-Yue Huang, Xin-Chang Zhang, Hai-Quan Liu, Meng-Ming Yu, Deng Yao, et Yildirim Dilek. « Geochemistry and Geochronology of the Accreted Mafic Rocks From the Hengchun Peninsula, Southern Taiwan: Origin and Tectonic Implications ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124, n° 3 (mars 2019): 2469-91. <https://doi.org/10.1029/2018JB016562>.
- Tillman, Kennen S., et Timothy B. Byrne. « Kinematic analysis of the Taiwan Slate Belt ». *Tectonics* 14, n° 2 (1995): 322-41.

- Tsai, Chin-Ho, Yoshiyuki Iizuka, et W.G. Ernst. « Diverse Mineral Compositions, Textures, and Metamorphic P–T Conditions of the Glaucophane-Bearing Rocks in the Tamayen Mélange, Yuli Belt, Eastern Taiwan ». *Journal of Asian Earth Sciences* 63 (février 2013): 218-33. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.09.019>.
- Tsan, S. F. « STRUCTURAL GEOLOGY OF THE SOUTHERN HSUEHSHAN RANGE, TAIWAN ». *Proceedings of the Geological Society of China*, n° 14 (1971): 62-75.
- Tsao, S. J. « The geological significance of illite crystallinity, zircon fission-track ages and K-Ar ages of metasedimentary rocks of the Central Range ». *MS, National Taiwan University, Taipei*, 1996.
- Ustaszewski, Kamil, Yih-Min Wu, John Suppe, Hsin-Hua Huang, Chien-Hsin Chang, et Sara Carena. « Crust–Mantle Boundaries in the Taiwan–Luzon Arc-Continent Collision System Determined from Local Earthquake Tomography and 1D Models: Implications for the Mode of Subduction Polarity Reversal ». *Tectonophysics* 578 (novembre 2012): 31-49. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.12.029>.
- Vacherat, A., F. Mouthereau, R. Pik, M. Bernet, C. Gautheron, E. Masini, L. Le Pourhiet, B. Tibari, et A. Lahfid. « Thermal Imprint of Rift-Related Processes in Orogens as Recorded in the Pyrenees ». *Earth and Planetary Science Letters* 408 (décembre 2014): 296-306. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.014>.
- Vacherat, Arnaud, Frédéric Mouthereau, Raphaël Pik, Nicolas Bellahsen, Cécile Gautheron, Matthias Bernet, Maxime Daudet, et al. « Rift-to-Collision Transition Recorded by Tectonothermal Evolution of the Northern Pyrenees: COOLING HISTORY OF THE NORTHERN PYRENEES ». *Tectonics* 35, n° 4 (avril 2016): 907-33. <https://doi.org/10.1002/2015TC004016>.
- Valera, Gabriel Theophilus V., Betchaida D. Payot, Shoji Arai, Miyuki Takeuchi, Satoko Ishimaru, et Akihiro Tamura. « Petrologic Nature of the Active Subarc Crust-Mantle Boundary: Mixed Magmatic-Metasomatic Processes Recorded in Xenoliths from Sabtang Island, Luzon Arc ». *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 374 (avril 2019): 80-99. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.02.010>.
- Vidal, O. « A Thermodynamic Model for FE-MG Aluminous Chlorite Using Data from Phase Equilibrium Experiments and Natural Pelitic Assemblages in the 100 to 600 C, 1 to 25 Kb Range ». *American Journal of Science* 301, n° 6 (1 juin 2001): 557-92. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.6.557>.

- Vidal, Ph, C. Dupuy, R. Maury, et M. Richard. « Mantle metasomatism above subduction zones: Trace-element and radiogenic isotope characteristics of peridotite xenoliths from Batan Island (Philippines) ». *Geology* 17, n° 12 (1989): 1115–1118.
- Wang, Chao-Siang. « The Lichi Formation of the Coastal Range and arc-continent collision in eastern Taiwan ». *Bull. Geol. Surv. Taiwan* 25 (1976): 73–86.
- Wang, Kuo-Lung, Sun-Lin Chung, Yi-Ming Lo, Ching-Hua Lo, Huai-Jen Yang, Ryuichi Shinjo, Tung-Yi Lee, Jong-Chang Wu, et Shih-Tsann Huang. « Age and Geochemical Characteristics of Paleogene Basalts Drilled from Western Taiwan: Records of Initial Rifting at the Southeastern Eurasian Continental Margin ». *Lithos* 155 (décembre 2012): 426-41. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.002>.
- Wang, Kuo-Lung, Yi-Ming Lo, Sun-Lin Chung, Ching-Hua Lo, Shu-Kun Hsu, Huai-Jen Yang, et Ryuichi Shinjo. « Age and Geochemical Features of Dredged Basalts from Offshore SW Taiwan: The Coincidence of Intra-Plate Magmatism with the Spreading South China Sea ». *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 23, n° 6 (2012): 657. [https://doi.org/10.3319/TAO.2012.07.06.01\(TT\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2012.07.06.01(TT)).
- WANG, Xiao-chun, Zi-gui YAN, Wei-De ZHOU, Xiang-kan JIA, Zuo-hua LI, Jun WEN, De-zhang XU, et Jian-fei YUAN. « PRELIMINARY STUDY ON GEOLOGICAL FEATURES OF PORPHYRY-TYPE COPPER DEPOSITS IN THE NORTHWESTEN NIMU, MIDDLE SECTION OF GANGDISI BELT, TIBET [J] ». *Geology and Prospecting* 1 (2002).
- Wang, Yuan, et Chao-Nan Yang. « Petrotectonic study on the Yuli belt of the Tananao Schist in the Juisui area, eastern Taiwan ». *國立臺灣大學理學院地質學系研究報告*, n° 23 (1985): 153–180.
- Wei, Gangjian, Xian-Hua Li, Ying Liu, Lei Shao, et Xirong Liang. « Geochemical Record of Chemical Weathering and Monsoon Climate Change since the Early Miocene in the South China Sea: NEOGENE WEATHERING AND MONSOON EVOLUTION IN SCS ». *Paleoceanography* 21, n° 4 (décembre 2006). <https://doi.org/10.1029/2006PA001300>.
- Willett, Sean D., Donald Fisher, Christopher Fuller, Yeh En-Chao, et Lu Chia-Yu. « Erosion Rates and Orogenic-Wedge Kinematics in Taiwan Inferred from Fission-Track Thermochronometry ». *Geology* 31, n° 11 (2003): 945. <https://doi.org/10.1130/G19702.1>.
- Wilson, J. Tuzo. « A new class of faults and their bearing on continental drift ». *Nature* 207, n° 4995 (1965): 343.
- Wintsch, Robert P., Huai-Jen Yang, Xian-Hua Li, et Kuo-An Tung. « Geochronologic Evidence for a Cold Arc–Continent Collision: The Taiwan Orogeny ». *Lithos* 125, n° 1-2 (juillet 2011): 236-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.02.009>.

- WU, Jing, Yuan GAO, Yun-Tai CHEN, et Jin-Li HUANG. « Seismic anisotropy in the crust in northwestern capital area of China ». *Chinese Journal of Geophysics* 50, n° 1 (2007): 210–221.
- Wu, Jonny, John Suppe, Renqi Lu, et Ravi Kanda. « Philippine Sea and East Asian Plate Tectonics since 52 Ma Constrained by New Subducted Slab Reconstruction Methods: PHILIPPINE SEA PLATE TECTONICS-SLABS ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121, n° 6 (juin 2016): 4670-4741. <https://doi.org/10.1002/2016JB012923>.
- Yan, Quanshu, Paterno Castillo, Xuefa Shi, Liaoliang Wang, Lin Liao, et Jiangbo Ren. « Geochemistry and Petrogenesis of Volcanic Rocks from Daimao Seamount (South China Sea) and Their Tectonic Implications ». *Lithos* 218-219 (mars 2015): 117-26. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.12.023>.
- Yan, QuanShu, XueFa Shi, KunShan Wang, WenRui Bu, et Long Xiao. « Major element, trace element, and Sr, Nd and Pb isotope studies of Cenozoic basalts from the South China Sea ». *Science in China Series D: Earth Sciences* 51, n° 4 (2008): 550–566.
- Yang, Shuying, et Nianqiao Fang. « Geochemical Variation of Volcanic Rocks from the South China Sea and Neighboring Land: Implication for Magmatic Process and Mantle Structure ». *Acta Oceanologica Sinica* 34, n° 12 (décembre 2015): 112-24. <https://doi.org/10.1007/s13131-015-0759-8>.
- Yen, T. P. *The metamorphic belts within the Tananao Schist terrain of Taiwan*. Geological Society of China, 1963.
- Yu, Ho-Shing, et Ying-Wei Chou. « Characteristics and development of the flexural forebulge and basal unconformity of Western Taiwan Foreland Basin ». *Tectonophysics* 333, n° 1-2 (2001): 277–291.
- Yu, Mengming, Yi Yan, Chi-Yue Huang, Xinchang Zhang, Zhixian Tian, Wen-Huang Chen, et M. Santosh. « Opening of the South China Sea and Upwelling of the Hainan Plume ». *Geophysical Research Letters* 45, n° 6 (28 mars 2018): 2600-2609. <https://doi.org/10.1002/2017GL076872>.
- Yu, Shui-Beih, Horng-Yue Chen, et Long-Chen Kuo. « Velocity Field of GPS Stations in the Taiwan Area ». *Tectonophysics* 274, n° 1-3 (juin 1997): 41-59. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00297-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00297-1).
- Yui, T. F., C. H. Lo, et C. Wang Lee. « Mineralogy and petrology of metamorphosed manganese-rich rocks at Santzanchi area, Eastern Taiwan. » *Neues Jahrbuch Miner. Abh*, n° 160 (1989): 249–268.
- Yui, T. F., K. Maki, C. Y. Lan, T. Hirata, H. T. Chu, Y. Kon, T. D. Yokoyama, B. M. Jahn, et W. G. Ernst. « Detrital zircons from the Tananao metamorphic complex of Taiwan: Implications for sediment provenance and Mesozoic tectonics ». *Tectonophysics* 541 (2012): 31–42.

- Yui, T. F., K. Okamoto, T. Usuki, C. Y. Lan, H. T. Chu, et J. G. Liou. « Late Triassic–Late Cretaceous Accretion/Subduction in the Taiwan Region along the Eastern Margin of South China – Evidence from Zircon SHRIMP Dating ». *International Geology Review* 51, n° 4 (avril 2009): 304–28. <https://doi.org/10.1080/00206810802636369>.
- Yui, T. F., Y. Wang, T. W. Wu, C. H. Lo, C. Y. Lu, et C. H. Chiao. « Al-Fe-rich metamorphosed rock from the Tananao Metamorphic Complex in the Hoping Area, Taiwan: its metamorphic PT path and origin ». In *Annual Meeting, Geol. Soc. China, Tainan, Taiwan*, 1992.
- Yui, T. F., et T. W. Wu. « The geochemical characteristics of the metamorphosed andesite/dacite from the Tananao Schist Complex in the Tungao area, Taiwan ». In *Proc. Geol. Soc. China*, 34:147–162, 1991.
- Yui, T.-F., L. Heaman, et C.-Y. Lan. « U- Pb and Sr isotopic studies on granitoids from Taiwan and Chinmen-Lieyü and tectonic implications ». *Tectonophysics* 263, n° 1-4 (1996): 61–76.
- Yui, Tzen-Fu, Tsai-Way Wu, Yunshuen Wang, Ching-Hua Lo, et Chia-Yu Lu. « Evidence for submarine weathering from metamorphosed weathering profiles on basaltic rocks, Tananao Metamorphic Complex, Taiwan ». *Chemical Geology* 118, n° 1-4 (1994): 185–202.
- Zellmer, Georg F., Marie Edmonds, et Susanne M. Straub. « Volatiles in subduction zone magmatism ». *Geological Society, London, Special Publications* 410, n° 1 (2015): 1–17.
- Zhang, Guo-Liang, Qing Luo, Jian Zhao, Matthew G. Jackson, Li-Shuang Guo, et Li-Feng Zhong. « Geochemical Nature of Sub-Ridge Mantle and Opening Dynamics of the South China Sea ». *Earth and Planetary Science Letters* 489 (mai 2018): 145–55. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.02.040>.
- Zhang, Xinchang, Yi Yan, Chi-Yue Huang, Duofu Chen, Yehua Shan, Qin Lan, Wenhuan Chen, et Mengming Yu. « Provenance Analysis of the Miocene Accretionary Prism of the Hengchun Peninsula, Southern Taiwan, and Regional Geological Significance ». *Journal of Asian Earth Sciences* 85 (mai 2014): 26–39. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.01.021>.
- Zhao, Dapeng. « Seismic images under 60 hotspots: search for mantle plumes ». *Gondwana Research* 12, n° 4 (2007): 335–355.
- Zhou, Xinmin, Tao Sun, Weizhou Shen, Liangshu Shu, et Yaoling Niu. « Petrogenesis of Mesozoic Granitoids and Volcanic Rocks in South China: A Response to Tectonic Evolution ». *Episodes* 29, n° 1 (1 mars 2006): 26–33. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2006/v29i1/004>.
- Zou, Haibo, Xinmin Zhou, et Guoqing Zhou. « Geochemistry of a Precambrian ophiolite from South China ». *International Geology Review* 37, n° 7 (1995): 623–635.

Matériel supplémentaire 1 : Base de données structurale

1a: Tableau de la base de données des S0

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Plane type	Strike (0-360°)	Dip
4	Sun Mar 22 02:42:30 2015		Backbone	22.16344861	120.75321564	SO	153	51
5	Sun Mar 22 04:48:13 2015		Backbone	22.14315598	120.80764906	SO	235	74
5	Sun Mar 22 04:46:31 2015		Backbone	22.14307090	120.80753239	SO	257	78
6	Sun Mar 22 05:58:20 2015	Fengkang	Backbone	22.24363794	120.81409399	SO	146	81
7	Sun Mar 22 07:25:37 2015	Fengkang	Backbone	22.20785455	120.71827468	SO	351	65
11	Mon Mar 23 03:42:43 2015	Fengshan	Backbone	22.27066048	120.73568640	SO	10	56
12	Mon Mar 23 04:03:41 2015	Fengshan	Backbone	22.27052055	120.73243699	SO	352	69
13	Mon Mar 23 04:58:00 2015	Jiadong	Backbone	22.26447720	120.66507281	SO	153	48
14	Mon Mar 23 06:49:08 2015	Jiadong	Backbone	22.44783112	120.68467313	SO	39	29
15	Mon Mar 23 07:48:40 2015	Jiadong	Backbone	22.44538658	120.67977425	SO	343	50
16	Mon Mar 23 08:22:41 2015	Jiadong	Backbone	22.44597197	120.67404446	SO	8	19
17	Mon Mar 23 09:04:57 2015	Jiadong	Backbone	22.43940831	120.66328419	SO	46	62
18	Mon Mar 23 10:12:25 2015	Jiadong	Backbone	22.43987334	120.65832680	SO	348	36
21	Tue Mar 24 03:03:49 2015	Chaozhou	Backbone	22.52768304	120.64368219	SO	340	65
25	Tue Mar 24 04:49:34 2015	Chaozhou	Backbone	22.52620816	120.68443148	SO	31	65
28	Tue Mar 24 08:41:14 2015	Chaozhou	Backbone	22.53058142	120.69167588	SO	222	83
37	Wed Mar 25 10:00:07 2015	Wutai	Backbone	22.75239842	120.75754297	SO	25	82
41	Fri Mar 27 07:54:44 2015	Wutai	Backbone	22.75227827	120.80164662	SO	227	76
42	Fri Mar 27 08:40:00 2015	Wutai	Backbone	22.74878406	120.80277373	SO	203	88
42	Fri Mar 27 08:25:14 2015	Wutai	Backbone	22.74878406	120.80277373	SO	37	60
47	Sat Mar 28 04:59:57 2015	Sandimen	Backbone	22.80885708	120.69723652	SO	69	38
55	Mon Mar 30 04:42:29 2015	Fengshan	Backbone	22.27219580	120.74499392	SO	169	21
56	Mon Mar 30 05:53:34 2015	Fengshan	Backbone	22.27364662	120.74966926	SO	13	57
57	Mon Mar 30 08:04:32 2015	Fengshan	Backbone	22.27542824	120.77080633	SO	169	52
58	Mon Mar 30 09:11:09 2015	Fengshan	Backbone	22.27825051	120.78575076	SO	8	62
61	Tue Mar 31 03:49:58 2015	Fengkank	Backbone	22.21776217	120.73390667	SO	4	17
61	Tue Mar 31 03:45:33 2015	Fengkank	Backbone	22.21775777	120.73396132	SO	121	12
62	Tue Mar 31 04:11:58 2015	Fengkank	Backbone	22.22254534	120.73566989	SO	92	47
62	Tue Mar 31 04:10:03 2015	Fengkank	Backbone	22.22254195	120.73581968	SO	76	67
63	Tue Mar 31 05:47:39 2015	Fengkank	Backbone	22.21221888	120.76241998	SO	327	15
64	Tue Mar 31 06:19:45 2015	Fengkank	Backbone	22.21532999	120.77163773	SO	338	62
64	Tue Mar 31 06:19:14 2015	Fengkank	Backbone	22.21531008	120.77171040	SO	346	69
65	Tue Mar 31 08:22:53 2015	Fengkank	Backbone	22.22340189	120.77381392	SO	239	20
65	Tue Mar 31 08:15:16 2015	Fengkank	Backbone	22.22341937	120.77384720	SO	352	45
67	Tue Mar 31 10:10:50 2015	Fengkank	Backbone	22.23044763	120.79956866	SO	101	13
68	Wed Apr 1 02:31:48 2015	Dawu	Backbone	22.35930896	120.88086759	SO	26	38
68	Wed Apr 1 02:28:38 2015	Dawu	Backbone	22.35940908	120.88065594	SO	54	22
70	Wed Apr 1 04:59:32 2015	Dawu	Backbone	22.36449685	120.85767117	SO	52	45
70	Wed Apr 1 04:33:26 2015	Dawu	Backbone	22.36452049	120.85760714	SO	63	51
70	Wed Apr 1 03:31:20 2015	Dawu	Backbone	22.36670955	120.87018083	SO	347	70
76	Thu Apr 2 08:25:42 2015	Daren	Backbone	22.29221866	120.82687925	SO	340	41
83	Sat Mar 18 01:17:05 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	SO	28	44
83	Sat Mar 18 01:16:53 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	SO	36	34
83	Sat Mar 18 01:16:45 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	SO	29	39
83	Sat Mar 18 01:16:40 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	SO	17	35
83	Sat Mar 18 01:16:36 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	SO	19	38
83	Sat Mar 18 01:16:33 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	SO	25	36
83	Sat Mar 18 01:16:29 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	SO	12	41
83	Sat Mar 18 01:16:25 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	SO	19	30
83	Sat Mar 18 01:16:19 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	SO	26	40
83	Sat Mar 18 01:16:15 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	SO	29	38
83	Sat Mar 18 01:16:09 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	SO	39	44
83	Sat Mar 18 01:16:05 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	SO	24	38
83	Sat Mar 18 01:15:46 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	SO	56	33
85	Sat Mar 18 03:33:40 2017	Majia	Backbone	22.68541457	120.72836389	SO	20	60
86	Sat Mar 18 04:06:35 2017	Majia	Backbone	22.68262834	120.73040891	SO	45	71
86	Sat Mar 18 04:04:12 2017	Majia	Backbone	22.68253949	120.73037127	SO	40	45
86	Sat Mar 18 04:03:29 2017	Majia	Backbone	22.68253949	120.73037127	SO	53	46
87	Sat Mar 18 04:33:28 2017	Majia	Backbone	22.68208105	120.73079724	SO	41	66
87	Sat Mar 18 04:33:25 2017	Majia	Backbone	22.68208105	120.73079724	SO	49	66
87	Sat Mar 18 04:33:19 2017	Majia	Backbone	22.68208105	120.73079724	SO	57	30
87	Sat Mar 18 04:33:16 2017	Majia	Backbone	22.68208105	120.73079724	SO	61	26
87	Sat Mar 18 04:33:10 2017	Majia	Backbone	22.68208105	120.73079724	SO	70	22
87	Sat Mar 18 04:33:06 2017	Majia	Backbone	22.68208105	120.73079724	SO	57	32
87	Sat Mar 18 04:32:59 2017	Majia	Backbone	22.68208105	120.73079724	SO	51	75
87	Sat Mar 18 04:32:54 2017	Majia	Backbone	22.68208105	120.73079724	SO	50	69

Matériel supplémentaire 1a: suite

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Plane type	Strike (0-360°)	Dip
89	Sat Mar 18 05:07:37 2017	Majia	Backbone	22.68183688	120.73329194	SO	345	20
91	Sun Mar 19 07:16:31 2017	Paolai	Western Foothills	23.10383277	120.70237303	SO	36	61
92	Sun Mar 19 08:49:52 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	217	56
92	Sun Mar 19 08:49:48 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	240	73
92	Sun Mar 19 08:49:44 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	240	73
92	Sun Mar 19 08:49:41 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	202	63
92	Sun Mar 19 08:49:32 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	101	40
92	Sun Mar 19 08:49:28 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	160	36
92	Sun Mar 19 08:49:24 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	119	47
92	Sun Mar 19 08:48:39 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	221	50
92	Sun Mar 19 08:48:28 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	246	80
92	Sun Mar 19 08:48:20 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	221	56
92	Sun Mar 19 08:48:12 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	214	58
92	Sun Mar 19 08:48:09 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	212	47
92	Sun Mar 19 08:48:05 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	207	38
92	Sun Mar 19 08:47:59 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	114	29
92	Sun Mar 19 08:47:56 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	132	35
92	Sun Mar 19 08:47:50 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	114	46
92	Sun Mar 19 08:47:48 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	127	41
92	Sun Mar 19 08:47:42 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	116	43
92	Sun Mar 19 08:47:36 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	156	43
92	Sun Mar 19 08:47:30 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	206	57
92	Sun Mar 19 08:47:17 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	220	67
92	Sun Mar 19 08:47:07 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	60	79
92	Sun Mar 19 08:47:00 2017	Paolai	Western Foothills/Backbone	23.09573907	120.71132977	SO	268	62
94	Mon Mar 20 02:53:28 2017	Paolai	Backbone	23.10959763	120.76388874	SO//S1	137	45
94	Mon Mar 20 02:53:26 2017	Paolai	Backbone	23.10960572	120.76388019	SO//S1	129	49
94	Mon Mar 20 02:53:13 2017	Paolai	Backbone	23.10957936	120.76386544	SO//S1	152	48
94	Mon Mar 20 02:53:02 2017	Paolai	Backbone	23.10959214	120.76386058	SO//S1	122	44
94	Mon Mar 20 02:52:51 2017	Paolai	Backbone	23.10959214	120.76386058	SO//S1	144	56
94	Mon Mar 20 02:52:48 2017	Paolai	Backbone	23.10959214	120.76386058	SO//S1	132	45
94	Mon Mar 20 02:52:45 2017	Paolai	Backbone	23.10959214	120.76386058	SO//S1	146	47
94	Mon Mar 20 02:52:39 2017	Paolai	Backbone	23.10960681	120.76388438	SO//S1	129	46
96	Mon Mar 20 06:15:17 2017	Paolai	Backbone	23.12075222	120.78893144	SO//S1	0	22
100	Wed Mar 22 05:23:07 2017	Taimali	Backbone	21.95784019	120.78508079	SO	328	60
100	Wed Mar 22 05:22:54 2017	Taimali	Backbone	21.95784019	120.78508079	SO	330	58
100	Wed Mar 22 05:22:41 2017	Taimali	Backbone	21.95784019	120.78508079	SO	327	70
101	Wed Mar 22 07:20:04 2017	Taimali	Backbone	22.59237528	120.93988256	SO	122	42
101	Wed Mar 22 07:19:43 2017	Taimali	Backbone	22.59236966	120.93988046	SO	121	38
101	Wed Mar 22 07:19:35 2017	Taimali	Backbone	22.59236966	120.93988046	SO	126	34
101	Wed Mar 22 07:19:23 2017	Taimali	Backbone	22.59236966	120.93988046	SO	134	40
101	Wed Mar 22 07:19:13 2017	Taimali	Backbone	22.59236966	120.93988046	SO	131	37
112	Fri Mar 24 08:40:50 2017	Luyeh	Backbone	22.87021865	121.05258294	SO	40	70
112	Fri Mar 24 08:40:50 2017	Luyeh	Backbone	22.87021865	121.05258294	SO	230	80
112	Fri Mar 24 08:40:50 2017	Luyeh	Backbone	22.87021865	121.05258294	SO	235	65
112	Fri Mar 24 08:40:50 2017	Luyeh	Backbone	22.87021865	121.05258294	SO	32	66
113	Sat Mar 25 06:18:37 2017	Wutai	Backbone	22.74401279	120.79335147	SO	220	74
113	Sat Mar 25 06:17:38 2017	Wutai	Backbone	22.74401279	120.79335147	SO	213	71
114	Sun Mar 26 00:53:32 2017	Wutai	Backbone	22.75150630	120.80328436	SO//S1	40	74
128	Sun Apr 2 04:39:58 2017	Taimali	Backbone	22.58960208	120.92715262	SO//S1	231	32
129	Sun Apr 2 06:08:13 2017	Taimali	Backbone	22.58545832	120.92135478	SO	142	59
129	Sun Apr 2 06:00:22 2017	Taimali	Backbone	22.58545665	120.92146458	SO	148	52
133	Mon Apr 3 04:27:46 2017	Jinlun	Backbone	22.51546490	120.89521028	SO//S1	328	32
135	Mon Apr 3 07:02:44 2017	Jinlun	Backbone	22.51268316	120.86400714	SO	129	26
136	Mon Apr 3 08:25:36 2017	Jinlun	Backbone	22.52271642	120.85257766	SO	16	33
137	Tue Apr 4 05:42:23 2017	Longxi	Backbone	22.44957275	120.88017558	SO//S1	336	64
137	Tue Apr 4 05:32:50 2017	Longxi	Backbone	22.52250202	120.85261647	SO//S1	343	69
137	Tue Apr 4 05:32:04 2017	Longxi	Backbone	22.52250202	120.85261647	SO//S1	335	65
138	Tue Apr 4 06:59:59 2017	Longxi	Backbone	22.44030052	120.85889703	SO//S1	141	38
138	Tue Apr 4 06:58:41 2017	Longxi	Backbone	22.44033908	120.85888571	SO//S1	143	60
138	Tue Apr 4 06:58:19 2017	Longxi	Backbone	22.44032471	120.85887817	SO//S1	139	56
139	Tue Apr 4 08:18:21 2017	Longxi	Backbone	22.45818612	120.89665406	SO	216	21
139	Tue Apr 4 08:10:50 2017	Longxi	Backbone	22.45824471	120.89673403	SO	188	39
140	Tue Apr 4 08:31:46 2017	Longxi	Backbone	22.46721452	120.91629865	SO//S1	43	28

Matériel supplémentaire 1a: suite

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Plane type	Strike (0-360°)	Dip
141	Tue Apr 4 09:09:53 2017	Jinlun	Backbone	22.53306212	120.95001544	S0	150	19
142	Tue Apr 4 09:45:51 2017	Jinlun	Backbone	22.51849647	120.91815398	S0	69	50
204	Wed Feb 28 02:56:42 2018	Taimali	Backbone	22.56807832	120.84260705	S0//S1	182	89
204	Wed Feb 28 02:48:28 2018	Taimali	Backbone	22.56928343	120.84479271	S0//S1	5	72
204	Wed Feb 28 02:47:59 2018	Taimali	Backbone	22.56915703	120.84469766	S0//S1	23	79
204	Wed Feb 28 02:47:46 2018	Taimali	Backbone	22.56918318	120.84466137	S0//S1	188	86
204	Wed Feb 28 02:47:34 2018	Taimali	Backbone	22.56911281	120.84460999	S0//S1	352	82
204	Wed Feb 28 02:47:20 2018	Taimali	Backbone	22.56932194	120.84498868	S0//S1	360	80
205	Wed Feb 28 03:33:11 2018	Taimali	Backbone	22.57172386	120.83749602	S0	4	33
207	Wed Feb 28 04:57:42 2018	Taimali	Backbone	22.58089345	120.81948272	S0//S1	357	73
207	Wed Feb 28 04:56:50 2018	Taimali	Backbone	22.58090196	120.81944844	S0//S1	7	73
208	Wed Feb 28 06:35:13 2018	Taimali	Backbone	22.58963884	120.80482218	S0//S1	32	63
208	Wed Feb 28 06:25:41 2018	Taimali	Backbone	22.58982961	120.80476158	S0//S1	357	56
208	Wed Feb 28 06:24:56 2018	Taimali	Backbone	22.58980769	120.80474197	S0//S1	3	57
208	Wed Feb 28 06:24:33 2018	Taimali	Backbone	22.58976084	120.80472814	S0//S1	24	65
208	Wed Feb 28 06:24:25 2018	Taimali	Backbone	22.58977513	120.80467919	S0//S1	346	55
208	Wed Feb 28 06:24:05 2018	Taimali	Backbone	22.58973951	120.80473694	S0//S1	5	84
208	Wed Feb 28 06:23:52 2018	Taimali	Backbone	22.58973951	120.80473694	S0//S1	9	84
208	Wed Feb 28 06:23:41 2018	Taimali	Backbone	22.58980074	120.80468263	S0//S1	27	83
208	Wed Feb 28 06:17:51 2018	Taimali	Backbone	22.58965782	120.80469679	S0//S1	78	59
208	Wed Feb 28 06:17:40 2018	Taimali	Backbone	22.58965782	120.80469679	S0//S1	63	67
208	Wed Feb 28 06:17:07 2018	Taimali	Backbone	22.58964806	120.80471087	S0//S1	38	44
208	Wed Feb 28 06:16:49 2018	Taimali	Backbone	22.58965929	120.80471464	S0//S1	28	70
208	Wed Feb 28 06:16:39 2018	Taimali	Backbone	22.58966269	120.80470727	S0//S1	34	70
208	Wed Feb 28 06:16:30 2018	Taimali	Backbone	22.58966189	120.80470685	S0//S1	219	74
208	Wed Feb 28 06:16:06 2018	Taimali	Backbone	22.58967371	120.80467894	S0//S1	41	49
208	Wed Feb 28 06:15:57 2018	Taimali	Backbone	22.58967371	120.80467894	S0//S1	16	45
208	Wed Feb 28 06:12:38 2018	Taimali	Backbone	22.58966407	120.80467802	S0//S1	24	61
211	Thu Mar 1 02:16:22 2018	Taimali	Backbone	22.57974010	120.86190227	S0	189	30
211	Thu Mar 1 02:15:53 2018	Taimali	Backbone	22.57971186	120.86195500	S0	209	27
211	Thu Mar 1 02:15:44 2018	Taimali	Backbone	22.57973792	120.86196254	S0	179	25
213	Thu Mar 1 02:44:05 2018	Taimali	Backbone	22.57892601	120.86542586	S0	165	59
213	Thu Mar 1 02:35:39 2018	Taimali	Backbone	22.57892107	120.86551638	S0	169	55
213	Thu Mar 1 02:35:30 2018	Taimali	Backbone	22.57894215	120.86552041	S0	175	61
214	Thu Mar 1 03:40:52 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S0	333	60
214	Thu Mar 1 03:40:49 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S0	338	50
214	Thu Mar 1 03:40:34 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S0	320	51
214	Thu Mar 1 03:40:22 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S0	322	52
216	Thu Mar 1 05:00:59 2018	Taimali	Backbone	22.57366851	120.88314436	S0//S1	99	41
216	Thu Mar 1 05:00:47 2018	Taimali	Backbone	22.57369109	120.88316238	S0//S1	83	37
216	Thu Mar 1 05:00:31 2018	Taimali	Backbone	22.57369399	120.88316322	S0//S1	142	40
216	Thu Mar 1 05:00:05 2018	Taimali	Backbone	22.57367617	120.88314747	S0//S1	125	55
216	Thu Mar 1 05:00:01 2018	Taimali	Backbone	22.57367617	120.88314747	S0//S1	119	44
216	Thu Mar 1 04:59:50 2018	Taimali	Backbone	22.57366809	120.88313590	S0//S1	134	40
216	Thu Mar 1 04:59:36 2018	Taimali	Backbone	22.57366809	120.88313590	S0//S1	119	48
219	Thu Mar 1 06:48:05 2018	Taimali	Backbone	22.57924411	120.89169315	S0	207	34
219	Thu Mar 1 06:47:53 2018	Taimali	Backbone	22.57924746	120.89172685	S0	186	18
219	Thu Mar 1 06:47:14 2018	Taimali	Backbone	22.57925299	120.89172634	S0	189	24
219	Thu Mar 1 06:47:03 2018	Taimali	Backbone	22.57924566	120.89170824	S0	184	29
219	Thu Mar 1 06:46:53 2018	Taimali	Backbone	22.57923480	120.89169022	S0	183	34
219	Thu Mar 1 06:46:14 2018	Taimali	Backbone	22.57923778	120.89169567	S0	171	24
221	Thu Mar 1 08:28:57 2018	Taimali	Backbone	22.58136741	120.91067028	S0	170	11
221	Thu Mar 1 08:26:31 2018	Taimali	Backbone	22.58139733	120.91054673	S0	244	13
221	Thu Mar 1 08:26:24 2018	Taimali	Backbone	22.58140630	120.91054916	S0	238	5
222	Thu Mar 1 08:47:12 2018	Taimali	Backbone	22.58352604	120.91212597	S0	120	65
223	Thu Mar 1 09:27:24 2018	Taimali	Backbone	22.58646340	120.91489107	S0	186	40
223	Thu Mar 1 09:20:59 2018	Taimali	Backbone	22.58650329	120.91504882	S0	156	47
223	Thu Mar 1 09:16:01 2018	Taimali	Backbone	22.58643838	120.91523314	S0	141	53
223	Thu Mar 1 09:15:57 2018	Taimali	Backbone	22.58644068	120.91523037	S0	135	61
225	Fri Mar 2 05:01:43 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.70468017	121.01430011	S0	124	6
226	Fri Mar 2 05:48:18 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71092649	120.99599278	S0	20	26
226	Fri Mar 2 05:48:00 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71090008	120.99593586	S0	31	24
227	Fri Mar 2 07:27:02 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71036599	120.99236853	S0	48	26
227	Fri Mar 2 07:24:12 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71040299	120.99231580	S0	279	25
227	Fri Mar 2 07:24:07 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71036607	120.99240951	S0	278	31

Matériel supplémentaire 1a: suite et fin

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Plane type	Strike (0-360°)	Dip
228	Fri Mar 2 09:00:42 2018	Zhiben	Backbone	22.69242394	120.99678646	SO	39	31
228	Fri Mar 2 09:00:32 2018	Zhiben	Backbone	22.69242155	120.99677833	SO	140	20
228	Fri Mar 2 09:00:26 2018	Zhiben	Backbone	22.69242155	120.99677833	SO	60	22
228	Fri Mar 2 09:00:19 2018	Zhiben	Backbone	22.69241987	120.99677531	SO	24	12
228	Fri Mar 2 09:00:14 2018	Zhiben	Backbone	22.69242214	120.99677539	SO	63	15
229	Mon Mar 5 03:38:14 2018	Zhiben	Backbone	22.68079137	120.98686748	SO	298	35
230	Mon Mar 5 03:50:45 2018	Zhiben	Backbone	22.68214772	120.98456179	SO	99	5
231	Mon Mar 5 04:51:31 2018	Zhiben	Backbone	22.67761881	120.97619061	SO	313	31
231	Mon Mar 5 04:51:27 2018	Zhiben	Backbone	22.67762975	120.97618517	SO	302	11
231	Mon Mar 5 04:51:18 2018	Zhiben	Backbone	22.67758625	120.97621366	SO	327	24
231	Mon Mar 5 04:51:13 2018	Zhiben	Backbone	22.67758763	120.97621417	SO	335	28
231	Mon Mar 5 04:51:01 2018	Zhiben	Backbone	22.67759803	120.97624778	SO	4	15
231	Mon Mar 5 04:50:48 2018	Zhiben	Backbone	22.67763277	120.97630058	SO	311	16
231	Mon Mar 5 04:50:40 2018	Zhiben	Backbone	22.67764128	120.97630687	SO	47	9
231	Mon Mar 5 04:50:34 2018	Zhiben	Backbone	22.67764128	120.97630687	SO	111	33
231	Mon Mar 5 04:43:31 2018	Zhiben	Backbone	22.67771680	120.97611970	SO	19	21
231	Mon Mar 5 04:43:12 2018	Zhiben	Backbone	22.67772107	120.97610520	SO	337	16
231	Mon Mar 5 04:30:38 2018	Zhiben	Backbone	22.67839217	120.97657962	SO	35	79
231	Mon Mar 5 04:30:33 2018	Zhiben	Backbone	22.67839552	120.97653695	SO	43	55
231	Mon Mar 5 04:30:29 2018	Zhiben	Backbone	22.67840944	120.97655933	SO	38	27
235	Tue Mar 6 02:06:59 2018	Zhiben	Backbone	22.65527627	120.92221468	SO	162	20
235	Tue Mar 6 02:06:48 2018	Zhiben	Backbone	22.65528645	120.92226882	SO	219	16
236	Tue Mar 6 02:25:28 2018	Zhiben	Backbone	22.65665211	120.92204486	SO	236	14
236	Tue Mar 6 02:25:19 2018	Zhiben	Backbone	22.65666293	120.92206959	SO	224	17
239	Tue Mar 6 04:28:38 2018	Zhiben	Backbone	22.65319563	120.92262036	SO	213	6
239	Tue Mar 6 04:28:24 2018	Zhiben	Backbone	22.65319659	120.92260393	SO	96	21
239	Tue Mar 6 04:28:18 2018	Zhiben	Backbone	22.65320137	120.92259714	SO	152	21
239	Tue Mar 6 04:28:14 2018	Zhiben	Backbone	22.65320137	120.92259714	SO	155	49
239	Tue Mar 6 04:26:55 2018	Zhiben	Backbone	22.65325032	120.92257828	SO	228	24
239	Tue Mar 6 04:26:43 2018	Zhiben	Backbone	22.65338019	120.92245390	SO	174	21
241	Tue Mar 6 06:29:00 2018	Zhiben	Backbone	22.65285855	120.92095873	SO	199	13
241	Tue Mar 6 06:28:37 2018	Zhiben	Backbone	22.65277305	120.92096267	SO	179	31
242	Tue Mar 6 07:08:34 2018	Zhiben	Backbone	22.65272595	120.92025658	SO	182	27
243	Tue Mar 6 07:25:11 2018	Zhiben	Backbone	22.65286538	120.91966457	SO	351	19
244	Wed Mar 7 02:36:43 2018	Zhiben	Backbone	22.65717229	120.92387253	SO	346	20
244	Wed Mar 7 02:36:26 2018	Zhiben	Backbone	22.65717414	120.92389391	SO	10	5
245	Wed Mar 7 03:24:29 2018	Zhiben	Backbone	22.65647278	120.92802317	SO	131	21
245	Wed Mar 7 03:24:04 2018	Zhiben	Backbone	22.65657512	120.92795611	SO	111	9
246	Wed Mar 7 04:27:09 2018	Zhiben	Backbone	22.65821123	120.93449635	SO	245	21
247	Wed Mar 7 04:56:07 2018	Zhiben	Backbone	22.65958113	120.93947654	SO	193	36
	Sun Mar 29 2015	Jiadong	Backbone	22.44322	120.69185	SO	10	66
	Sun Mar 29 2015	Jiadong	Backbone	22.44322	120.69185	SO	17	74
	Sun Mar 29 2015	Jiadong	Backbone	22.43156	120.70676	SO	10	67

Matériel supplémentaire 1b: Base de données des S1

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Plane type	Strike (0-360°)	Dip
2	Sat Mar 21 10:56:50 2015		Backbone	22.62521911	120.64863463	S1	35	38
2	Sat Mar 21 10:50:11 2015		Backbone	22.62631096	120.64817129	S1	53	85
12	Mon Mar 23 04:04:40 2015	Fengshan	Backbone	22.27052055	120.73243699	S1	311	47
14	Mon Mar 23 06:47:33 2015	Jiadong	Backbone	22.44657425	120.68506256	S1	34	84
16	Mon Mar 23 08:26:00 2015	Jiadong	Backbone	22.44592302	120.67399928	S1	329	28
17	Mon Mar 23 09:46:42 2015	Jiadong	Backbone	22.43902065	120.66346541	S1	12	52
18	Mon Mar 23 10:14:56 2015	Jiadong	Backbone	22.43988403	120.65830526	S1	358	62
21	Tue Mar 24 03:16:59 2015	Chaozhou	Backbone	22.52771879	120.64361455	S1	337	55
22	Tue Mar 24 03:55:07 2015	Chaozhou	Backbone	22.52847278	120.66311999	S1	41	49
22	Tue Mar 24 03:53:57 2015	Chaozhou	Backbone	22.52849021	120.66311161	S1	45	30
24	Tue Mar 24 04:22:26 2015	Chaozhou	Backbone	22.52874134	120.67086319	S1	9	16
25	Tue Mar 24 04:50:13 2015	Chaozhou	Backbone	22.52621516	120.68441246	S1	53	44
26	Tue Mar 24 07:12:49 2015	Chaozhou	Backbone	22.53033109	120.69810119	S1	19	46
28	Tue Mar 24 08:40:23 2015	Chaozhou	Backbone	22.53056038	120.69166062	S1	47	42
30	Wed Mar 25 04:08:32 2015	Wutai	Backbone	22.74612998	120.76733119	S1	20	45
32	Wed Mar 25 05:41:16 2015	Wutai	Backbone	22.74186019	120.77013401	S1	55	35
37	Wed Mar 25 09:58:48 2015	Wutai	Backbone	22.75245630	120.75753467	S1	42	56
40	Fri Mar 27 07:10:21 2015	Wutai	Backbone	22.75087120	120.80334890	S1	223	88
41	Fri Mar 27 07:54:15 2015	Wutai	Backbone	22.75224449	120.80149105	S1	212	87
42	Fri Mar 27 08:12:27 2015	Wutai	Backbone	22.74878406	120.80277373	S1	39	69
44	Fri Mar 27 09:04:29 2015	Wutai	Backbone	22.74609412	120.80305615	S1	197	70
45	Fri Mar 27 10:07:05 2015	Wutai	Backbone	22.74609412	120.80305615	S1	26	61
45	Fri Mar 27 09:39:44 2015	Wutai	Backbone	22.74609412	120.80305615	S1	50	72
46	Fri Mar 27 10:19:26 2015	Wutai	Backbone	22.74609412	120.80305615	S1	41	68
47	Sat Mar 28 06:19:14 2015	Sandimen	Backbone	22.80885708	120.69723652	S1	84	40
47	Sat Mar 28 06:06:55 2015	Sandimen	Backbone	22.80885708	120.69723652	S1	90	40
47	Sat Mar 28 05:24:13 2015	Sandimen	Backbone	22.80885708	120.69723652	S1	70	27
47	Sat Mar 28 05:03:57 2015	Sandimen	Backbone	22.80885708	120.69723652	S1	65	45
48	Sat Mar 28 07:15:45 2015	Sandimen	Backbone	22.80885293	120.69744179	S1	101	26
48	Sat Mar 28 07:13:57 2015	Sandimen	Backbone	22.80885708	120.69723652	S1	75	41
50	Sat Mar 28 08:04:25 2015	Sandimen	Backbone	22.80885293	120.69744179	S1	61	35
51	Sat Mar 28 08:21:09 2015	Sandimen	Backbone	22.80885293	120.69744179	S1	99	30
52	Sat Mar 28 08:32:13 2015	Sandimen	Backbone	22.80885293	120.69744179	S1	70	36
53	Sat Mar 28 09:00:17 2015	Sandimen	Backbone	22.80885293	120.69744179	S1	92	30
55	Mon Mar 30 04:46:33 2015	Fengshan	Backbone	22.27218624	120.74499501	S1	5	82
55	Mon Mar 30 04:45:11 2015	Fengshan	Backbone	22.27219798	120.74498780	S1	206	37
55	Mon Mar 30 04:12:10 2015	Fengshan	Backbone	22.27261120	120.74454683	S1	184	70
55	Mon Mar 30 04:11:06 2015	Fengshan	Backbone	22.27259851	120.74457399	S1	1	81
56	Mon Mar 30 05:54:56 2015	Fengshan	Backbone	22.27364289	120.74962090	S1	16	59
57	Mon Mar 30 08:14:19 2015	Fengshan	Backbone	22.27540141	120.77075478	S1	21	60
58	Mon Mar 30 09:09:50 2015	Fengshan	Backbone	22.27825051	120.78575076	S1	16	72
58	Mon Mar 30 09:09:17 2015	Fengshan	Backbone	22.27538511	120.77073843	S1	16	74
59	Mon Mar 30 09:31:35 2015	Fengshan	Backbone	22.27825051	120.78575076	S1	357	67
60	Mon Mar 30 10:09:07 2015	Fengshan	Backbone	22.27825051	120.78575076	S1	25	67
63	Tue Mar 31 05:51:22 2015	Fengkank	Backbone	22.21216335	120.76255107	S1	16	58
64	Tue Mar 31 06:27:58 2015	Fengkank	Backbone	22.21532542	120.77171417	S1	207	87
64	Tue Mar 31 06:23:30 2015	Fengkank	Backbone	22.21534089	120.77166245	S1	44	82
65	Tue Mar 31 08:19:53 2015	Fengkank	Backbone	22.22344703	120.77372122	S1	23	71
67	Tue Mar 31 10:13:51 2015	Fengkank	Backbone	22.23047802	120.79960872	S1	7	75
69	Wed Apr 1 02:46:32 2015	Dawu	Backbone	22.36559534	120.87316185	S1	158	65
70	Wed Apr 1 05:04:31 2015	Dawu	Backbone	22.36451856	120.85766573	S1	344	77
70	Wed Apr 1 05:03:27 2015	Dawu	Backbone	22.36451856	120.85766573	S1	332	80
70	Wed Apr 1 04:59:15 2015	Dawu	Backbone	22.36447791	120.85764913	S1	25	66
70	Wed Apr 1 04:58:40 2015	Dawu	Backbone	22.36444292	120.85762532	S1	23	75
70	Wed Apr 1 03:35:28 2015	Dawu	Backbone	22.36670955	120.87018083	S1	356	74
70	Wed Apr 1 03:33:45 2015	Dawu	Backbone	22.36670955	120.87018083	S1	352	56
70	Wed Apr 1 03:25:34 2015	Dawu	Backbone	22.36561299	120.87313897	S1	350	57
73	Thu Apr 2 04:27:36 2015	Daren	Backbone	22.30003713	120.80338620	S1	7	64
74	Thu Apr 2 05:42:43 2015	Daren	Backbone	22.30007187	120.80541864	S1	10	53
75	Thu Apr 2 07:12:12 2015	Daren	Backbone	22.30008583	120.80540791	S1	41	78
76	Thu Apr 2 08:28:21 2015	Daren	Backbone	22.29235595	120.82680180	S1	342	56
77	Thu Apr 2 09:36:33 2015		Backbone	22.24644554	120.89407998	S1	6	65
77	Thu Apr 2 09:33:27 2015		Backbone	22.24643540	120.89407663	S1	18	56
80	Fri Apr 3 09:36:26 2015	Wutai	Backbone	22.24641361	120.89405031	S1	58	34

Matériel supplémentaire 1b: suite

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Plane type	Strike (0-360°)	Dip
83	Sat Mar 18 02:35:42 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	S1	44	53
83	Sat Mar 18 02:35:27 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	S1	35	53
83	Sat Mar 18 02:35:12 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	S1	46	55
83	Sat Mar 18 02:35:05 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	S1	34	46
83	Sat Mar 18 02:34:58 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	S1	25	52
83	Sat Mar 18 02:34:53 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	S1	37	44
83	Sat Mar 18 01:18:09 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	S1	52	20
83	Sat Mar 18 01:17:59 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	S1	63	25
83	Sat Mar 18 01:17:54 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	S1	59	21
83	Sat Mar 18 01:17:51 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	S1	64	30
83	Sat Mar 18 01:17:45 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	S1	50	34
83	Sat Mar 18 01:17:36 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	S1	61	35
83	Sat Mar 18 01:17:29 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	S1	35	32
83	Sat Mar 18 01:17:21 2017	Majia	Backbone	22.69120902	120.72087977	S1	21	39
86	Sat Mar 18 04:04:12 2017	Majia	Backbone	22.68253949	120.73037127	S1	66	28
86	Sat Mar 18 04:04:12 2017	Majia	Backbone	22.68253949	120.73037127	S1	60	30
87	Sat Mar 18 04:33:50 2017	Majia	Backbone	22.68208105	120.73079724	S1	56	34
89	Sat Mar 18 05:07:37 2017	Majia	Backbone	22.68183688	120.73329194	S1	260	26
89	Sat Mar 18 05:06:23 2017	Majia	Backbone	22.68186190	120.73338213	S1	92	11
90	Sat Mar 18 07:40:03 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	S1	49	29
90	Sat Mar 18 07:40:03 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	S1	57	25
90	Sat Mar 18 07:39:54 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	S1	47	30
90	Sat Mar 18 07:39:48 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	S1	53	38
90	Sat Mar 18 07:34:50 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	S1	55	37
90	Sat Mar 18 07:34:40 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	S1	55	33
90	Sat Mar 18 07:34:26 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	S1	49	32
90	Sat Mar 18 07:34:15 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	S1	51	22
90	Sat Mar 18 07:13:37 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	S1	51	27
90	Sat Mar 18 07:13:28 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	S1	55	25
90	Sat Mar 18 07:13:05 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	S1	50	29
100	Wed Mar 22 06:05:26 2017	Taimali	Backbone	22.59423141	120.96948098	S1	12	40
100	Wed Mar 22 06:05:26 2017	Taimali	Backbone	22.59423141	120.96948098	S1	12	40
100	Wed Mar 22 05:29:56 2017	Taimali	Backbone	21.95784019	120.78508079	S1	12	39
100	Wed Mar 22 05:20:16 2017	Taimali	Backbone	21.95784019	120.78508079	S1	40	21
100	Wed Mar 22 05:20:11 2017	Taimali	Backbone	21.95784019	120.78508079	S1	42	21
100	Wed Mar 22 05:20:05 2017	Taimali	Backbone	21.95784019	120.78508079	S1	46	23
100	Wed Mar 22 05:19:58 2017	Taimali	Backbone	21.95784019	120.78508079	S1	57	19
100	Wed Mar 22 05:19:53 2017	Taimali	Backbone	21.95784019	120.78508079	S1	61	20
100	Wed Mar 22 05:19:47 2017	Taimali	Backbone	21.95784019	120.78508079	S1	53	21
100	Wed Mar 22 05:19:35 2017	Taimali	Backbone	21.95784019	120.78508079	S1	92	35
101	Wed Mar 22 07:20:04 2017	Taimali	Backbone	22.59237528	120.93988256	S1	150	30
101	Wed Mar 22 07:18:47 2017	Taimali	Backbone	22.59236966	120.93988046	S1	130	18
101	Wed Mar 22 07:18:40 2017	Taimali	Backbone	22.59236966	120.93988046	S1	134	19
101	Wed Mar 22 07:18:37 2017	Taimali	Backbone	22.59236966	120.93988046	S1	130	22
101	Wed Mar 22 07:18:29 2017	Taimali	Backbone	22.59236484	120.93987401	S1	111	23
101	Wed Mar 22 07:18:26 2017	Taimali	Backbone	22.59236484	120.93987401	S1	125	21
101	Wed Mar 22 07:18:20 2017	Taimali	Backbone	22.59236484	120.93987401	S1	111	22
101	Wed Mar 22 07:18:14 2017	Taimali	Backbone	22.59236484	120.93987401	S1	123	21
101	Wed Mar 22 07:18:09 2017	Taimali	Backbone	22.59223723	120.93995506	S1	127	25
104	Thu Mar 23 02:37:18 2017	Lichi	Lichi Melange	22.78902688	121.15629542	S1?	160	80
105	Thu Mar 23 03:08:17 2017	Lichi	Lichi Melange	22.79498922	121.14514682	S1?	20	36
110	Fri Mar 24 03:33:57 2017	Yanping	Backbone	22.89417211	121.08776866	S1	35	56
110	Fri Mar 24 03:33:57 2017	Yanping	Backbone	22.89417211	121.08776866	S1	60	46
110	Fri Mar 24 03:33:52 2017	Yanping	Backbone	22.89416897	121.08780680	S1	36	45
110	Fri Mar 24 03:33:47 2017	Yanping	Backbone	22.89416897	121.08780680	S1	32	45
110	Fri Mar 24 03:33:43 2017	Yanping	Backbone	22.89416897	121.08780680	S1	36	56
110	Fri Mar 24 03:33:34 2017	Yanping	Backbone	22.89415451	121.08780487	S1	34	48
110	Fri Mar 24 03:33:28 2017	Yanping	Backbone	22.89413880	121.08779197	S1	34	50
110	Fri Mar 24 03:33:19 2017	Yanping	Backbone	22.89412245	121.08779096	S1	37	41
110	Fri Mar 24 03:33:07 2017	Yanping	Backbone	22.88494615	121.10070479	S1	33	45

Matériel supplémentaire 1b: suite

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Plane type	Strike (0-360°)	Dip
111	Fri Mar 24 06:05:14 2017	Yanping	Backbone	22.87021865	121.05258294	S1	341	30
111	Fri Mar 24 06:05:14 2017	Yanping	Backbone	22.87021865	121.05258294	S1	0	30
111	Fri Mar 24 06:05:14 2017	Yanping	Backbone	22.87021865	121.05258294	S1	341	30
111	Fri Mar 24 05:32:41 2017	Yanping	Backbone	22.87021865	121.05258294	S1	22	37
111	Fri Mar 24 05:32:37 2017	Yanping	Backbone	22.87021865	121.05258294	S1	10	38
111	Fri Mar 24 05:31:44 2017	Yanping	Backbone	22.87021865	121.05258294	S1	3	39
111	Fri Mar 24 05:31:40 2017	Yanping	Backbone	22.87021865	121.05258294	S1	4	33
111	Fri Mar 24 05:24:20 2017	Yanping	Backbone	22.87021865	121.05258294	S1	352	22
112	Fri Mar 24 08:59:54 2017	Luyeh	Backbone	22.96744378	121.09803834	S1	94	28
112	Fri Mar 24 08:59:49 2017	Luyeh	Backbone	22.96744378	121.09803834	S1	94	40
112	Fri Mar 24 08:59:44 2017	Luyeh	Backbone	22.96744378	121.09803834	S1	68	19
112	Fri Mar 24 08:59:37 2017	Luyeh	Backbone	22.96744378	121.09803834	S1	55	12
112	Fri Mar 24 08:59:29 2017	Luyeh	Backbone	22.96744378	121.09803834	S1	37	6
112	Fri Mar 24 08:59:24 2017	Luyeh	Backbone	22.96744378	121.09803834	S1	80	18
112	Fri Mar 24 08:59:20 2017	Luyeh	Backbone	22.96744378	121.09803834	S1	102	35
113	Sat Mar 25 07:29:24 2017	Wutai	Backbone	22.74388681	120.79344794	S1	55	46
113	Sat Mar 25 07:28:13 2017	Wutai	Backbone	22.74388681	120.79344794	S1	40	44
113	Sat Mar 25 07:25:31 2017	Wutai	Backbone	22.74373045	120.79349329	S1	69	69
113	Sat Mar 25 06:22:19 2017	Wutai	Backbone	22.74394226	120.79325767	S1	13	40
115	Sun Mar 26 01:37:07 2017	Wutai	Backbone	22.75339562	120.80389841	S1	33	32
116	Thu Mar 30 05:14:00 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.76638221	121.02496457	S1	48	52
116	Thu Mar 30 05:06:49 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.76638221	121.02496457	S1	349	22
116	Thu Mar 30 05:06:43 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.76638221	121.02496457	S1	8	35
116	Thu Mar 30 05:06:30 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.76638221	121.02496457	S1	352	25
116	Thu Mar 30 05:06:23 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.76638221	121.02496457	S1	28	38
116	Thu Mar 30 05:06:16 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.76638221	121.02496457	S1	21	30
117	Thu Mar 30 07:45:12 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.75878506	121.01816869	S1	43	21
117	Thu Mar 30 07:27:45 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.75872416	121.01814061	S1	34	28
117	Thu Mar 30 07:27:20 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.75868045	121.01813626	S1	35	34
117	Thu Mar 30 07:27:13 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.75869164	121.01814237	S1	32	30
117	Thu Mar 30 07:27:04 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.75870786	121.01816031	S1	4	27
118	Fri Mar 31 01:46:51 2017	Zhiben	Backbone	22.67818841	120.97559131	S1	92	16
118	Fri Mar 31 01:38:07 2017	Zhiben	Backbone	22.67817441	120.97561251	S1	87	24
118	Fri Mar 31 01:35:36 2017	Zhiben	Backbone	22.67819063	120.97560405	S1	105	5
120	Fri Mar 31 03:53:06 2017	Zhiben	Backbone	22.67025682	120.95227269	S1	138	5
120	Fri Mar 31 03:45:21 2017	Zhiben	Backbone	22.66811416	120.95223639	S1	168	15
121	Fri Mar 31 04:31:25 2017	Zhiben	Backbone	22.66296951	120.94455890	S1	311	7
121	Fri Mar 31 04:31:16 2017	Zhiben	Backbone	22.66294780	120.94460073	S1	264	5
121	Fri Mar 31 04:31:11 2017	Zhiben	Backbone	22.66294780	120.94460073	S1	198	5
121	Fri Mar 31 04:31:08 2017	Zhiben	Backbone	22.66294780	120.94460073	S1	257	1
122	Fri Mar 31 05:24:13 2017	Zhiben	Backbone	22.65736826	120.93133176	S1	266	12
122	Fri Mar 31 05:24:06 2017	Zhiben	Backbone	22.65735820	120.93133017	S1	224	8
122	Fri Mar 31 05:24:01 2017	Zhiben	Backbone	22.65735820	120.93133017	S1	303	13
122	Fri Mar 31 05:23:53 2017	Zhiben	Backbone	22.65735623	120.93132053	S1	291	10
123	Fri Mar 31 07:17:51 2017	Zhiben	Tailuko	22.65390574	120.91384417	S1	151	47
123	Fri Mar 31 06:55:44 2017	Zhiben	Tailuko	22.65386727	120.91384769	S1	164	48
123	Fri Mar 31 06:55:27 2017	Zhiben	Tailuko	22.65388470	120.91386152	S1	171	45
123	Fri Mar 31 06:55:19 2017	Zhiben	Tailuko	22.65387967	120.91388147	S1	184	43
123	Fri Mar 31 06:55:04 2017	Zhiben	Tailuko	22.65386882	120.91387753	S1	208	32
124	Fri Mar 31 09:17:54 2017	Zhiben	Tailuko	22.65245839	120.88852605	S1	203	66
124	Fri Mar 31 09:11:22 2017	Zhiben	Tailuko	22.65245839	120.88852605	S1	196	47
125	Fri Mar 31 09:51:12 2017	Zhiben	Tailuko	22.65152038	120.89148754	S1	176	43
126	Fri Mar 31 10:30:53 2017	Zhiben	Tailuko	22.65238141	120.90779286	S1	166	31
127	Sun Apr 2 02:43:06 2017	Zhiben	Backbone	22.68819506	120.99216543	S1	9	18
130	Sun Apr 2 07:30:38 2017	Taimali	Backbone	22.57669068	120.88976263	S1	157	56
130	Sun Apr 2 07:30:33 2017	Taimali	Backbone	22.57669420	120.88975484	S1	155	50
130	Sun Apr 2 07:30:28 2017	Taimali	Backbone	22.57669420	120.88975484	S1	165	51
130	Sun Apr 2 07:30:25 2017	Taimali	Backbone	22.57669420	120.88975484	S1	157	54
134	Mon Apr 3 05:35:11 2017	Jinlun	Backbone	22.51763448	120.87911141	S1	168	43
134	Mon Apr 3 05:32:28 2017	Jinlun	Backbone	22.51756239	120.87907922	S1	127	31
134	Mon Apr 3 05:27:19 2017	Jinlun	Backbone	22.51770685	120.87908819	S1	130	30
134	Mon Apr 3 05:27:19 2017	Jinlun	Backbone	22.51770685	120.87908819	S1	156	29
134	Mon Apr 3 05:27:12 2017	Jinlun	Backbone	22.51768921	120.87907436	S1	137	18
134	Mon Apr 3 05:26:53 2017	Jinlun	Backbone	22.51770124	120.87905802	S1	134	35
134	Mon Apr 3 05:26:49 2017	Jinlun	Backbone	22.51769675	120.87905944	S1	124	33
134	Mon Apr 3 05:26:42 2017	Jinlun	Backbone	22.51769529	120.87906204	S1	133	43
134	Mon Apr 3 05:26:39 2017	Jinlun	Backbone	22.51769529	120.87906204	S1	138	33
134	Mon Apr 3 05:26:36 2017	Jinlun	Backbone	22.51768665	120.87905995	S1	129	14

Matériel supplémentaire 1b: suite

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Plane type	Strike (0-360°)	Dip
135	Mon Apr 3 07:16:44 2017	Jinlun	Backbone	22.51272595	120.86398300	S1	59	28
135	Mon Apr 3 07:08:59 2017	Jinlun	Backbone	22.51269720	120.86398166	S1	47	44
135	Mon Apr 3 06:58:46 2017	Jinlun	Backbone	22.51272226	120.86400856	S1	65	30
135	Mon Apr 3 06:58:46 2017	Jinlun	Backbone	22.51272226	120.86400856	S1	65	30
135	Mon Apr 3 06:48:20 2017	Jinlun	Backbone	22.51270202	120.86398191	S1	45	49
135	Mon Apr 3 06:48:11 2017	Jinlun	Backbone	22.51268982	120.86396925	S1	36	48
135	Mon Apr 3 06:48:07 2017	Jinlun	Backbone	22.51269485	120.86397177	S1	37	47
135	Mon Apr 3 06:48:02 2017	Jinlun	Backbone	22.51272113	120.86399641	S1	45	44
135	Mon Apr 3 06:47:58 2017	Jinlun	Backbone	22.51272113	120.86399641	S1	47	42
136	Mon Apr 3 08:26:34 2017	Jinlun	Backbone	22.52269907	120.85258009	S1	18	57
141	Tue Apr 4 09:19:58 2017	Jinlun	Backbone	22.53294926	120.95024519	S1	285	40
141	Tue Apr 4 09:11:31 2017	Jinlun	Backbone	22.53302558	120.95011409	S1	296	56
141	Tue Apr 4 09:10:49 2017	Jinlun	Backbone	22.53303773	120.95008945	S1	298	51
142	Tue Apr 4 09:47:13 2017	Jinlun	Backbone	22.51848612	120.91815926	S1	69	38
142	Tue Apr 4 09:46:09 2017	Jinlun	Backbone	22.51849270	120.91815876	S1	56	26
143	Thu Apr 6 04:36:50 2017	Luyeh	Yuli	22.96715611	121.08371752	S1	33	23
143	Thu Apr 6 04:31:18 2017	Luyeh	Yuli	22.96718901	121.08370001	S1	44	24
143	Thu Apr 6 04:30:13 2017	Luyeh	Yuli	22.96704945	121.08363119	S1	2	19
144	Thu Apr 6 06:06:15 2017	Luyeh	Yuli	22.97442905	121.07748382	S1	225	28
144	Thu Apr 6 05:52:35 2017	Luyeh	Yuli	22.97434418	121.07737251	S1	222	29
144	Thu Apr 6 05:38:34 2017	Luyeh	Yuli	22.97409402	121.07749505	S1	246	23
145	Sat Apr 8 03:47:39 2017	Luyeh	Yuli	23.96930396	121.48205766	S1	272	41
145	Sat Apr 8 03:41:45 2017	Luyeh	Yuli	23.96928820	121.48205289	S1	269	31
145	Sat Apr 8 03:27:50 2017	Luyeh	Yuli	23.96923648	121.48229504	S1	306	18
148	Sat Oct 14 08:46:08 2017	Ocean	Backbone	24.57206019	121.86914653	S1	100	41
176	Wed Oct 25 07:32:14 2017	Dawu	Backbone	22.40785342	120.75644645	S1	56	33
177	Wed Oct 25 08:09:12 2017	Dawu	Backbone	22.40897714	120.76392202	S1	28	53
177	Wed Oct 25 08:04:47 2017	Dawu	Backbone	22.40898020	120.76420625	S1	23	43
177	Wed Oct 25 08:03:33 2017	Dawu	Backbone	22.40904960	120.76392839	S1	20	47
177	Wed Oct 25 08:02:05 2017	Dawu	Backbone	22.40904017	120.76396812	S1	17	48
177	Wed Oct 25 08:01:59 2017	Dawu	Backbone	22.40904017	120.76396812	S1	11	48
178	Wed Oct 25 09:50:47 2017	Dawu	Backbone	22.40082105	120.77832766	S1	29	57
179	Wed Oct 25 10:17:40 2017	Dawu	Backbone	22.39807648	120.78177078	S1	37	40
179	Wed Oct 25 10:16:56 2017	Dawu	Backbone	22.39807648	120.78177078	S1	37	41
181	Thu Oct 26 05:24:20 2017	Dawu	Backbone	22.38506215	120.79599369	S1	27	55
181	Thu Oct 26 05:22:16 2017	Dawu	Backbone	22.38504258	120.79602085	S1	37	49
181	Thu Oct 26 05:21:42 2017	Dawu	Backbone	22.38504987	120.79600995	S1	40	47
182	Thu Oct 26 05:38:42 2017	Dawu	Backbone	22.38466355	120.79740278	S1	359	19
183	Thu Oct 26 05:44:49 2017	Dawu	Backbone	22.38454352	120.79784391	S1	14	35
184	Thu Oct 26 06:08:54 2017	Dawu	Backbone	22.37951475	120.80623521	S1	356	21
185	Thu Oct 26 06:53:52 2017	Dawu	Backbone	22.37899164	120.81199173	S1	58	67
185	Thu Oct 26 06:53:32 2017	Dawu	Backbone	22.37898879	120.81198620	S1	41	72
185	Thu Oct 26 06:44:12 2017	Dawu	Backbone	22.37897056	120.81203389	S1	17	26
185	Thu Oct 26 06:43:59 2017	Dawu	Backbone	22.37906355	120.81204051	S1	9	46
186	Thu Oct 26 08:28:17 2017	Dawu	Backbone	22.37445066	120.83141436	S1	112	36
186	Thu Oct 26 08:27:54 2017	Dawu	Backbone	22.37449533	120.83146440	S1	130	48
187	Thu Oct 26 08:36:28 2017	Dawu	Backbone	22.37459722	120.83403454	S1	351	39
187	Thu Oct 26 08:36:16 2017	Dawu	Backbone	22.37459722	120.83403454	S1	355	29
196	Sat Oct 28 08:07:15 2017	Zhuoxi	Yuli	23.26827385	121.19689451	S1	352	55
196	Sat Oct 28 08:06:58 2017	Zhuoxi	Yuli	23.26826873	121.19692912	S1	1	65
196	Sat Oct 28 08:06:50 2017	Zhuoxi	Yuli	23.26828043	121.19693474	S1	323	60
196	Sat Oct 28 08:06:43 2017	Zhuoxi	Yuli	23.26830599	121.19693206	S1	358	72
201	Sun Oct 29 07:05:09 2017	Zhuoxi	Yuli	23.27212663	121.20925128	S1	183	43
201	Sun Oct 29 07:05:09 2017	Zhuoxi	Yuli	23.27212663	121.20925128	S1	183	43
201	Sun Oct 29 07:04:39 2017	Zhuoxi	Yuli	23.27212663	121.20925128	S1	206	42
203	Sun Oct 29 08:11:01 2017	Zhuoxi	Yuli	23.27606847	121.22360361	S1	209	40
203	Sun Oct 29 08:11:01 2017	Zhuoxi	Yuli	23.27606847	121.22360361	S1	209	40
203	Sun Oct 29 08:11:01 2017	Zhuoxi	Yuli	23.27606847	121.22360361	S1	227	27
203	Sun Oct 29 08:11:01 2017	Zhuoxi	Yuli	23.27606847	121.22360361	S1	227	27
205	Wed Feb 28 03:33:30 2018	Taimali	Backbone	22.57172189	120.83749233	S1	348	50
206	Wed Feb 28 04:14:00 2018	Taimali	Backbone	22.57558142	120.82927454	S1	1	56
206	Wed Feb 28 04:13:25 2018	Taimali	Backbone	22.57568565	120.82927161	S1	29	43

Matériel supplémentaire 1b: suite

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Plane type	Strike (0-360°)	Dip
209	Wed Feb 28 06:51:30 2018	Taimali	Backbone	22.59055121	120.80521764	S1	272	54
209	Wed Feb 28 06:51:22 2018	Taimali	Backbone	22.59055121	120.80521764	S1	319	38
209	Wed Feb 28 06:51:18 2018	Taimali	Backbone	22.59055121	120.80521764	S1	252	89
209	Wed Feb 28 06:51:12 2018	Taimali	Backbone	22.59055121	120.80521764	S1	237	79
209	Wed Feb 28 06:50:56 2018	Taimali	Backbone	22.59055322	120.80520616	S1	237	73
209	Wed Feb 28 06:50:44 2018	Taimali	Backbone	22.59055083	120.80520281	S1	77	45
209	Wed Feb 28 06:50:36 2018	Taimali	Backbone	22.59055083	120.80520281	S1	242	67
210	Thu Mar 1 01:49:10 2018	Taimali	Backbone	22.57754329	120.85919551	S1	217	57
210	Thu Mar 1 01:49:01 2018	Taimali	Backbone	22.57757242	120.85920322	S1	184	80
210	Thu Mar 1 01:48:38 2018	Taimali	Backbone	22.57757975	120.85916550	S1	179	81
210	Thu Mar 1 01:48:18 2018	Taimali	Backbone	22.57751538	120.85918444	S1	194	65
210	Thu Mar 1 01:46:57 2018	Taimali	Backbone	22.57751873	120.85916148	S1	249	50
210	Thu Mar 1 01:45:57 2018	Taimali	Backbone	22.57754216	120.85915008	S1	211	53
212	Thu Mar 1 02:22:49 2018	Taimali	Backbone	22.58009579	120.86288011	S1	171	32
212	Thu Mar 1 02:22:37 2018	Taimali	Backbone	22.58008615	120.86287583	S1	178	68
212	Thu Mar 1 02:22:31 2018	Taimali	Backbone	22.58007337	120.86284842	S1	183	79
213	Thu Mar 1 03:09:03 2018	Taimali	Backbone	22.57851023	120.86559299	S1	76	19
213	Thu Mar 1 03:08:33 2018	Taimali	Backbone	22.57851023	120.86559299	S1	80	21
213	Thu Mar 1 03:08:20 2018	Taimali	Backbone	22.57855021	120.86560079	S1	98	27
213	Thu Mar 1 03:08:10 2018	Taimali	Backbone	22.57854170	120.86559442	S1	101	29
213	Thu Mar 1 03:07:58 2018	Taimali	Backbone	22.57856609	120.86558805	S1	107	23
214	Thu Mar 1 03:39:18 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S1	156	43
214	Thu Mar 1 03:39:04 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S1	166	50
214	Thu Mar 1 03:38:56 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S1	162	50
214	Thu Mar 1 03:38:52 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S1	163	55
214	Thu Mar 1 03:38:39 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S1	165	48
214	Thu Mar 1 03:34:11 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S1	157	79
214	Thu Mar 1 03:33:59 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S1	345	77
214	Thu Mar 1 03:33:54 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S1	155	69
214	Thu Mar 1 03:33:35 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S1	158	74
214	Thu Mar 1 03:33:31 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S1	156	84
214	Thu Mar 1 03:33:28 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S1	325	86
214	Thu Mar 1 03:33:19 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S1	165	59
214	Thu Mar 1 03:33:14 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	S1	145	74
215	Thu Mar 1 04:39:13 2018	Taimali	Backbone	22.57525013	120.87763469	S1	105	13
215	Thu Mar 1 04:38:59 2018	Taimali	Backbone	22.57528340	120.87765313	S1	148	36
215	Thu Mar 1 04:37:45 2018	Taimali	Backbone	22.57532016	120.87765338	S1	155	40
215	Thu Mar 1 04:37:39 2018	Taimali	Backbone	22.57531798	120.87764718	S1	169	62
215	Thu Mar 1 04:37:35 2018	Taimali	Backbone	22.57533604	120.87764357	S1	107	37
215	Thu Mar 1 04:37:30 2018	Taimali	Backbone	22.57534824	120.87763812	S1	138	58
215	Thu Mar 1 04:37:27 2018	Taimali	Backbone	22.57534824	120.87763812	S1	144	56
215	Thu Mar 1 04:16:41 2018	Taimali	Backbone	22.57533198	120.87750502	S1	168	80
215	Thu Mar 1 04:16:10 2018	Taimali	Backbone	22.57535163	120.87750653	S1	175	74
215	Thu Mar 1 04:16:07 2018	Taimali	Backbone	22.57535163	120.87750653	S1	174	84
215	Thu Mar 1 04:15:58 2018	Taimali	Backbone	22.57535163	120.87750653	S1	172	65
217	Thu Mar 1 05:23:06 2018	Taimali	Backbone	22.57382701	120.88714672	S1	189	88
217	Thu Mar 1 05:22:59 2018	Taimali	Backbone	22.57382852	120.88714530	S1	222	6
217	Thu Mar 1 05:22:44 2018	Taimali	Backbone	22.57383053	120.88715703	S1	162	59
217	Thu Mar 1 05:22:38 2018	Taimali	Backbone	22.57383686	120.88717153	S1	165	48
217	Thu Mar 1 05:22:34 2018	Taimali	Backbone	22.57383686	120.88717153	S1	181	25
217	Thu Mar 1 05:22:23 2018	Taimali	Backbone	22.57384880	120.88714681	S1	185	79
217	Thu Mar 1 05:22:17 2018	Taimali	Backbone	22.57385295	120.88715184	S1	179	71
217	Thu Mar 1 05:22:05 2018	Taimali	Backbone	22.57386934	120.88716449	S1	168	46
217	Thu Mar 1 05:21:44 2018	Taimali	Backbone	22.57388878	120.88720825	S1	42	7
217	Thu Mar 1 05:21:40 2018	Taimali	Backbone	22.57388878	120.88720825	S1	106	8
217	Thu Mar 1 05:21:26 2018	Taimali	Backbone	22.57391699	120.88718771	S1	162	32
217	Thu Mar 1 05:21:21 2018	Taimali	Backbone	22.57391699	120.88718771	S1	197	40

Matériel supplémentaire 1b: suite

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Plane type	Strike (0-360°)	Dip
218	Thu Mar 1 05:47:14 2018	Taimali	Backbone	22.57511778	120.88886317	S1	142	38
218	Thu Mar 1 05:46:19 2018	Taimali	Backbone	22.57511778	120.88886317	S1	135	43
218	Thu Mar 1 05:45:57 2018	Taimali	Backbone	22.57511845	120.88885915	S1	124	50
218	Thu Mar 1 05:45:52 2018	Taimali	Backbone	22.57511702	120.88885345	S1	134	46
218	Thu Mar 1 05:45:47 2018	Taimali	Backbone	22.57511702	120.88885345	S1	122	34
218	Thu Mar 1 05:45:35 2018	Taimali	Backbone	22.57509284	120.88885671	S1	140	54
218	Thu Mar 1 05:45:26 2018	Taimali	Backbone	22.57507117	120.88883559	S1	121	35
218	Thu Mar 1 05:45:05 2018	Taimali	Backbone	22.57503677	120.88883257	S1	132	53
218	Thu Mar 1 05:44:57 2018	Taimali	Backbone	22.57503652	120.88882344	S1	130	54
218	Thu Mar 1 05:44:51 2018	Taimali	Backbone	22.57504984	120.88881640	S1	124	43
218	Thu Mar 1 05:44:42 2018	Taimali	Backbone	22.57507017	120.88878463	S1	106	54
218	Thu Mar 1 05:44:34 2018	Taimali	Backbone	22.57508383	120.88876502	S1	136	63
219	Thu Mar 1 07:09:11 2018	Taimali	Backbone	22.57932650	120.89263519	S1	163	46
219	Thu Mar 1 07:08:55 2018	Taimali	Backbone	22.57930173	120.89266520	S1	159	47
219	Thu Mar 1 07:08:50 2018	Taimali	Backbone	22.57932009	120.89266000	S1	162	38
219	Thu Mar 1 07:08:38 2018	Taimali	Backbone	22.57934167	120.89263385	S1	174	49
219	Thu Mar 1 07:08:33 2018	Taimali	Backbone	22.57934167	120.89263385	S1	170	74
219	Thu Mar 1 06:48:37 2018	Taimali	Backbone	22.57925018	120.89170204	S1	211	33
219	Thu Mar 1 06:48:25 2018	Taimali	Backbone	22.57924628	120.89169349	S1	226	33
221	Thu Mar 1 08:24:30 2018	Taimali	Backbone	22.58139779	120.91062712	S1	327	7
221	Thu Mar 1 08:24:11 2018	Taimali	Backbone	22.58143660	120.91068981	S1	11	19
221	Thu Mar 1 08:24:04 2018	Taimali	Backbone	22.58144226	120.91069082	S1	347	10
221	Thu Mar 1 08:23:50 2018	Taimali	Backbone	22.58146355	120.91070239	S1	6	6
221	Thu Mar 1 08:23:42 2018	Taimali	Backbone	22.58146062	120.91070834	S1	343	7
222	Thu Mar 1 08:49:23 2018	Taimali	Backbone	22.58358648	120.91217148	S1	106	23
222	Thu Mar 1 08:47:35 2018	Taimali	Backbone	22.58353166	120.91214483	S1	110	30
222	Thu Mar 1 08:47:27 2018	Taimali	Backbone	22.58353166	120.91214483	S1	112	25
223	Thu Mar 1 09:28:06 2018	Taimali	Backbone	22.58643796	120.91491781	S1	306	19
223	Thu Mar 1 09:27:58 2018	Taimali	Backbone	22.58644454	120.91492427	S1	328	18
223	Thu Mar 1 09:27:54 2018	Taimali	Backbone	22.58642036	120.91492737	S1	321	21
223	Thu Mar 1 09:27:44 2018	Taimali	Backbone	22.58641026	120.91491362	S1	326	24
223	Thu Mar 1 09:22:06 2018	Taimali	Backbone	22.58645631	120.91501529	S1	298	32
223	Thu Mar 1 09:19:05 2018	Taimali	Backbone	22.58654529	120.91520514	S1	187	26
223	Thu Mar 1 09:16:30 2018	Taimali	Backbone	22.58648611	120.91521570	S1	209	25
223	Thu Mar 1 09:16:21 2018	Taimali	Backbone	22.58646851	120.91521260	S1	185	22
225	Fri Mar 2 05:00:29 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.70467719	121.01431847	S1	319	8
226	Fri Mar 2 06:26:56 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71064263	120.99592228	S1	138	18
226	Fri Mar 2 06:25:53 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71065651	120.99591851	S1	113	21
226	Fri Mar 2 06:25:37 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71070240	120.99590175	S1	105	23
226	Fri Mar 2 06:03:04 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71073697	120.99601633	S1	331	28
226	Fri Mar 2 06:02:30 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71073697	120.99601633	S1	306	20
226	Fri Mar 2 06:01:52 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71073697	120.99601633	S1	265	31
226	Fri Mar 2 05:59:52 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71078177	120.99598305	S1	98	55
226	Fri Mar 2 05:59:46 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71078177	120.99598305	S1	76	45
226	Fri Mar 2 05:59:16 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71091718	120.99603871	S1	276	14
227	Fri Mar 2 07:32:01 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71039667	120.99244916	S1	87	12
228	Fri Mar 2 09:02:35 2018	Zhiben	Backbone	22.69241271	120.99680532	S1	11	40
228	Fri Mar 2 09:02:30 2018	Zhiben	Backbone	22.69241585	120.99679819	S1	47	26
228	Fri Mar 2 09:02:24 2018	Zhiben	Backbone	22.69242059	120.99679786	S1	88	21
230	Mon Mar 5 03:50:09 2018	Zhiben	Backbone	22.68214114	120.98444897	S1	23	17
231	Mon Mar 5 04:44:48 2018	Zhiben	Backbone	22.67772644	120.97616966	S1	118	56
231	Mon Mar 5 04:28:46 2018	Zhiben	Backbone	22.67841568	120.97653444	S1	117	29
232	Mon Mar 5 05:22:53 2018	Zhiben	Backbone	22.67612533	120.97199916	S1	130	11

Matériel supplémentaire 1b: suite et fin

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Plane type	Strike (0-360°)	Dip
234	Mon Mar 5 06:27:31 2018	Zhiben	Backbone	22.67235691	120.96023382	S1	250	20
234	Mon Mar 5 06:27:21 2018	Zhiben	Backbone	22.67234689	120.96026944	S1	335	11
234	Mon Mar 5 06:27:08 2018	Zhiben	Backbone	22.67234689	120.96026944	S1	276	13
235	Tue Mar 6 02:07:46 2018	Zhiben	Backbone	22.65523511	120.92219791	S1	162	26
238	Tue Mar 6 03:20:17 2018	Zhiben	Backbone	22.65760991	120.92147883	S1	147	27
238	Tue Mar 6 03:19:59 2018	Zhiben	Backbone	22.65753515	120.92148503	S1	154	17
238	Tue Mar 6 03:19:00 2018	Zhiben	Backbone	22.65749307	120.92137624	S1	144	23
239	Tue Mar 6 04:28:51 2018	Zhiben	Backbone	22.65319269	120.92262539	S1	246	26
239	Tue Mar 6 04:27:46 2018	Zhiben	Backbone	22.65320137	120.92259714	S1	144	49
239	Tue Mar 6 04:27:42 2018	Zhiben	Backbone	22.65320137	120.92259714	S1	146	50
239	Tue Mar 6 04:27:30 2018	Zhiben	Backbone	22.65321725	120.92258608	S1	256	19
242	Tue Mar 6 07:07:51 2018	Zhiben	Backbone	22.65269003	120.92022842	S1	358	15
242	Tue Mar 6 07:07:41 2018	Zhiben	Backbone	22.65264686	120.92019112	S1	5	12
242	Tue Mar 6 07:07:37 2018	Zhiben	Backbone	22.65264686	120.92019112	S1	9	10
243	Tue Mar 6 07:26:05 2018	Zhiben	Backbone	22.65287384	120.91963397	S1	175	23
243	Tue Mar 6 07:25:59 2018	Zhiben	Backbone	22.65286659	120.91963473	S1	156	21
243	Tue Mar 6 07:25:49 2018	Zhiben	Backbone	22.65286827	120.91964311	S1	150	19
243	Tue Mar 6 07:25:36 2018	Zhiben	Backbone	22.65286664	120.91964328	S1	168	14
243	Tue Mar 6 07:25:27 2018	Zhiben	Backbone	22.65284832	120.91965149	S1	189	21
244	Wed Mar 7 03:02:18 2018	Zhiben	Backbone	22.65702938	120.92483997	S1	199	31
244	Wed Mar 7 02:37:11 2018	Zhiben	Backbone	22.65718164	120.92387849	S1	332	17
246	Wed Mar 7 04:28:08 2018	Zhiben	Backbone	22.65793433	120.93436349	S1	158	18
246	Wed Mar 7 04:27:52 2018	Zhiben	Backbone	22.65793433	120.93436349	S1	123	16
246	Wed Mar 7 04:27:40 2018	Zhiben	Backbone	22.65800227	120.93440029	S1	150	19
246	Wed Mar 7 04:27:29 2018	Zhiben	Backbone	22.65821123	120.93449635	S1	191	19
247	Wed Mar 7 05:05:00 2018	Zhiben	Backbone	22.65961453	120.93955357	S1	318	9
247	Wed Mar 7 04:55:11 2018	Zhiben	Backbone	22.65962735	120.93941300	S1	131	24
250	Fri Mar 9 05:06:00 2018	Zhuoxi	Yuli	23.27272166	121.19509483	S1	277	42
251	Fri Mar 9 06:08:47 2018	Zhuoxi	Yuli	23.26940746	121.20522595	S1	351	38
	Sat Mar 28 08:57:15 2015	Sandimen	Backbone	22.83127	120.69896	S1	20	29
	Sun Mar 29 2015	Jiadong	Backbone	22.44322	120.69185	S1	359	56
	Sun Mar 29 2015	Jiadong	Backbone	22.44322	120.69185	S1	20	71
	Sun Mar 29 2015	Jiadong	Backbone	22.43952	120.69286	S1	12	69
	Sun Mar 29 2015	Jiadong	Backbone	22.43952	120.69286	S1	5	56
	Sun Mar 29 2015	Jiadong	Backbone	22.43786	120.69483	S1	18	76
	Sun Mar 29 2015	Jiadong	Backbone	22.43156	120.70676	S1	355	49
	Sun Mar 29 2015	Jiadong	Backbone	22.43196	120.70454	S1	2	51

Matériel supplémentaire 1c: Base de données des failles

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Plane type	Strike (0-360°)	Dip	Kinematic	Line type	Strike	Dip	Sens
25	Tue Mar 24 04:50:13 2015	Chaozhou	Miocene	22.52621516	120.68441246	Fault	57	30		Pitch	46		N
25	Tue Mar 24 04:50:13 2015	Chaozhou	Miocene	22.52621516	120.68441246	Fault	65	32		Pitch	40		N
25	Tue Mar 24 04:50:13 2015	Chaozhou	Miocene	22.52621516	120.68441246	Fault	50	38		Pitch	46		N
25	Tue Mar 24 04:50:13 2015	Chaozhou	Miocene	22.52621516	120.68441246	Fault	52	30		Pitch	40		N
28	Tue Mar 24 09:23:48 2015	Chaozhou	Miocene	22.53068313	120.69170237	Fault	19	41		Slickenside	25	3	
53	Sat Mar 28 08:57:15 2015	Sandimen	Miocene	22.80885293	120.69744179	Fault	42	55		Pitch	83		E
55	Mon Mar 30 04:12:10 2015	Fengshan	Miocene	22.27261120	120.74454683	Fault	145	40		Pitch	48		N
58	Mon Mar 30 09:09:50 2015	Fengshan	Miocene	22.27825051	120.78575076	Fault	181	85		Pitch	47		N
58	Mon Mar 30 09:09:50 2015	Fengshan	Miocene	22.27825051	120.78575076	Fault	2	60		Pitch	43		N
59	Mon Mar 30 09:31:35 2015	Fengshan	Miocene	22.27825051	120.78575076	Fault	69	13		Pitch	29		E
59	Mon Mar 30 09:31:35 2015	Fengshan	Miocene	22.27825051	120.78575076	Fault	63	15		Pitch	209		SW
66	Tue Mar 31 09:18:50 2015	Fengkank	Miocene	22.22020574	120.77627661	Fault	23	30		Pitch	12		S
70	Wed Apr 1 05:03:27 2015	Dawu	Miocene	22.36451856	120.85766573	Fault	0	42		Pitch	49		N
74	Thu Apr 2 05:30:40 2015	Daren	Miocene	22.29989862	120.80528772	Fault	25	35		Pitch	231		S
83	Sat Mar 18 01:33:05 2017	Majia	Miocene	22.69120902	120.72087977	Fault	125	55	N	Pitch	60		W
83	Sat Mar 18 01:33:05 2017	Majia	Miocene	22.69120902	120.72087977	Fault	135	40	N	Strie	100		
83	Sat Mar 18 01:33:05 2017	Majia	Miocene	22.69120902	120.72087977	Fault	120	45	N	Pitch	50		W
83	Sat Mar 18 01:33:05 2017	Majia	Miocene	22.69120902	120.72087977	Fault	150	45	N	Pitch	84		N
83	Sat Mar 18 01:33:05 2017	Majia	Miocene	22.69120902	120.72087977	Fault	148	48	N	Pitch	79		N
83	Sat Mar 18 01:33:05 2017	Majia	Miocene	22.69120902	120.72087977	Fault	155	45	N	Pitch	58		S
83	Sat Mar 18 01:33:05 2017	Majia	Miocene	22.69120902	120.72087977	Fault	125	55	N	Pitch	50		W
83	Sat Mar 18 01:33:05 2017	Majia	Miocene	22.69120902	120.72087977	Fault	170	75	N	Pitch	75		W
83	Sat Mar 18 01:33:05 2017	Majia	Miocene	22.69120902	120.72087977	Fault	170	90	N	Pitch	65		N
83	Sat Mar 18 01:33:05 2017	Majia	Miocene	22.69120902	120.72087977	Fault	160	30	N	Pitch	75		N
83	Sat Mar 18 01:33:05 2017	Majia	Miocene	22.69120902	120.72087977	Fault	130	35	N	Strie	90		
83	Sat Mar 18 01:33:05 2017	Majia	Miocene	22.69120902	120.72087977	Fault	115	28	N	Strie	90		
83	Sat Mar 18 01:33:05 2017	Majia	Miocene	22.69120902	120.72087977	Fault	30	57	N	Pitch	65		N
86	Sat Mar 18 04:04:12 2017	Majia	Miocene	22.68253949	120.73037127	Fault	135	34	N	Strie 1	20		
86	Sat Mar 18 04:04:12 2017	Majia	Miocene	22.68253949	120.73037127	Fault	135	34	S	Strie 2	147		
92	Sun Mar 19 08:35:55 2017	Paolai	Western Foothills/Miocene	23.09570785	120.71135676	Fault	75	30	D	Pitch	12		E
92	Sun Mar 19 08:35:55 2017	Paolai	Western Foothills/Miocene	23.09570785	120.71135676	Fault	10	33	S	Strie	170		
93	Mon Mar 20 00:40:38 2017	Paolai	Miocene	23.08697483	120.73706271	Fault	47	65	I	Pitch	85		N
93	Mon Mar 20 00:40:38 2017	Paolai	Miocene	23.08697483	120.73706271	Fault	135	20	D	Strie	140		
94	Mon Mar 20 03:07:42 2017	Paolai	Miocene	23.10942224	120.76371666	Fault	140	40	N	Strie	60		
94	Mon Mar 20 03:07:42 2017	Paolai	Miocene	23.10942224	120.76371666	Fault	160	45	N	Strie	70		
94	Mon Mar 20 03:07:42 2017	Paolai	Miocene	23.10942224	120.76371666	Fault	135	45	N	Strie	55		
94	Mon Mar 20 03:07:42 2017	Paolai	Miocene	23.10942224	120.76371666	Fault	140	44	N	Strie	55		
94	Mon Mar 20 03:07:42 2017	Paolai	Miocene	23.10942224	120.76371666	Fault	150	40	N	Strie	60		
94	Mon Mar 20 03:07:42 2017	Paolai	Miocene	23.10942224	120.76371666	Fault	135	38	N	Strie	40		
94	Mon Mar 20 03:07:42 2017	Paolai	Miocene	23.10942224	120.76371666	Fault	155	42	N	Pitch	65		N
96	Mon Mar 20 06:15:17 2017	Paolai	Miocene	23.12075222	120.78893144	Fault	110	48	I	Pitch	85		W
96	Mon Mar 20 06:15:17 2017	Paolai	Miocene	23.12075222	120.78893144	Fault	80	65	I	Pitch	72		W
96	Mon Mar 20 06:15:17 2017	Paolai	Miocene	23.12075222	120.78893144	Fault	70	61	I	Pitch	60		W
96	Mon Mar 20 06:15:17 2017	Paolai	Miocene	23.12075222	120.78893144	Fault	90	30	S	Strie	70		
108	Thu Mar 23 06:34:05 2017	Lichi	Lichi Melange	22.90967604	121.15029498	Fault	204	37		Slickenside	356	26	
108	Thu Mar 23 06:31:42 2017	Lichi	Lichi Melange	22.90963916	121.15024947	Fault	279	72		Slickenside	307	64	
111	Fri Mar 24 05:19:02 2017	Yanping	Eocene	22.87021865	121.05258294	Fault	57	19		Slickenside	198	11	
111	Fri Mar 24 05:16:45 2017	Yanping	Eocene	22.87021865	121.05258294	Fault	31	23		Slickenside	170	18	
113	Sat Mar 25 07:49:40 2017	Wutai	Eocene	22.74442011	120.79348063	Fault	332	55		Slickenside	341	13	
133	Mon Apr 3 04:14:24 2017	Jinlun	Miocene	22.51535498	120.89512847	Fault	28	47	D	Slickenside	207	3	
133	Mon Apr 3 04:13:11 2017	Jinlun	Miocene	22.51527996	120.89500576	Fault	96	84		Slickenside	174	87	
133	Mon Apr 3 04:12:40 2017	Jinlun	Miocene	22.51521584	120.89512453	Fault	106	88		Slickenside	271	79	
133	Mon Apr 3 04:08:40 2017	Jinlun	Miocene	22.51538046	120.89505438	Fault	105	72	I	Slickenside	216	70	
137	Tue Apr 4 05:34:29 2017	Longxi	Miocene	22.44949748	120.88019402	Fault	338	69		Slickenside	6	49	
206	Wed Feb 28 04:15:49 2018	Taimali	Eocene	22.57549333	120.82927932	Fault	337	29	S	Slickenside	340	4	
206	Wed Feb 28 04:14:58 2018	Taimali	Eocene	22.57560322	120.82926465	Fault	334	36	S	Slickenside	346	8	
210	Thu Mar 1 01:50:50 2018	Taimali	Miocene	22.57743563	120.85912569	Fault	208	45	N	Slickenside	235	24	
213	Thu Mar 1 03:11:04 2018	Taimali	Miocene	22.57851237	120.86553348	Fault	130	32	S	Slickenside	296	8	
214	Thu Mar 1 03:44:31 2018	Taimali	Miocene	22.57464730	120.87129587	Fault	152	79		Slickenside	252	79	
215	Thu Mar 1 04:19:03 2018	Taimali	Miocene	22.57533198	120.87750502	Fault	180	88	N	Pitch	65		S
215	Thu Mar 1 04:19:03 2018	Taimali	Miocene	22.57533198	120.87750502	Fault	160	89	N	Pitch	79		S
215	Thu Mar 1 04:19:03 2018	Taimali	Miocene	22.57533198	120.87750502	Fault	175	71	N	Pitch	81		S

Matériel supplémentaire 1c : suite

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Plane type	Strike (0-360°)	Dip	Kinematic	Line type	Strike	Dip	Sens
215	Thu Mar 1 04:19:03 2018	Taimali	Miocene	22.57533198	120.87750502	Fault	155	75	N	Pitch	38		S
215	Thu Mar 1 04:19:03 2018	Taimali	Miocene	22.57533198	120.87750502	Fault	165	76	N	Pitch	62		S
215	Thu Mar 1 04:19:03 2018	Taimali	Miocene	22.57533198	120.87750502	Fault	172	85	N	Pitch	80		S
215	Thu Mar 1 04:19:03 2018	Taimali	Miocene	22.57533198	120.87750502	Fault	155	75	N	Pitch	80		N
222	Thu Mar 1 08:57:06 2018	Taimali	Miocene	22.58364854	120.91194525	Fault	132	43		Slickenside	233	42	
222	Thu Mar 1 08:56:31 2018	Taimali	Miocene	22.58364599	120.91201616	Fault	116	67		Slickenside	237	64	
222	Thu Mar 1 08:55:58 2018	Taimali	Miocene	22.58361657	120.91196244	Fault	115	59		Slickenside	234	55	
222	Thu Mar 1 08:55:29 2018	Taimali	Miocene	22.58362495	120.91192723	Fault	116	57		Slickenside	236	53	
222	Thu Mar 1 08:54:49 2018	Taimali	Miocene	22.58366317	120.91197375	Fault	117	52		Slickenside	208	52	
222	Thu Mar 1 08:54:26 2018	Taimali	Miocene	22.58364448	120.91196747	Fault	144	52		Slickenside	207	49	
222	Thu Mar 1 08:54:01 2018	Taimali	Miocene	22.58363530	120.91197006	Fault	125	56		Slickenside	216	56	
223	Thu Mar 1 09:35:25 2018	Taimali	Miocene	22.58640795	120.91502854	Fault	165	59		Slickenside	247	59	
223	Thu Mar 1 09:35:08 2018	Taimali	Miocene	22.58640795	120.91502854	Fault	162	62		Slickenside	249	62	
223	Thu Mar 1 09:34:50 2018	Taimali	Miocene	22.58640795	120.91502854	Fault	160	61		Slickenside	230	60	
223	Thu Mar 1 09:33:06 2018	Taimali	Miocene	22.58652605	120.91503114	Fault	173	38		Slickenside	196	16	
223	Thu Mar 1 09:32:28 2018	Taimali	Miocene	22.58650246	120.91505351	Fault	176	33		Slickenside	178	4	
223	Thu Mar 1 09:31:46 2018	Taimali	Miocene	22.58651264	120.91500674	Fault	177	40		Slickenside	182	4	
226	Fri Mar 2 06:13:57 2018	Nord Zhiben	Eocene	22.71065894	120.99598934	Fault	115	20	N	Slickenside	213	19	
226	Fri Mar 2 06:06:41 2018	Nord Zhiben	Eocene	22.71067008	120.99597476	Fault	149	16	N	Slickenside	239	15	
227	Fri Mar 2 07:25:29 2018	Nord Zhiben	Eocene	22.71037546	120.99234439	Fault	130	11	N	Slickenside	204	10	
229	Mon Mar 5 03:30:43 2018	Zhiben	Miocene	22.68051535	120.98681023	Fault	82	20	N	Slickenside	165	20	
229	Mon Mar 5 03:30:08 2018	Zhiben	Miocene	22.68051070	120.98681023	Fault	121	16	N	Slickenside	167	12	
231	Mon Mar 5 04:54:27 2018	Zhiben	Miocene	22.67766077	120.97616346	Fault	330	56	N	Slickenside	52	55	
231	Mon Mar 5 04:54:05 2018	Zhiben	Miocene	22.67766077	120.97616346	Fault	311	55	N	Slickenside	43	55	
231	Mon Mar 5 04:53:33 2018	Zhiben	Miocene	22.67765720	120.97615952	Fault	299	67	N	Slickenside	54	64	
231	Mon Mar 5 04:52:07 2018	Zhiben	Miocene	22.67765431	120.97615549	Fault	313	73	N	Slickenside	21	70	
231	Mon Mar 5 04:48:43 2018	Zhiben	Miocene	22.67775577	120.97620268	Fault	118	28	N	Slickenside	239	25	
231	Mon Mar 5 04:46:26 2018	Zhiben	Miocene	22.67774542	120.97618952	Fault	107	28	N	Slickenside	223	25	
232	Mon Mar 5 05:21:33 2018	Zhiben	Miocene	22.67609641	120.97197929	Fault	137	77	S	Slickenside	138	0	
232	Mon Mar 5 05:20:53 2018	Zhiben	Miocene	22.67599482	120.97198055	Fault	326	81	S	Slickenside	325	1	
232	Mon Mar 5 05:20:27 2018	Zhiben	Miocene	22.67598937	120.97197913	Fault	321	79	S	Slickenside	322	3	
233	Mon Mar 5 05:50:23 2018	Zhiben	Miocene	22.67513325	120.96994107	Fault	143	78	S	Slickenside	322	1	
233	Mon Mar 5 05:49:42 2018	Zhiben	Miocene	22.67500081	120.96993252	Fault	127	42	N	Slickenside	264	31	
233	Mon Mar 5 05:49:20 2018	Zhiben	Miocene	22.67497604	120.96996378	Fault	129	62	N	Slickenside	273	46	
233	Mon Mar 5 05:48:53 2018	Zhiben	Miocene	22.67500756	120.97000485	Fault	129	52	N	Slickenside	258	45	
234	Mon Mar 5 06:31:09 2018	Zhiben	Miocene	22.67232359	120.96036550	Fault	124	58	N	Slickenside	221	58	
234	Mon Mar 5 06:28:24 2018	Zhiben	Miocene	22.67238151	120.96026089	Fault	153	37	N	Slickenside	258	35	
237	Tue Mar 6 02:57:06 2018	Zhiben	Miocene	22.65736470	120.92249220	Fault	151	27	N	Slickenside	225	25	
237	Tue Mar 6 02:50:19 2018	Zhiben	Miocene	22.65697523	120.92264718	Fault	224	44	N	Slickenside	13	21	
237	Tue Mar 6 02:49:59 2018	Zhiben	Miocene	22.65697523	120.92264718	Fault	224	44	N	Slickenside	292	41	
237	Tue Mar 6 02:44:32 2018	Zhiben	Miocene	22.65701031	120.92213756	Fault	207	26	D	Slickenside	350	15	
237	Tue Mar 6 02:42:31 2018	Zhiben	Miocene	22.65697482	120.92203874	Fault	245	34	D	Slickenside	40	15	
237	Tue Mar 6 02:37:25 2018	Zhiben	Miocene	22.65702410	120.92176826	Fault	127	42	N	Slickenside	209	17	
237	Tue Mar 6 02:36:58 2018	Zhiben	Miocene	22.65701978	120.92181184	Fault	188	40	S	Slickenside	205	14	
239	Tue Mar 6 04:44:31 2018	Zhiben	Miocene	22.65378441	120.92229682	Fault	138	85	D	Slickenside	296	75	
239	Tue Mar 6 04:44:06 2018	Zhiben	Miocene	22.65384782	120.92222298	Fault	132	66	N	Slickenside	229	66	
239	Tue Mar 6 04:43:46 2018	Zhiben	Miocene	22.65396119	120.92221451	Fault	117	64	N	Slickenside	238	60	
239	Tue Mar 6 04:42:23 2018	Zhiben	Miocene	22.65300347	120.92237737	Fault	121	88	S	Slickenside	280	83	
239	Tue Mar 6 04:41:57 2018	Zhiben	Miocene	22.65300347	120.92237737	Fault	159	56	S	Slickenside	228	83	
239	Tue Mar 6 04:41:27 2018	Zhiben	Miocene	22.65298214	120.92235826	Fault	149	85	S	Slickenside	177	78	
239	Tue Mar 6 04:40:48 2018	Zhiben	Miocene	22.65302803	120.92254291	Fault	137	78	S	Slickenside	183	74	
239	Tue Mar 6 04:38:07 2018	Zhiben	Miocene	22.65302803	120.92254291	Fault	170	34	N	Slickenside	270	33	
239	Tue Mar 6 04:37:44 2018	Zhiben	Miocene	22.65302748	120.92254333	Fault	194	28	N	Slickenside	290	28	
239	Tue Mar 6 04:37:09 2018	Zhiben	Miocene	22.65303071	120.92255012	Fault	168	24	D	Slickenside	323	10	
239	Tue Mar 6 04:36:43 2018	Zhiben	Miocene	22.65305758	120.92254451	Fault	132	7	D	Slickenside	303	1	
239	Tue Mar 6 04:36:07 2018	Zhiben	Miocene	22.65305758	120.92254451	Fault	166	28	D	Slickenside	305	19	
239	Tue Mar 6 04:35:05 2018	Zhiben	Miocene	22.65314114	120.92255892	Fault	148	26	N	Slickenside	239	25	
239	Tue Mar 6 04:34:42 2018	Zhiben	Miocene	22.65314626	120.92255398	Fault	121	37	N	Slickenside	233	34	
239	Tue Mar 6 03:56:44 2018	Zhiben	Miocene	22.65317865	120.92259882	Fault	170	73	S	Slickenside	186	42	
239	Tue Mar 6 03:56:19 2018	Zhiben	Miocene	22.65317865	120.92259882	Fault	161	66	S	Slickenside	187	45	
239	Tue Mar 6 03:55:12 2018	Zhiben	Miocene	22.65317865	120.92259882	Fault	253	20	D	Slickenside	39	11	
239	Tue Mar 6 03:54:34 2018	Zhiben	Miocene	22.65318087	120.92258692	Fault	222	11	S	Slickenside	217	0	
239	Tue Mar 6 03:54:12 2018	Zhiben	Miocene	22.65319089	120.92258390	Fault	205	15	S	Slickenside	218	4	
239	Tue Mar 6 03:53:42 2018	Zhiben	Miocene	22.65317052	120.92260192	Fault	185	20	S	Slickenside	221	11	
239	Tue Mar 6 03:53:13 2018	Zhiben	Miocene	22.65315916	120.92262514	Fault	153	48	S	Slickenside	201	39	
239	Tue Mar 6 03:51:36 2018	Zhiben	Miocene	22.65316390	120.92262497	Fault	161	48	S	Slickenside	205	36	
239	Tue Mar 6 03:51:01 2018	Zhiben	Miocene	22.65315753	120.92262363	Fault	131	47	N	Slickenside	200	43	
239	Tue Mar 6 03:50:18 2018	Zhiben	Miocene	22.65315753	120.92262363	Fault	148	4	D	Slickenside	303	2	
240	Tue Mar 6 05:18:01 2018	Zhiben	Miocene	22.65326222	120.92157447	Fault	15	13		Slickenside	175	2	
240	Tue Mar 6 05:17:20 2018	Zhiben	Miocene	22.65323200	120.92158386	Fault	3	38		Slickenside	8	6	
240	Tue Mar 6 05:08:43 2018	Zhiben	Miocene	22.65324449	120.92148956	Fault	167	34	S	Slickenside	218	27	
240	Tue Mar 6 05:07:59 2018	Zhiben	Miocene	22.65322144	120.92150440	Fault	123	21	N	Slickenside	205	19	
240	Tue Mar 6 05:07:36 2018	Zhiben	Miocene	22.65320581	120.92151512	Fault	173	32	N	Slickenside	229	27	
240	Tue Mar 6 05:07:04 2018	Zhiben	Miocene	22.65316436	120.92152325	Fault	138	32	N	Slickenside	226	32	
240	Tue Mar 6 05:06:25 2018	Zhiben	Miocene	22.65317140	120.92154320	Fault	131	26	N	Slickenside	217	25	
240	Tue Mar 6 05:05:56 2018	Zhiben	Miocene	22.65301562	120.92159224	Fault	169	34	N	Slickenside	238	32	

Matériel supplémentaire 1c suite et fin

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Plane type	Strike (0-360°)	Dip	Kinematic	Line type	Strike	Dip	Sens
241	Tue Mar 6 06:41:50 2018	Zhiben	Miocene	22.65287791	120.92096401	Fault	208	20	N	Slickenside	311	20	
241	Tue Mar 6 06:38:54 2018	Zhiben	Miocene	22.65240718	120.92119234	Fault	172	23	D	Slickenside	331	9	
241	Tue Mar 6 06:37:51 2018	Zhiben	Miocene	22.65274640	120.92110475	Fault	195	13	N	Slickenside	313	11	
241	Tue Mar 6 06:37:05 2018	Zhiben	Miocene	22.65274640	120.92110475	Fault	154	17	D	Slickenside	308	7	
241	Tue Mar 6 06:32:54 2018	Zhiben	Miocene	22.65282649	120.92095337	Fault	265	26	S	Slickenside	301	15	
241	Tue Mar 6 06:32:20 2018	Zhiben	Miocene	22.65282607	120.92090467	Fault	212	37	N	Slickenside	320	34	
241	Tue Mar 6 06:31:58 2018	Zhiben	Miocene	22.65282552	120.92089889	Fault	213	17	N	Slickenside	297	16	
241	Tue Mar 6 06:29:30 2018	Zhiben	Miocene	22.65286404	120.92091892	Fault	222	27	N	Slickenside	302	26	
242	Tue Mar 6 07:05:32 2018	Zhiben	Miocene	22.65287757	120.92022984	Fault	140	16	N	Slickenside	232	16	
242	Tue Mar 6 07:05:08 2018	Zhiben	Miocene	22.65287229	120.92023102	Fault	143	40	N	Slickenside	231	39	
242	Tue Mar 6 07:04:29 2018	Zhiben	Miocene	22.65285695	120.92023915	Fault	145	40	N	Slickenside	215	37	
242	Tue Mar 6 07:03:57 2018	Zhiben	Miocene	22.65286668	120.92024426	Fault	142	47	N	Slickenside	238	46	
242	Tue Mar 6 07:03:15 2018	Zhiben	Miocene	22.65286697	120.92024191	Fault	246	21	I	Slickenside	304	18	
242	Tue Mar 6 07:02:57 2018	Zhiben	Miocene	22.65286697	120.92024191	Fault	258	28	I	Slickenside	299	19	
242	Tue Mar 6 07:02:32 2018	Zhiben	Miocene	22.65285075	120.92024183	Fault	247	26	I	Slickenside	305	22	
243	Tue Mar 6 07:29:35 2018	Zhiben	Miocene	22.65285385	120.91966566	Fault	335	80	D	Slickenside	336		
243	Tue Mar 6 07:28:12 2018	Zhiben	Miocene	22.65285385	120.91966566	Fault	328	70	D	Slickenside	335		
243	Tue Mar 6 07:27:32 2018	Zhiben	Miocene	22.65284723	120.91965979	Fault	333	69	D	Slickenside	335	8	
243	Tue Mar 6 07:27:00 2018	Zhiben	Miocene	22.65284447	120.91965577	Fault	325	72	D	Slickenside	334	28	
243	Tue Mar 6 07:26:29 2018	Zhiben	Miocene	22.65284589	120.91966893	Fault	328	78	D	Slickenside	334		
244	Wed Mar 7 02:44:38 2018	Zhiben	Miocene	22.65711664	120.92384303	Fault	325	89	S	Slickenside	324	1	
244	Wed Mar 7 02:44:20 2018	Zhiben	Miocene	22.65711257	120.92384161	Fault	323	89	S	Slickenside	323	0	
244	Wed Mar 7 02:43:53 2018	Zhiben	Miocene	22.65711593	120.92386625	Fault	41	29	D	Slickenside	64	12	
244	Wed Mar 7 02:43:36 2018	Zhiben	Miocene	22.65711593	120.92386625	Fault	356	8	I	Slickenside	70	8	
244	Wed Mar 7 02:43:06 2018	Zhiben	Miocene	22.65712510	120.92386700	Fault	19	21	I	Slickenside	78	18	
244	Wed Mar 7 02:42:33 2018	Zhiben	Miocene	22.65712586	120.92388192	Fault	29	26	I	Slickenside	81	21	
244	Wed Mar 7 02:41:49 2018	Zhiben	Miocene	22.65717045	120.92394973	Fault	350	16	I	Slickenside	68	15	
244	Wed Mar 7 02:41:29 2018	Zhiben	Miocene	22.65717045	120.92394973	Fault	350	14	I	Slickenside	66	13	
244	Wed Mar 7 02:41:08 2018	Zhiben	Miocene	22.65718164	120.92395652	Fault	325	12	I	Slickenside	59	11	
244	Wed Mar 7 02:39:17 2018	Zhiben	Miocene	22.65716689	120.92390673	Fault	4	84	D	Slickenside	16	66	
245	Wed Mar 7 03:26:31 2018	Zhiben	Miocene	22.65660626	120.92795938	Fault	184	12	N	Slickenside	312	8	
245	Wed Mar 7 03:25:07 2018	Zhiben	Miocene	22.65655736	120.92797690	Fault	157	42	N	Slickenside	281	36	
247	Wed Mar 7 05:16:23 2018	Zhiben	Miocene	22.65962475	120.94001214	Fault	186	44	N	Slickenside	218	28	
247	Wed Mar 7 05:14:58 2018	Zhiben	Miocene	22.65989210	120.93933547	Fault	176	35	S	Slickenside	189	8	
247	Wed Mar 7 05:14:21 2018	Zhiben	Miocene	22.65985345	120.93941577	Fault	162	20	N	Slickenside	220	18	
247	Wed Mar 7 05:12:58 2018	Zhiben	Miocene	22.65968116	120.93963772	Fault	177	43	S	Slickenside	198	19	
247	Wed Mar 7 05:12:04 2018	Zhiben	Miocene	22.65968251	120.93968323	Fault	193	34	S	Slickenside	205	16	
247	Wed Mar 7 05:11:29 2018	Zhiben	Miocene	22.65968418	120.93962247	Fault	173	48	S	Slickenside	188	15	
247	Wed Mar 7 05:11:02 2018	Zhiben	Miocene	22.65973410	120.93959413	Fault	192	38	N	Slickenside	257	36	
247	Wed Mar 7 05:10:38 2018	Zhiben	Miocene	22.65973866	120.93959103	Fault	182	17	N	Slickenside	223	11	
248	Wed Mar 7 06:11:45 2018	Zhiben	Miocene	22.66306754	120.94429714	Fault	303	3		Slickenside	19	3	
249	Wed Mar 7 07:20:04 2018	Zhiben	Miocene	22.67264692	120.95810674	Fault	115	2	N	Slickenside	240	1	
249	Wed Mar 7 07:19:41 2018	Zhiben	Miocene	22.67264700	120.95809853	Fault	58	19	D	Slickenside	227	3	
249	Wed Mar 7 07:19:10 2018	Zhiben	Miocene	22.67265057	120.95809300	Fault	127	17	N	Slickenside	233	16	
249	Wed Mar 7 07:18:25 2018	Zhiben	Miocene	22.67265203	120.95802854	Fault	105	16	N	Slickenside	226	13	
249	Wed Mar 7 07:17:57 2018	Zhiben	Miocene	22.67265203	120.95802854	Fault	129	25	N	Slickenside	236	24	
249	Wed Mar 7 07:17:38 2018	Zhiben	Miocene	22.67267035	120.95809618	Fault	191	21	S	Slickenside	231	14	
249	Wed Mar 7 07:17:03 2018	Zhiben	Miocene	22.67264805	120.95816810	Fault	150	18	N	Slickenside	210	15	
249	Wed Mar 7 07:15:06 2018	Zhiben	Miocene	22.67265136	120.95813926	Fault	149	7	N	Slickenside	231	7	
249	Wed Mar 7 07:14:45 2018	Zhiben	Miocene	22.67264877	120.95812912	Fault	163	17	N	Slickenside	234	16	
249	Wed Mar 7 07:14:19 2018	Zhiben	Miocene	22.67266553	120.95808185	Fault	71	16	D	Slickenside	220	8	
250	Fri Mar 9 05:13:45 2018	Zhuoxi	Yuli	23.27270892	121.19510832	Fault	232	22		Slickenside	342	21	
250	Fri Mar 9 05:13:24 2018	Zhuoxi	Yuli	23.27270892	121.19510832	Fault	259	18		Slickenside	345	18	
251	Fri Mar 9 06:17:41 2018	Zhuoxi	Yuli	23.26940100	121.20516828	Fault	6	60		Slickenside	35	40	
251	Fri Mar 9 06:16:22 2018	Zhuoxi	Yuli	23.26935834	121.20516677	Fault	334	17		Slickenside	69	17	
251	Fri Mar 9 06:16:02 2018	Zhuoxi	Yuli	23.26935834	121.20516677	Fault	289	26		Slickenside	60	21	
251	Fri Mar 9 06:15:41 2018	Zhuoxi	Yuli	23.26935260	121.20517675	Fault	282	44		Slickenside	67	29	
251	Fri Mar 9 06:06:11 2018	Zhuoxi	Yuli	23.26950691	121.20503451	Fault	249	72		Slickenside	300	66	
251	Fri Mar 9 06:05:13 2018	Zhuoxi	Yuli	23.26941663	121.20505622	Fault	249	73		Slickenside	49	44	
251	Fri Mar 9 05:46:13 2018	Zhuoxi	Yuli	23.26941663	121.20505622	Fault	317	34		Slickenside	350	19	

Matériel supplémentaire 1d : base de données des linéations

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Lineation Type	Plunge azimuth (0-360°)	Dip
90	Sat Mar 18 07:37:57 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	Stretching Lineation	200	21
90	Sat Mar 18 07:37:47 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	Stretching Lineation	197	16
90	Sat Mar 18 07:37:30 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	Stretching Lineation	208	12
90	Sat Mar 18 07:37:23 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	Stretching Lineation	200	14
90	Sat Mar 18 07:37:19 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	Stretching Lineation	210	14
90	Sat Mar 18 07:29:24 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	Stretching Lineation	201	15
90	Sat Mar 18 07:28:29 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	Stretching Lineation	211	15
90	Sat Mar 18 07:28:17 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	Stretching Lineation	207	13
90	Sat Mar 18 07:12:27 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	Stretching Lineation	195	20
90	Sat Mar 18 07:11:52 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	Stretching Lineation	189	18
90	Sat Mar 18 07:11:39 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	Stretching Lineation	197	17
90	Sat Mar 18 07:10:15 2017	Majia	Backbone	22.68289770	120.74051446	Stretching Lineation	204	13
100	Wed Mar 22 05:27:00 2017	Taimali	Backbone	21.95784019	120.78508079	Stretching Lineation	151	17
100	Wed Mar 22 05:26:49 2017	Taimali	Backbone	21.95784019	120.78508079	Stretching Lineation	152	22
100	Wed Mar 22 05:26:45 2017	Taimali	Backbone	21.95784019	120.78508079	Stretching Lineation	148	17
100	Wed Mar 22 05:26:41 2017	Taimali	Backbone	21.95784019	120.78508079	Stretching Lineation	147	18
102	Wed Mar 22 08:37:31 2017	Taimali	Backbone	22.59438103	120.93833911	Stretching Lineation	34	6
102	Wed Mar 22 08:35:08 2017	Taimali	Backbone	22.59439959	120.93834607	Stretching Lineation	34	5
102	Wed Mar 22 08:34:00 2017	Taimali	Backbone	22.59438090	120.93837474	Stretching Lineation	28	29
102	Wed Mar 22 08:32:01 2017	Taimali	Backbone	22.59435026	120.93843265	Stretching Lineation	102	1
102	Wed Mar 22 08:31:39 2017	Taimali	Backbone	22.59433920	120.93840885	Stretching Lineation	79	10
102	Wed Mar 22 08:31:33 2017	Taimali	Backbone	22.59434876	120.93839753	Stretching Lineation	283	0
102	Wed Mar 22 08:31:26 2017	Taimali	Backbone	22.59434876	120.93839753	Stretching Lineation	105	5
102	Wed Mar 22 08:30:47 2017	Taimali	Backbone	22.59436020	120.93840298	Stretching Lineation	281	0
110	Fri Mar 24 03:34:36 2017	Yanping	Backbone	22.89417287	121.08774017	Stretching Lineation	209	5
116	Thu Mar 30 05:19:49 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.76638221	121.02496457	Stretching Lineation	76	25
116	Thu Mar 30 05:14:48 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.76638221	121.02496457	Stretching Lineation	60	16
117	Thu Mar 30 07:45:25 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.75873904	121.01816190	Stretching Lineation	50	7
117	Thu Mar 30 07:28:01 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.75872416	121.01814061	Stretching Lineation	46	9
118	Fri Mar 31 01:48:05 2017	Zhiben	Backbone	22.67815953	120.97556155	Stretching Lineation	255	4
118	Fri Mar 31 01:38:32 2017	Zhiben	Backbone	22.67827122	120.97567823	Stretching Lineation	237	11
118	Fri Mar 31 01:36:48 2017	Zhiben	Backbone	22.67819063	120.97560405	Stretching Lineation	208	5
118	Fri Mar 31 01:36:15 2017	Zhiben	Backbone	22.67819063	120.97560405	Stretching Lineation	261	4
120	Fri Mar 31 03:53:22 2017	Zhiben	Backbone	22.67017623	120.95228668	Stretching Lineation	211	10
120	Fri Mar 31 03:48:03 2017	Zhiben	Backbone	22.66926419	120.95217705	Stretching Lineation	31	3
121	Fri Mar 31 04:38:49 2017	Zhiben	Backbone	22.66338295	120.94391115	Stretching Lineation	54	6
121	Fri Mar 31 04:35:24 2017	Zhiben	Backbone	22.66298007	120.94451364	Stretching Lineation	72	8
122	Fri Mar 31 05:32:59 2017	Zhiben	Backbone	22.65731533	120.93131575	Stretching Lineation	72	5
122	Fri Mar 31 05:30:50 2017	Zhiben	Backbone	22.65731613	120.93131432	Stretching Lineation	329	7
122	Fri Mar 31 05:29:46 2017	Zhiben	Backbone	22.65731697	120.93131131	Stretching Lineation	304	6
123	Fri Mar 31 07:27:04 2017	Zhiben	Tailuko	22.65389748	120.91383420	Stretching Lineation	26	4
123	Fri Mar 31 06:59:58 2017	Zhiben	Tailuko	22.65384166	120.91387016	Stretching Lineation	230	34
124	Fri Mar 31 09:18:12 2017	Zhiben	Tailuko	22.65245839	120.88852605	Stretching Lineation	303	57
128	Sun Apr 2 04:37:52 2017	Taimali	Backbone	22.58960208	120.92715262	Stretching Lineation	293	23
130	Sun Apr 2 07:35:21 2017	Taimali	Backbone	22.57668721	120.88973396	Stretching Lineation (mica)	196	34

Matériel supplémentaire 1d: suite et fin

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Lineation Type	Plunge azimuth (0-360°)	Dip
130	Sun Apr 2 07:35:15 2017	Taimali	Backbone	22.57668721	120.88973396	Stretching Lineation (mica)	196	41
130	Sun Apr 2 07:35:01 2017	Taimali	Backbone	22.57667589	120.88974302	Stretching Lineation (mica)	191	36
130	Sun Apr 2 07:34:10 2017	Taimali	Backbone	22.57667048	120.88974796	Stretching Lineation (mica)	186	31
134	Mon Apr 3 05:36:23 2017	Jinlun	Backbone	22.51752744	120.87920470	Stretching Lineation (mica)	249	45
134	Mon Apr 3 05:32:41 2017	Jinlun	Backbone	22.51756239	120.87907922	Stretching Lineation (mica)	247	27
134	Mon Apr 3 05:28:17 2017	Jinlun	Backbone	22.51769713	120.87906632	Stretching Lineation (mica)	249	36
134	Mon Apr 3 05:28:10 2017	Jinlun	Backbone	22.51770044	120.87905517	Stretching Lineation (mica)	244	25
134	Mon Apr 3 05:28:06 2017	Jinlun	Backbone	22.51770044	120.87905517	Stretching Lineation (mica)	229	13
134	Mon Apr 3 05:28:02 2017	Jinlun	Backbone	22.51770044	120.87905517	Stretching Lineation (mica)	230	10
134	Mon Apr 3 05:27:55 2017	Jinlun	Backbone	22.51769432	120.87906891	Stretching Lineation (mica)	221	20
134	Mon Apr 3 05:27:49 2017	Jinlun	Backbone	22.51769432	120.87906891	Stretching Lineation (mica)	244	20
134	Mon Apr 3 05:27:45 2017	Jinlun	Backbone	22.51769483	120.87906640	Stretching Lineation (mica)	242	19
135	Mon Apr 3 07:09:20 2017	Jinlun	Backbone	22.51269720	120.86398166	Stretching Lineation	89	34
135	Mon Apr 3 06:00:01 2017	Jinlun	Backbone	22.51271631	120.86401074	Stretching Lineation	94	16
136	Mon Apr 3 08:29:22 2017	Jinlun	Backbone	22.52250202	120.85261647	Stretching Lineation	126	36
140	Tue Apr 4 08:32:31 2017	Longxi	Backbone	22.46721125	120.91630829	Stretching Lineation (mica)	108	21
142	Tue Apr 4 09:46:40 2017	Jinlun	Backbone	22.51848612	120.91815926	Stretching Lineation (mica)	80	4
143	Thu Apr 6 04:37:08 2017	Luyeh	Yuli	22.96723566	121.08401156	Stretching Lineation (mica)	39	6
143	Thu Apr 6 04:31:38 2017	Luyeh	Yuli	22.96718650	121.08370009	Stretching Lineation (mica)	40	2
143	Thu Apr 6 04:30:30 2017	Luyeh	Yuli	22.96704945	121.08363119	Stretching Lineation (mica)	12	11
144	Thu Apr 6 06:06:28 2017	Luyeh	Yuli	22.97438177	121.07749228	Stretching Lineation	232	4
144	Thu Apr 6 06:00:01 2017	Luyeh	Yuli	22.97427780	121.07732708	Stretching Lineation	220	3
144	Thu Apr 6 05:59:50 2017	Luyeh	Yuli	22.97424146	121.07729187	Stretching Lineation	22	2
144	Thu Apr 6 05:59:39 2017	Luyeh	Yuli	22.97424397	121.07728592	Stretching Lineation	228	7
144	Thu Apr 6 05:59:30 2017	Luyeh	Yuli	22.97420416	121.07726589	Stretching Lineation	225	8
144	Thu Apr 6 05:58:42 2017	Luyeh	Yuli	22.97420416	121.07726589	Stretching Lineation	212	10
144	Thu Apr 6 05:55:22 2017	Luyeh	Yuli	22.97431434	121.07735650	Stretching Lineation	232	1
144	Thu Apr 6 05:39:15 2017	Luyeh	Yuli	22.97409402	121.07749505	Stretching Lineation	62	9
145	Sat Apr 8 03:47:52 2017	Luyeh	Yuli	23.96930396	121.48205766	Stretching Lineation	7	40
145	Sat Apr 8 03:42:42 2017	Luyeh	Yuli	23.96928405	121.48205867	Stretching Lineation	333	28
145	Sat Apr 8 03:28:04 2017	Luyeh	Yuli	23.96923648	121.48229504	Stretching Lineation	350	12
177	Wed Oct 25 08:09:31 2017	Dawu	Backbone	22.40898867	120.76395730	Stretching Lineation	26	3
196	Sat Oct 28 07:52:36 2017	Zhuoxi	Yuli	23.26856248	121.19693147	Stretching Lineation	48	15
196	Sat Oct 28 07:24:55 2017	Zhuoxi	Yuli	23.26825096	121.19672553	Stretching Lineation	10	49
196	Sat Oct 28 07:09:43 2017	Zhuoxi	Yuli	23.26826525	121.19679049	Stretching Lineation	17	45
196	Sat Oct 28 07:09:17 2017	Zhuoxi	Yuli	23.26825893	121.19678848	Stretching Lineation	8	45
197	Sat Oct 28 09:15:23 2017	Zhuoxi	Yuli	23.26795982	121.19647784	Stretching Lineation	29	2
198	Sun Oct 29 03:54:39 2017	Zhuoxi	Yuli	23.26964580	121.19387417	Stretching Lineation	234	4
201	Sun Oct 29 07:05:20 2017	Zhuoxi	Yuli	23.27212663	121.20925128	Stretching Lineation	349	14
201	Sun Oct 29 07:04:51 2017	Zhuoxi	Yuli	23.27212663	121.20925128	Stretching Lineation	4	20
203	Sun Oct 29 08:11:20 2017	Zhuoxi	Yuli	23.27606847	121.22360361	Stretching Lineation	347	26
207	Wed Feb 28 04:58:01 2018	Taimali	Backbone	22.58089345	120.81948272	Stretching Lineation	182	7
208	Wed Feb 28 06:18:05 2018	Taimali	Backbone	22.58965782	120.80469679	Stretching Lineation	212	47
213	Thu Mar 1 03:09:16 2018	Taimali	Backbone	22.57851023	120.86559299	Stretching Lineation (mica)	199	15
213	Thu Mar 1 02:36:06 2018	Taimali	Backbone	22.57890426	120.86549249	Stretching Lineation (mica)	184	30
214	Thu Mar 1 03:34:20 2018	Taimali	Backbone	22.57464730	120.87129587	Stretching Lineation	214	75
215	Thu Mar 1 04:16:50 2018	Taimali	Backbone	22.57533198	120.87750502	Stretching Lineation	172	25
218	Thu Mar 1 05:47:35 2018	Taimali	Backbone	22.57511778	120.88886317	Stretching Lineation	283	26
218	Thu Mar 1 05:46:31 2018	Taimali	Backbone	22.57511778	120.88886317	Stretching Lineation	281	33
225	Fri Mar 2 05:00:38 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.70467719	121.01431847	Stretching Lineation	20	7
226	Fri Mar 2 06:27:05 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71063530	120.99592874	Stretching Lineation	227	18
226	Fri Mar 2 06:26:02 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71065651	120.99591851	Stretching Lineation	243	12
227	Fri Mar 2 07:32:19 2018	Nord Zhiben	Backbone	22.71039667	120.99244916	Stretching Lineation	234	5
231	Mon Mar 5 04:44:59 2018	Zhiben	Backbone	22.67772644	120.97616966	Stretching Lineation	176	52
231	Mon Mar 5 04:29:02 2018	Zhiben	Backbone	22.67837310	120.97647292	Stretching Lineation	209	28
232	Mon Mar 5 05:23:02 2018	Zhiben	Backbone	22.67612533	120.97199916	Stretching Lineation	235	11
251	Fri Mar 9 06:09:15 2018	Zhuoxi	Yuli	23.26940746	121.20522595	Stretching Lineation	60	44

Matériel supplémentaire 1e : Base de données des axes de plis

Locality	Date	Valley	Unit	Latitude	Longitude	Line Type	Plunge azimuth (0-360°)	Dip
2	Sat Mar 21 10:53:36 2015		Backbone	22.62633582	120.64812670	Fold Axis	59	30
20	Tue Mar 24 02:49:05 2015		Backbone	22.52652290	120.62793947	Fold Axis	192	16
28	Tue Mar 24 08:42:27 2015	Chaozhou	Backbone	22.53064185	120.69174880	Fold Axis	43	18
40	Fri Mar 27 07:11:47 2015	Wutai	Backbone	22.75110246	120.80356398	Fold Axis	23	1
42	Fri Mar 27 08:23:48 2015	Wutai	Backbone	22.74876483	120.80319190	Fold Axis	187	25
87	Sat Mar 18 04:28:49 2017	Majia	Backbone	22.68208105	120.73079724	Fold Axis	211	34
87	Sat Mar 18 04:28:20 2017	Majia	Backbone	22.68208105	120.73079724	Fold Axis	196	39
100	Wed Mar 22 06:11:43 2017	Taimali	Backbone	22.59423141	120.96948098	Fold Axis	55	30
100	Wed Mar 22 06:11:37 2017	Taimali	Backbone	22.59423141	120.96948098	Fold Axis	69	25
100	Wed Mar 22 06:10:20 2017	Taimali	Backbone	22.59423141	120.96948098	Fold Axis	60	25
100	Wed Mar 22 06:10:16 2017	Taimali	Backbone	22.59423141	120.96948098	Fold Axis	59	23
100	Wed Mar 22 06:09:45 2017	Taimali	Backbone	22.59423141	120.96948098	Fold Axis	355	30
100	Wed Mar 22 06:08:33 2017	Taimali	Backbone	22.59423141	120.96948098	Fold Axis	351	24
100	Wed Mar 22 06:08:29 2017	Taimali	Backbone	22.59423141	120.96948098	Fold Axis	343	23
100	Wed Mar 22 06:08:19 2017	Taimali	Backbone	22.59423141	120.96948098	Fold Axis	41	26
100	Wed Mar 22 06:08:16 2017	Taimali	Backbone	22.59423141	120.96948098	Fold Axis	30	26
100	Wed Mar 22 06:07:47 2017	Taimali	Backbone	22.59423141	120.96948098	Fold Axis	41	26
100	Wed Mar 22 06:07:38 2017	Taimali	Backbone	22.59423141	120.96948098	Fold Axis	67	20
100	Wed Mar 22 06:07:29 2017	Taimali	Backbone	22.59423141	120.96948098	Fold Axis	74	26
100	Wed Mar 22 06:06:28 2017	Taimali	Backbone	22.59423141	120.96948098	Fold Axis	70	36
111	Fri Mar 24 05:17:33 2017	Yanping	Backbone	22.87021865	121.05258294	Fold Axis	30	
112	Fri Mar 24 08:44:45 2017	Luyeh	Backbone	22.96744378	121.09803834	Fold Axis	55	15
112	Fri Mar 24 08:40:50 2017	Luyeh	Backbone	22.87021865	121.05258294	Fold Axis	60	5
112	Fri Mar 24 08:40:50 2017	Luyeh	Backbone	22.87021865	121.05258294	Fold Axis	55	15
112	Fri Mar 24 08:40:50 2017	Luyeh	Backbone	22.87021865	121.05258294	Fold Axis	40	0
112	Fri Mar 24 08:40:50 2017	Luyeh	Backbone	22.87021865	121.05258294	Fold Axis	35	0
116	Thu Mar 30 05:30:39 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.76645395	121.02493691	Fold Axis	52	15
116	Thu Mar 30 05:30:31 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.76645395	121.02493691	Fold Axis	70	6
116	Thu Mar 30 05:30:25 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.76645395	121.02493691	Fold Axis	62	10
116	Thu Mar 30 05:30:17 2017	Chihpenchushan (N Zhiben)	Backbone	22.76644825	121.02492015	Fold Axis	71	8
129	Sun Apr 2 06:07:00 2017	Taimali	Backbone	22.58553518	120.92128906	Fold Axis	136	8
185	Thu Oct 26 06:46:02 2017	Dawu	Backbone	22.37898141	120.81200522	Fold Axis	341	7
186	Thu Oct 26 07:57:32 2017	Dawu	Backbone	22.37433503	120.83150069	Fold Axis	157	13
186	Thu Oct 26 07:57:25 2017	Dawu	Backbone	22.37433545	120.83151461	Fold Axis	146	19
196	Sat Oct 28 07:02:19 2017	Zhuoxi	Yuli	23.26829212	121.19683072	Fold Axis	352	58
196	Sat Oct 28 06:41:02 2017	Zhuoxi	Yuli	23.26824723	121.19686827	Fold Axis	60	17
196	Sat Oct 28 06:40:45 2017	Zhuoxi	Yuli	23.26828436	121.19686425	Fold Axis	20	36
196	Sat Oct 28 06:40:38 2017	Zhuoxi	Yuli	23.26828436	121.19686425	Fold Axis	46	28
202	Sun Oct 29 07:29:48 2017	Zhuoxi	Yuli	23.27611696	121.21550233	Fold Axis	16	25
202	Sun Oct 29 07:29:43 2017	Zhuoxi	Yuli	23.27611696	121.21550233	Fold Axis	17	46
208	Wed Feb 28 06:19:16 2018	Taimali	Backbone	22.58966021	120.80469294	Fold Axis	132	59
209	Wed Feb 28 06:52:06 2018	Taimali	Backbone	22.59054618	120.80519971	Fold Axis	43	43
209	Wed Feb 28 06:51:58 2018	Taimali	Backbone	22.59054341	120.80519652	Fold Axis	23	37
209	Wed Feb 28 06:51:52 2018	Taimali	Backbone	22.59054790	120.80520960	Fold Axis	23	53
229	Mon Mar 5 03:38:39 2018	Zhiben	Backbone	22.68069640	120.98687352	Fold Axis	314	3
231	Mon Mar 5 04:57:57 2018	Zhiben	Backbone	22.67772024	120.97606706	Fold Axis	109	4
231	Mon Mar 5 04:57:47 2018	Zhiben	Backbone	22.67836233	120.97569248	Fold Axis	100	10
234	Mon Mar 5 06:29:51 2018	Zhiben	Backbone	22.67224886	120.96013047	Fold Axis	97	2
234	Mon Mar 5 06:29:41 2018	Zhiben	Backbone	22.67228382	120.96030909	Fold Axis	61	9
251	Fri Mar 9 06:17:08 2018	Zhuoxi	Yuli	23.26936228	121.20515236	Fold Axis	88	17
251	Fri Mar 9 06:16:58 2018	Zhuoxi	Yuli	23.26936228	121.20515236	Fold Axis	69	8

2a: pour l'échantillon CSC 10

Phengites

nCouple	cPhtg	Microprobe analysis (wt%)										Total						
		SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	X Prtl	X Ms							
3	7	51.09	29.104	2.952	0	2.319	0	0.341	9.947	0.1662448	0.532791599	59	0.222515	7	0.947294	11458.5	306.864	167.805
4	4	50.546	29.626	3.037	0.067	2.21	0.072	0.434	9.917	0.096735802	0.551501174	4	0.148697	9	0.929017	10464.7	313.02	17.1238
5	10	50.442	30.602	2.514	0.015	2.077	0	0.328	10.151	0.105138457	0.593406982	5	0.10779	10	0.999999	11722.5	377.838	1420.5
6	11	50.269	30.766	2.768	0	2.1	0.021	0.378	9.881	0.118881004	0.594980342	6	0.0884854	11	0.999999	10651.6	390.915	1256.74
7	13	50.148	29.805	2.839	0	2.151	0.045	0.466	9.959	0.088739507	0.563448144	7	0.134107	13	0.957247	13641.7	367.653	1529.95
8	15	50.122	29.248	2.993	0	2.266	0	0.434	10.011	0.095636452	0.550016844	8	0.199108	15	0.964284	9816.02	314.139	1017.56
9	19	50.014	30.362	2.64	0.027	2.087	0	0.381	10.104	0.096049108	0.589759005	9	0.180472	19	0.999991	11455.4	371.271	1125.63
10	20	50.01	29.873	3.091	0.056	2.086	0.021	0.358	10.001	0.10198701	0.574080043	10	0.0983083	20	0.999984	12533.8	379.382	1670.22
11	21	49.993	30.633	2.833	0	1.953	0.007	0.489	9.843	0.105145753	0.579515759	11	0.104551	21	0.960797	7605.06	340.056	3.21914
12	22	49.979	29.214	2.663	0.06	2.141	0	0.397	10.032	0.089251579	0.559357932	12	0.173477	22	0.726456	8837.3	301.964	433.819
13	25	49.951	30.965	2.529	0	1.839	0.011	0.392	10.067	0.098610997	0.607541347	13	0.105198	25	0.700048	5986	344.91	21.5798
14	27	49.83	29.203	3.028	0.075	2.335	0.018	0.399	10.178	0.076177498	0.562485768	14	0.209937	27	0.944686	9286.33	308.782	136.774
15	28	49.815	29.646	2.89	0.037	2.122	0.024	0.298	10.135	0.116327916	0.589791333	15	0.0682059	28	0.999999	10711.7	404.733	1362.17
16	29	49.791	29.921	2.838	0.082	2.054	0.042	0.346	10.15	0.092771416	0.58394953	16	0.128467	29	0.976154	14922.7	374.824	2041.77
17	34	49.742	28.894	3.159	0	2.148	0	0.294	10.198	0.084759275	0.56681387	17	0.200458	34	0.847251	8821.93	306.02	199.534
18	38	49.7	29.86	2.837	0.052	2.135	0	0.363	9.916	0.106917581	0.576320703	18	0.0732698	38	0.999999	13087	409.503	2296.37
19	39	49.668	29.921	2.632	0	2.054	0.042	0.346	10.15	0.09249902	0.593929685	19	0.121048	39	0.892493	12304.1	372.988	1399.08
20	42	49.628	29.382	2.903	0.029	2.008	0.045	0.372	10.015	0.085167049	0.574133083	20	0.169064	42	0.766336	8521.87	313.903	25.4349
21	45	49.573	29.064	3.124	0.016	2.211	0.025	0.387	9.998	0.086360268	0.560409038	21	0.174314	45	0.966785	9560.46	313.041	33.9636
22	47	49.565	30.412	2.726	0.003	2.073	0	0.369	10.19	0.086426651	0.602946649	22	0.150839	47	0.987222	7188.5	333.472	29.064
23	48	49.545	30.035	2.976	0.032	1.986	0.04	0.37	10.208	0.075996032	0.596995292	23	0.152273	48	0.83904	9560.46	313.041	12.3404
24	49	49.545	30.549	2.838	0.082	2.045	0.009	0.327	10.054	0.103226778	0.607699507	24	0.143273	49	0.999999	7394.54	342.071	333.146
25	51	49.528	30.802	2.645	0.013	2.099	0	0.504	9.978	0.090260608	0.594826603	25	0.136733	51	0.999999	6856.63	343.027	19.8584
26	52	49.522	30.541	2.939	0	1.965	0.019	0.486	9.912	0.092848585	0.588911384	26	0.107281	52	0.957958	6939.14	339.706	58.6281
29	55	49.479	29.664	2.785	0	2.048	0.045	0.384	10.028	0.083364787	0.583572456	29	0.117878	55	0.902327	6939.14	339.706	1345.15
30	56	49.395	30.236	2.77	0.007	2.007	0.051	0.402	9.914	0.093955734	0.59352827	30	0.1684	56	0.951918	7394.67	335.431	12.3404
27	57	49.51	30.148	2.514	0.035	2.04	0.005	0.39	10.078	0.087979226	0.59476227	37	0.0926101	53	0.931682	10404.9	363.179	934.33
28	54	49.506	29.278	2.747	0	2.189	0	0.409	9.904	0.094162541	0.607699507	28	0.104872	54	1	14487	383.718	2308.8
31	58	49.314	30.237	2.808	0.026	2.076	0.018	0.396	9.876	0.102303331	0.590693101	31	0.0991192	58	0.999999	10256.6	388.311	1102.55
32	59	49.313	30.3	2.726	0.005	2.076	0.002	0.333	10.177	0.08782466	0.59476227	32	0.0739417	59	1	9892.4	381.3	1166.68
33	60	49.301	30.809	2.507	0	2.007	0	0.407	10.19	0.088110257	0.616795888	33	0.132666	60	0.835938	5772.76	342.342	3.08017
34	61	49.281	29.971	2.909	0.035	1.986	0	0.456	9.941	0.088780322	0.582583867	34	0.146715	61	0.916712	7478.32	335.474	1.45257
35	62	49.232	30.657	2.506	0	1.836	0.062	0.444	10.018	0.0876474	0.612094774	35	0.0876474	62	0.712972	6143.42	346.734	84.076
36	64	49.158	29.404	2.873	0.093	2.168	0.07	0.401	10.079	0.069220887	0.582871476	36	0.120151	64	0.895247	14161.9	374.627	1848.76
37	65	49.144	29.151	2.856	0.042	2.07	0	0.355	10.06	0.082442372	0.577783074	37	0.110579	65	0.85349	14267.7	376.4	1901.78
38	66	49.071	29.94	2.61	0.049	2.003	0	0.34	9.95	0.098744366	0.597042991	38	0.117812	66	0.999999	10719.5	368.75	995.532
39	67	49.067	29.324	2.986	0.044	2.178	0.007	0.419	10.176	0.066227575	0.580494512	39	0.116783	67	0.999999	12618.8	373.69	1530.15
40	68	48.988	29.782	2.933	0	2.145	0.016	0.503	9.827	0.086203791	0.575067917	40	0.0898744	68	1	10696.9	394.566	1344.53
41	69	48.98	29.809	2.781	0	1.904	0.032	0.38	10.061	0.077535555	0.599407852	41	0.130976	69	0.786602	6938.59	336.667	68.0767
42	70	48.955	31.591	2.398	0	1.674	0	0.408	10.284	0.069801386	0.649801386	42	0.0719236	70	1.62E-06	2227.69	348.178	196.462
43	72	48.817	31.107	2.111	0.002	1.574	0.015	0.457	9.688	0.087324922	0.62978147	43	0.0710756	72	5.88E-07	5293.42	391.742	536.003
44	73	48.758	31.015	2.325	0	1.99	0.05	0.675	9.677	0.077852332	0.598178457	44	0.0990845	73	0.248692	6293.3	391.742	3.53039
45	74	48.555	30.767	2.882	0.098	1.928	0	0.681	9.988	0.056300513	0.600013366	45	0.0587031	74	0.00472939	5047.13	406.046	72.5292
46	75	48.548	30.895	2.503	0.047	1.797	0.056	0.404	10.064	0.0774943193	0.635397269	46	0.0863468	75	0.4002	4573.87	362.022	5.50468
47	76	48.495	30.686	2.506	0.012	1.887	0.055	0.421	9.953	0.090014563	0.635397269	47	0.117886	76	0.654104	5047.13	406.046	10.5758
48	77	48.487	30.783	1.984	0	1.705	0.051	0.557	9.998	0.065670242	0.626035766	48	0.0640464	77	1.58E-06	4172.6	365.531	384.401
51	91	47.49	30.797	2.329	0	2.011	0	0.744	9.627	0.176296584	0.607819446	51	0.0439127	91	4.14E-06	4507.52	387.361	230.586

Matériel supplémentaire 2b : pour l'échantillon 1737

Chlorites

Microprobe analysis (wt%)										
nCouple	cChl	SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
3	7	24,932	22,66	28,712	0,11	10,828	0,094	0	0,154	87,49
4	18	24,647	21,635	29,251	0,085	10,897	0	0,032	0,004	86,551

nCouple	X Am	X Clin-Daph	X Sud
3	0,3538904	0,5347004	0,1114092
4	0,32309144	0,59792376	0,0789848

nPaire	cChl	Fe3Chl	cPhg	Fe3Phg	HvPhg (%)	P (bar)	T (°C)	dG (J)
3	7	0,0333914	237	5,07E-06	88.0028	3538,33	354,617	590,084
4	18	0,0712095	411	1,77E-05	87.9261	3771,68	354,972	649,754

Phengites

Microprobe analysis (wt%)										
nCouple	cPhg	SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
3	237	48,254	30,946	1,975	0,047	1,556	0,002	0,343	9,964	93,087
4	411	48,868	31,758	1,806	0	1,709	0,031	0,419	9,917	94,508

nCouple	X Cel	X Ms	X Prl
3	0,18720616	0,64813535	0,09105187
4	0,16739281	0,64737349	0,09643615

n Paire	cChl	Fe3Chl	cPhg	Fe3Phg	HvPhg (%)	P (bar)	T (°C)	dG (J)
3	7	0,0333914	237	5,07E-06	88.0028	3538,33	354,617	590,084
4	18	0,0712095	411	1,77E-05	87.9261	3771,68	354,972	649,754

Matériel supplémentaire 2c : pour l'échantillon 1739

Chlorite

Microprobe analysis (wt%)													
nCouple	cChl	SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	X Am	X Clin - Daph	X Sud
1	9	24,224	22,436	31,914	0,135	8,609	0,019	0,061	0	87,398	0,36807217	0,53079221	0,101135619
2	50	24,423	22,758	31,464	0,008	8,628	0	0,013	0,174	87,468	0,35084418	0,52338257	0,125773247
3	33	24,473	22,49	31,336	0,173	9,065	0,022	0	0,181	87,74	0,36899188	0,52741998	0,103588146
5	51	24,315	21,722	31,77	0,176	8,891	0,019	0	0,051	86,944	0,34294615	0,56732975	0,089724101
6	3	24,106	21,929	30,123	0,065	9,258	0	0,034	0,04	85,555	0,33588141	0,55257527	0,111543324
9	11	24,158	21,994	31,559	0,099	8,653	0	0,03	0,086	86,579	0,34816224	0,54888086	0,102956904

nPaire	cChl	Fe3Chl	cPhg	Fe3Phg	HvPhg (%)	P (bar)	T (°C)	dG (J)
1	9	0,0382719	7	0,264701	84,6291	3883,58	370,236	2168,8
2	50	0,00897912	8	0,316587	89	2544,23	350	935,584
3	33	0,0385524	9	0,403952	89	1915,77	350	1835,52
5	51	0,034591	22	0,27298	89	1827,94	350	658,975
6	3	0,00102776	23	1,46E-05	81,5135	6117,04	384,66	1101,07
9	11	0,0601934	30	0,250721	89	5357,02	350	1620,05

Phengite

Microprobe analysis (wt%)													
nCouple	cPhg	SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	X Cel	X Ms	X Py
1	7	44,122	32,078	6,095	0,161	2,064	0,033	0,372	7,992	92,917	-0,18154193	0,63791973	0,24120446
2	8	42,799	30,87	6,788	0,31	2,088	0,051	0,347	8,223	91,476	-0,15918397	0,64076897	0,203248191
3	9	46,273	31,031	4,509	0,302	1,367	0,107	0,509	8,634	92,732	0,03263098	0,60597716	0,164913869
5	22	46,327	30,474	4,056	0	1,529	0,093	0,548	9,176	92,203	0,11036637	0,61368852	0,108042217
6	23	48,125	30,295	3,047	0,064	1,888	0,096	0,478	9,34	93,333	0,16018508	0,58766232	0,119729423
9	30	45,087	32,115	6,705	0,004	2,613	0,075	0,858	6,818	94,275	-0,21740774	0,52646065	0,289799978

nPaire	cChl	Fe3Chl	cPhg	Fe3Phg	HvPhg (%)	P (bar)	T (°C)	dG (J)
1	9	0,0382719	7	0,264701	84,6291	3883,58	370,236	2168,8
2	50	0,00897912	8	0,316587	89	2544,23	350	935,584
3	33	0,0385524	9	0,403952	89	1915,77	350	1835,52
5	51	0,034591	22	0,27298	89	1827,94	350	658,975
6	3	0,00102776	23	1,46E-05	81,5135	6117,04	384,66	1101,07
9	11	0,0601934	30	0,250721	89	5357,02	350	1620,05

Matériel supplémentaire 2d : pour l'échantillon 1740

Chlorites

Microprobe analysis (wt%)													
nCouple	cChl	SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	X Am	X Clin-Daph	X Sud
11	103	23,958	21,329	30,226	0,637	9,337	0,043	0,032	0,067	85,629	0,40040416	0,52412481	0,07547102
13	57	25,028	22,404	30,109	0,577	10,123	0,092	0,033	0	88,366	0,38240098	0,51785754	0,09974148
22	18	24,415	22,557	29,796	0,608	9,293	0,028	0,064	0,275	87,036	0,42035296	0,4637289	0,11591814
24	1	24,385	22,026	29,712	0,671	8,445	0,093	0,059	0,492	85,883	0,40969191	0,44469778	0,14561031

nPaire	cChl	Fe3Chl	cPhg	Fe3Phg	HvPhg (%)	P (bar)	T (°C)	dG (J)
11	103	0,0431585	117	0,514504	79,1677	7112,81	395,52	64,357
13	57	0,0804963	119	0,887266	89,211	7620,51	346,703	15,4762
22	18	0,00015076	188	0,24277	80,8622	5873,14	387,675	4,8337
24	1	0,0754634	198	0,0293287	94,8791	667,168	272,381	1600,16

Phengites

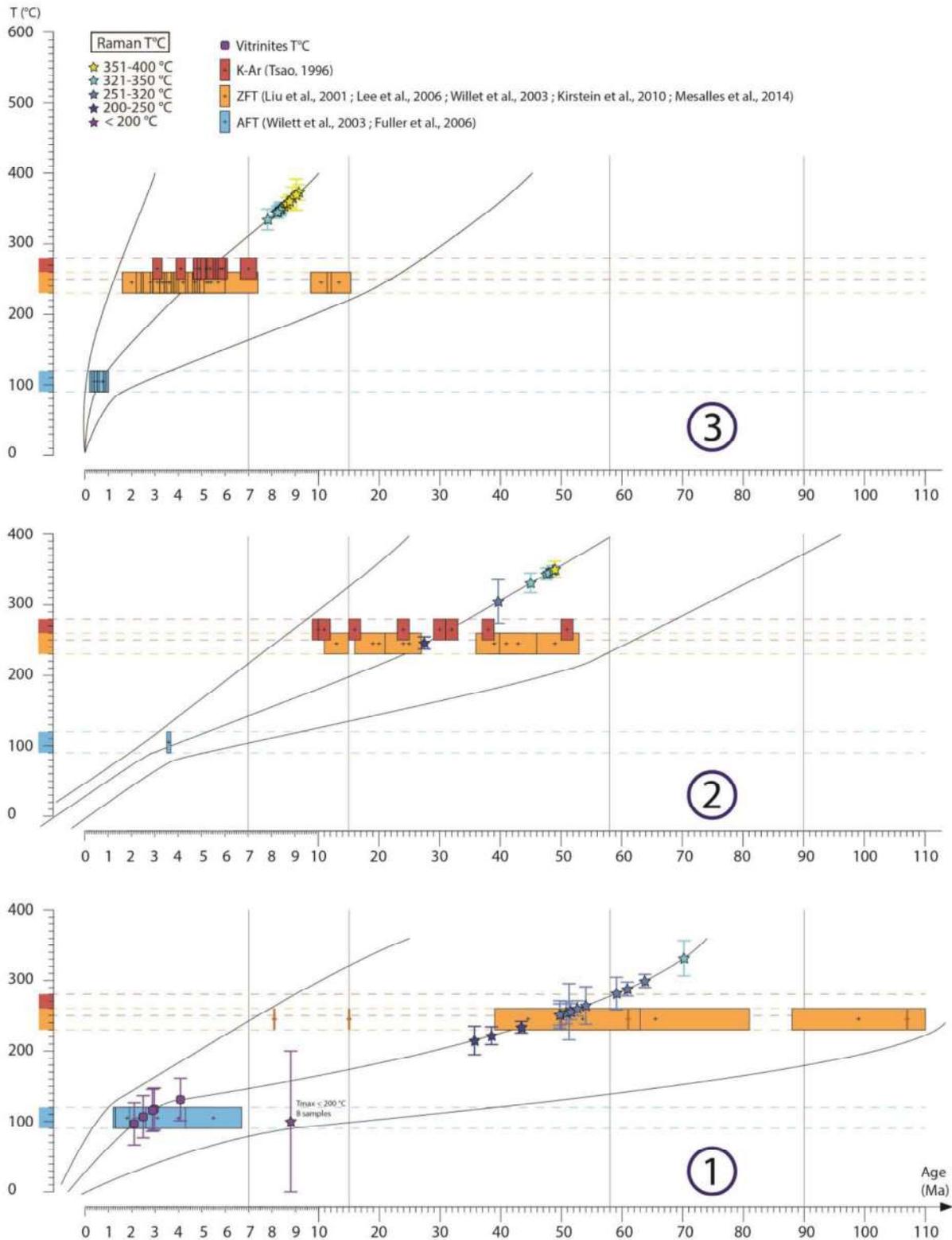
Microprobe analysis (wt%)													
nCouple	cPhg	SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	X Cel	X Ms	X Pri
11	117	48,119	31,549	3,436	0,038	2,2	0,094	0,336	9,124	94,896	0,05445408	0,61779434	0,16441269
13	119	51,195	32,015	2,091	0	1,939	0,126	0,365	9,581	97,312	0,16120422	0,59980479	0,14706931
22	188	47,41	31,516	3,44	0,095	2,061	0,072	0,239	9,226	94,059	0,04139615	0,6423827	0,16286661
24	198	48,514	31,643	1,801	0	1,675	0,094	0,29	9,903	93,92	0,16095799	0,66555353	0,09967155

nPaire	cChl	Fe3Chl	cPhg	Fe3Phg	HvPhg (%)	P (bar)	T (°C)	dG (J)
11	103	0,0431585	117	0,514504	79,1677	7112,81	395,52	64,357
13	57	0,0804963	119	0,887266	89,211	7620,51	346,703	15,4762
22	18	0,00015076	188	0,24277	80,8622	5873,14	387,675	4,8337
24	1	0,0754634	198	0,0293287	94,8791	667,168	272,381	1600,16

Matériel supplémentaire 2e: Synthèse des estimations P-T par méthode chlorites-phengites

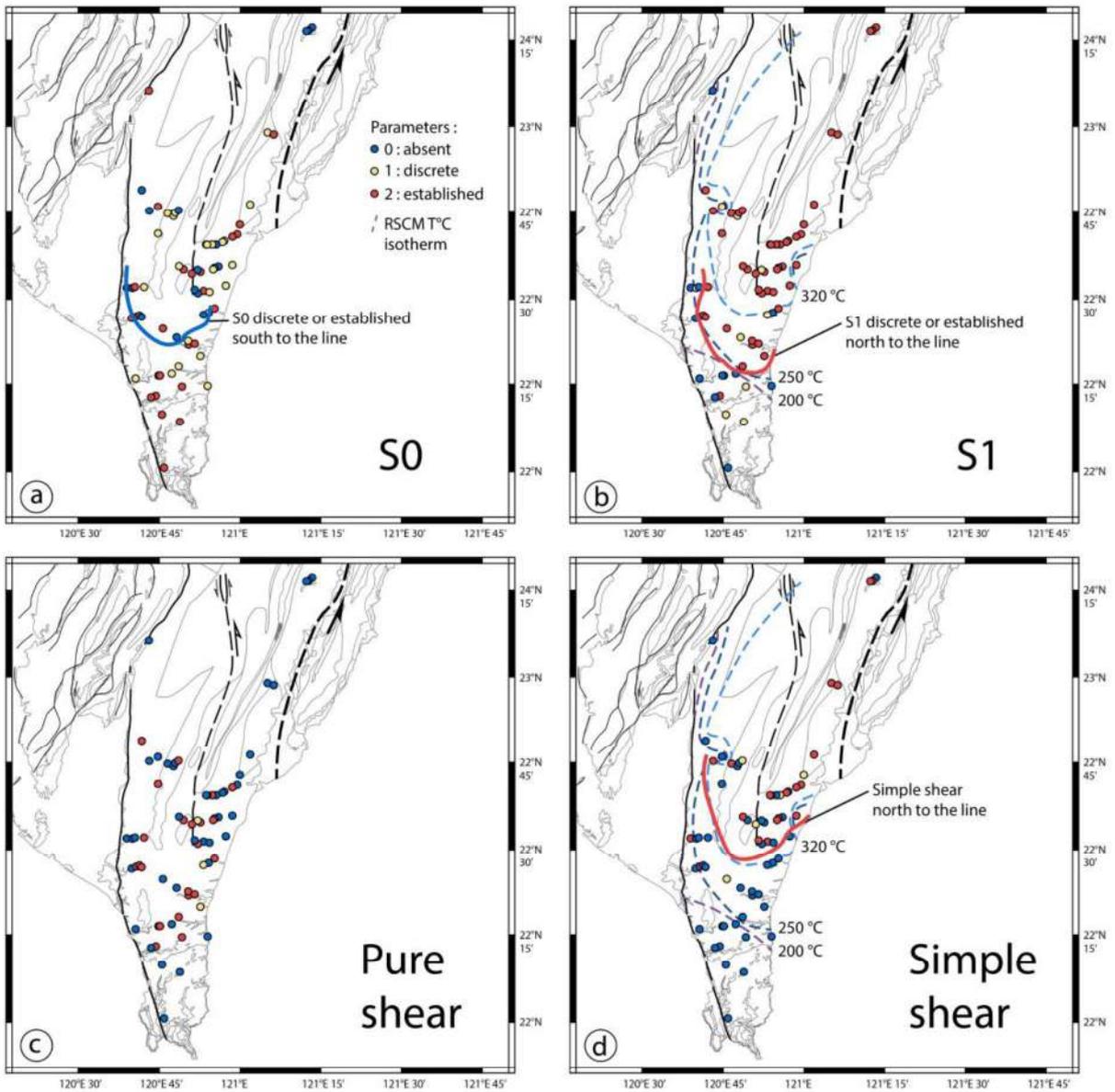
Echantillon	nPaire	P (bar)	T (°C)	dG (J)
CSC 10	3	11458,5	306,864	167,805
CSC 10	4	10464,7	313,02	17,1238
CSC 10	5	11722,5	377,838	1420,5
CSC 10	6	10651,6	390,915	1256,74
CSC 10	7	13641,7	367,653	1529,95
CSC 10	8	9816,02	314,139	10,1756
CSC 10	9	11455,4	371,271	1125,63
CSC 10	10	12533,8	379,382	1670,22
CSC 10	11	7605,06	340,056	3,21914
CSC 10	12	8837,3	301,964	433,819
CSC 10	13	5986	344,91	21,5798
CSC 10	14	9286,33	308,782	136,774
CSC 10	15	10711,7	404,733	1362,17
CSC 10	16	14922,7	374,824	2041,77
CSC 10	17	8821,93	306,02	199,534
CSC 10	18	13087	409,503	2296,37
CSC 10	19	12304,1	372,988	1399,08
CSC 10	20	8521,87	321,903	25,4349
CSC 10	21	9560,46	313,041	33,9636
CSC 10	22	7188,5	333,472	29,064
CSC 10	23	7147,47	331,972	11,6142
CSC 10	24	7394,54	342,071	333,146
CSC 10	25	6856,63	343,027	19,8584
CSC 10	27	10404,9	363,179	934,33
CSC 10	28	14487	383,718	2308,8
CSC 10	29	12351,5	371,772	1345,15
CSC 10	30	7394,67	335,431	12,3404
CSC 10	31	10256,6	388,311	1102,55
CSC 10	32	9892,4	381,3	1166,68
CSC 10	33	5772,76	342,342	3,08017
CSC 10	34	7478,32	335,474	1,45257
CSC 10	35	6143,42	346,734	84,076
CSC 10	36	14161,9	374,627	1848,76
CSC 10	37	14267,7	376,4	1901,78
CSC 10	38	10719,5	368,75	995,532
CSC 10	39	12618,8	373,69	1530,15
CSC 10	40	10696,9	394,566	1344,53
CSC 10	41	6938,59	336,667	68,0767
CSC 10	42	2227,69	348,178	196,462
CSC 10	43	5293,42	374,537	536,003
CSC 10	44	6293,3	391,742	3,53039
CSC 10	45	5047,13	406,046	72,5292
CSC 10	46	4573,87	362,022	5,50468
CSC 10	47	4913,64	349,581	10,5758
CSC 10	48	4172,6	365,538	384,401
CSC 10	51	4507,52	387,361	230,586
17-37	3	3538,33	354,617	590,084
17-37	4	3771,68	354,972	649,754
17-39	1	3883,58	370,236	2168,8
17-39	2	2544,23	350	935,584
17-39	3	1915,77	350	1835,52
17-39	5	1827,94	350	658,975
17-39	6	6117,04	384,66	1101,07
17-39	9	5357,02	350	1620,05
17-40	11	7112,81	395,52	64,357
17-40	13	7620,51	346,703	15,4762
17-40	22	5873,14	387,675	4,8337
17-40	24	667,168	272,381	1600,16

Matériel Supplémentaire 3 : Diagrammes T-t de la Backbone Range



Repartition diagram of T_{max} and thermochronological data's in the Pure shear area, Southern Trans-Tensional System. Vitrinite T_{max} are calculated from data's of Zhang et al., 2016. The different area (1, 2, 3) are localize on the figure 11a. K-Ar data's are from Tsao, 1996. ZFT data's are from Kirstein et al., 2010 ; Lee et al., 2006 ; Liu et al., 2001 ; Mesalles et al., 2014 ; Willett et al., 2003. AFT data's are from Wilett et al., 2003 ; Fuller et al., 2006.

Matériel supplémentaire 4 : Cartes des données microstructurales



Matériel supplémentaire 5 : Tableau de données des échantillons

Localité	Vallée	Unité	Lithologie	Echantillon	latitude	longitude	Plan	Orient	Pend	Ligne	Orient	Pend	Vers
4		Miocène	Schiste	15-01	22.16344861	120.75321564	S0	153	51				
5		Miocène	Schiste	15-02	22.14315598	120.80764906	S0	235	74				
6	Fengkang	Miocène	Schiste	15-03	22.24363794	120.81409399	S0	146	81				
7	Fengkang	Miocène	Schiste	15-05	22.20785455	120.71827468	S0	351	65				
8		Miocène	Schiste	15-06	22.21239	120.73625							
9		Miocène	Schiste	15-07	22.21240	120.73626							
11	Fengshan	Miocène	Schiste	15-08	22.27066048	120.73568640	S0	10	56				
12	Fengshan	Miocène	Schiste	15-09	22.27052055	120.73243699	S1	311	47				
13	Jiadong	Miocène	Schiste	15-10	22.26447720	120.66507281	S0	153	48				
14	Jiadong	Miocène	Schiste	15-11	22.44783112	120.68467313	S0	39	29				
15	Jiadong	Miocène	Schiste	15-12	22.44538658	120.67977425	S0	343	50				
17	Jiadong	Miocène	Schiste	15-13	22.43902065	120.66346541	Fault	10	86				
21	Chaozhou	Miocène	Schiste	15-14	22.52770969	120.64362058	Fault	304	23				
22	Chaozhou	Miocène	Schiste	15-15	22.52847278	120.66311999	S1	41	49				
26	Chaozhou	Miocène	Schiste	15-17	22.53033109	120.69810119	S1	19	46				
30	Wutai	Eocène	Schiste	15-18	22.74612998	120.76733119	S1	20	45				
35	Wutai	Eocène	Schiste	15-19	22.74046896	120.77981997							
40	Wutai	Eocène	Schiste	15-20	22.75087120	120.80334890	S1	223	88				
43	Wutai	Eocène	Schiste	15-21	22.74609412	120.80305615							
47	Sandimen	Miocène	Schiste	15-22	22.80885708	120.69723652	S1	84	40				
	Sandimen	Miocène	Schiste	15-23	22.81825	120.69879							
	Jiadong	Miocène	Schiste	15-24	22.43952	120.69286	S1	12	69				
60	Fengshan	Miocène	Schiste	15-25	22.27825051	120.78575076	S1	25	67				
69	Dawu	Miocène	Schiste	15-26	22.36559534	120.87316185	S1	158	65				
70	Dawu	Miocène	Schiste	15-27	22.36451856	120.85766573	S1	344	77				
71	Dawu	Miocène	Schiste	15-28	22.36197260	120.83642649							
73	Daren	Miocène	Schiste	15-29	22.30063983	120.80362726	Fault	293	38				
74	Daren	Miocène	Schiste	15-30A	22.30007187	120.80541864	S1	10	53				
74	Daren	Miocène	Schiste	15-30B	22.29989862	120.80528772	Fault	25	35	Pitch	231		S
77		Miocène	Schiste	15-31	22.24644554	120.89407998	S1	6	65				
80	Wutai	Miocène	Schiste	15-32	22.24641361	120.89405031	S1	58	34				
82	Wutai	Miocène	Schiste	15-33	22.74916138	120.71382523							
83	Majia	Miocène	Schiste	17_01	22.69120902	120.72087977				Lineation?	93	13	W
87	Majia	Miocène	Schiste	17_02	22.68183688	120.73329194	S1	260	26				
90	Majia	Miocène	Schiste	17_03	22.68289770	120.74051446	S1	49	29	Lineation etirement	196	16	
91	Paolai	Western Foothills	Schiste	17_04	23.10383277	120.70237303	S0	36	61				
92	Paolai	Western Foothills	Schiste	17_05	23.09573907	120.71132977							
93	Paolai	Miocène	Schiste	17_06A	23.08697483	120.73706271				Lineation? Fleche	320		
93	Paolai	Miocène	Schiste	17_06B	23.08697483	120.73706271				Fleche horizontale	270	50	
94	Paolai	Miocène	Schiste	17_07	23.10943347	120.76368137				Fleche	230	30	
95	Paolai	Miocène	Schistee + Pillow lava	17_08A	23.11784488	120.76684110							
95	Paolai	Miocène	Pillow lava	17_08B	23.11784488	120.76684110							
96	Paolai	Miocène	Schiste	17_09	23.12075222	120.78893144	Fleche	20					
97	Kenting	Kenting Melange	Morceau de Mutan (gres)	17_10	22.00784419	120.75915758							
97	Kenting	Kenting Melange	Matrice du melange	17_10B	22.00784419	120.75915758							
98	Kenting	Kenting Melange	Basalte à olivine	17_11A	21.96036851	120.77475881							
98	Kenting	Kenting Melange	Melange	17_11F	21.96036851	120.77475881							
98	Kenting	Kenting Melange	Gabbro	17_11J	21.96036851	120.77475881							
98	Kenting	Kenting Melange	Basalte + fluides	17_11K	21.96036851	120.77475881							
98	Kenting	Kenting Melange	Serpentine	17_11B	21.96036851	120.77475881							
98	Kenting	Kenting Melange	Gabbro altéré	17_11C	21.96036851	120.77475881							
98	Kenting	Kenting Melange	Conglomérat de Shihmen	17_11D	21.96036851	120.77475881							
98	Kenting	Kenting Melange	Gabbro	17_11E	21.96036851	120.77475881							
98	Kenting	Kenting Melange	Morceau de formation Mutan	17_11G	21.96036851	120.77475881							
98	Kenting	Kenting Melange	Basalte	17_11H	21.96036851	120.77475881							
98	Kenting	Kenting Melange	Conglomérat de Shihmen	17_11I	21.96036851	120.77475881							
99	Kenting	Kenting Melange	Brèche de serpentine	17_12	21.95785917	120.78509160							
99	Kenting	Kenting Melange	Melange	17_13	21.95785917	120.78509160							
100	Taimali	Miocène	Schiste	17_14A	22.59423141	120.96948098	S1	12	40	Lineation	145		
100	Taimali	Miocène	Schiste	17_14B	22.59423141	120.96948098	S1	12	40	Lineation	146		
100	Taimali	Miocène	Schiste	17_14C	22.59423141	120.96948098	Fleche	155	10				
100	Taimali	Miocène	Schiste	17_14D	22.59423141	120.96948098				Lineation	170	1	
101	Taimali	Miocène	Schiste	17_15	22.59237528	120.93988256	S1	150	30	Fleche	280	21	
102	Taimali	Miocène	Schiste	17-16	22.59440596	120.93839100				Lineation	310	19	
102	Taimali	Miocène	Schiste	17-16B	22.59440596	120.93839100				Lineation crenulation	190	20	
104	Lichi	Lichi Melange	Serpentine	17_17	22.78902688	121.15629542	S1?	160	80				
104	Lichi	Lichi Melange	Fluides dans une ophiolite	17-17B	22.78902688	121.15629542							
105	Lichi	Lichi Melange	Serpentine	17_18	22.79498922	121.14514682							
105	Lichi	Lichi Melange	Serpentine	17_18B	22.79498922	121.14514682	S1?	20	36	Lineation?	112	36	
106	Lichi	Lichi Melange	Central Range-Schiste	17_19B	22.79993274	121.14428658							
106	Lichi	Lichi Melange	Central Range-Schiste	17_19D	22.79993274	121.14428658							
106	Lichi	Lichi Melange	Gres de Pailwan	17-19A	22.79993274	121.14428658							
106	Lichi	Lichi Melange	Basalte	17-19C	22.79993274	121.14428658							
107	Lichi	Lichi Melange	Gabbro	17_20A	22.79224302	121.14601677							
107	Lichi	Lichi Melange	Gabbro	17_20B	22.79224302	121.14601677							
108	Lichi	Lichi Melange	Andésite	17_21A	22.90967604	121.15029498							
108	Lichi	Lichi Melange	Andésite + fluide	17_21B	22.90967604	121.15029498							
109	Lichi	Lichi Melange	Gabbro + fluide	17_22A	22.98601460	121.17862673							
109	Lichi	Lichi Melange	Basalte	17_22B	22.98601460	121.17862673							
109	Lichi	Lichi Melange	Serpentine	17_22C	22.98601460	121.17862673							
109	Lichi	Lichi Melange	Granodiorite	17_22D	22.98601460	121.17862673							
110	Yanping	Eocène	Schiste	17_23	22.89417211	121.08776866	S1	35	56	Lineation crenulation	45	10	
111	Yanping	Eocène	Schiste	17_24A	22.87021865	121.05258294	S1	341	30	Lineation	35	23	
111	Yanping	Eocène	Meta-grès + veine	17_24B	22.87021865	121.05258294	S1	0	30	Lineation	0		
112	Luyeh	Eocène	Schiste	17_25	22.96744378	121.09803834							
112	Luyeh	Eocène	Schiste	17_25B	22.96744378	121.09803834							
113	Wutai	Eocène	Meta-grès	17_26	22.74442011	120.79348063	Vein	204	75	Fleche	120	15	E
114	Wutai	Eocène	Schiste + veine	17_27	22.75150630	120.80328436	S0/S1	40	74				

Matériel supplémentaire 5 : suite

Localité	Vallée	Unité	Lithologie	Echantillon	latitude	longitude	Plan	Orient	Pend	Ligne	Orient	Pend	Vers
115	Wutai	Eocène	Schiste	17_28	22.75339562	120.80389841	S1	33	32	Lineation crenulation	194	14	S
116	Chihpenchushan	Eocène	Schiste + veine	17_29	22.76638221	121.02496457	S1	48	52	Lineation	75	24	NE
117	Chihpenchushan	Eocène	Schiste	17_30	22.75878506	121.01816869	S1	43	21	Lineation d'etirement	50	6	NE
118	Zhiben	Miocène	Schiste	17_31	22.67818841	120.97559131	S1	92	16	Lineation d'etirement	255	3	W
120	Zhiben	Miocène	Meta-grès + veine	17_32	22.67025682	120.95227269	S1	138	5	Lineation?	211	9	SW
122	Zhiben	Miocène	Meta-grès	17_34	22.65735820	120.93133017	S1	303	13	Fleche	71	4	NE
123	Zhiben	Miocène	Schiste	17_35	22.65390574	120.91384417	S1	151	47	Lineation?	25	3	NE
124	Zhiben	Miocène	Schiste	17_36A	22.65245839	120.88852605	S1	203	66	Fleche	303	56	NW
124	Zhiben	Miocène	Pillow lava	17_36B	22.65245839	120.88852605							
124	Zhiben	Miocène	Pillow lava	17_36C	22.65245839	120.88852605							
124	Zhiben	Miocène	Pillow lava	17_36D	22.65245839	120.88852605							
125	Zhiben	Miocène	Schiste	17_37	22.65152038	120.89148754				Fleche	230	3	NW
126	Zhiben	Miocène	Schiste	17_38	22.65238141	120.90779286							
127	Zhiben	Miocène	Schiste	17_39	22.68819506	120.99216543	S1	9	18	Lineation crenulation	45	14	NE
128	Taimali	Miocène	Schiste + veine	17_40	22.58960208	120.92715262	S0//S1	231	32	Lineation minerale	293	22	NW
129	Taimali	Miocène	Meta-grès	17_41	22.58545832	120.92135478	S0	142	59	Fleche	238	60	SW
131	Taimali	Miocène	Basalte	17_43A	22.57539928	120.87688576							
133	Jinlun	Miocène	Meta-grès	17_44	22.51546490	120.89521028	S0//S1	328	32	Lineation crenulation	30	30	NE
134	Jinlun	Miocène	Schiste + veine	17_45A	22.51756239	120.87907922	S1	127	31	Lineation	246	26	SW
134	Jinlun	Miocène	Schiste + veine	17_45B	22.51768665	120.87905995	Vein	167	43	Lineation	248	44	W
135	Jinlun	Miocène	Schiste	17_46A	22.51699720	120.86398166	S1	47	44	Lineation d'etirement	88	33	E
135	Jinlun	Miocène	Schiste	17_46B	22.51272595	120.86398300	S1	59	28	Lineation crenulation	194	20	S
136	Jinlun	Miocène	Schiste	17_47	22.52269907	120.85258009	S1	18	57	Lineation	125	35	SE
137	Longxi	Miocène	Schiste	17_48	22.44957275	120.88017558	S0//S1	336	64				
138	Longxi	Miocène	Schiste	17_49	22.44030052	120.85889703	S0//S1	141	38				
139	Longxi	Miocène	Grès	17_50	22.45824471	120.89673403	S0	188	39				
140	Longxi	Miocène	Schiste	17_51	22.46721452	120.91629865	S0//S1	43	28	Lineation minerale	108	21	E
141	Jinlun	Miocène	Schiste	17_52	22.53294926	120.95024519	S1	285	40				
142	Jinlun	Miocène	Schiste	17_53	22.51848612	120.91815926	S1	69	38	Lineation minerale	80	4	E
143	Luyeh	Yuli	Schiste	17_54	22.96715611	121.08371752	S1	33	23	Lineation minerale	38	6	N
144	Luyeh	Yuli	Schiste + veine	17_55A	22.97409402	121.07749505	S1	246	23	Lineation	62	8	NE
144	Luyeh	Yuli	Meta-grès	17_55B	22.97422905	121.07748382	S1	225	28	Lineation	231	4	SW
145	Luyeh	Tailuko	Pillow lava	17_56A	23.96923648	121.48229504	S1	306	18	Lineation minerale	349	11	N
145	Luyeh	Tailuko	Pillow lava	17_56B	23.96928820	121.48205289	S1	269	31	Lineation minerale	333	27	N
145	Luyeh	Tailuko	Schiste	17_56C	23.96930396	121.48205766	S1	272	41	Lineation minerale	272	41	N
146	Ji'an	Tailuko	Pillow lava	17_57A	23.96953458	121.48121797	S1	262	52				
146	Ji'an	Tailuko	Schiste	17_57B	23.96956522	121.48153665	S1	258	32				
147	Ji'an	Yuli	Schiste	17_58	23.95662272	121.50222545	S1	202	20	Lineation	351	12	N
149	Ocean	Tailuko	Amphibolite	18-01A	24.50558407	121.83788370	S1	102	67				
149	Ocean	Tailuko	Amphibolite	18-01B	24.50558407	121.83788370	S1	102	67				
150	Wanlung	Yuli	Metabasite	WJ1	23.71068742	121.41035677	S1	12	54	Lineation amphibole	147	34	
150	Wanlung	Yuli	Metabasite	WJ2	23.71051165	121.41044788	S1	46	20	Lineation	120	16	
150	Wanlung	Yuli	Metabasite	WJ3	23.71051165	121.41044788	S1	46	20	Lineation	120	16	
151	Wanlung	Yuli	Calc-Schiste	WJ4	23.72215306	121.39280967	S1	17	15	Lineation	165	8	
152	Wanlung	Yuli	Schiste	WJ5	23.72098521	121.40157731	S1	352	22	Lineation	52	22	
153	Tailuko	Tailuko	Gneiss	TR1	24.16997204	121.58970460				Fold axis	56	16	
153	Tailuko	Tailuko	Marbre	TR2	24.16997204	121.58970460				Fold axis	44	34	
154	Ji'an	Yuli	Schiste	SF1	23.95358261	121.51159876	S1	297	14	Lineation	356	15	
155	Ji'an	Tailuko	Schiste	SF2	23.97013494	121.47899106	S1	242	41	Lineation	28	28	
157	Hoping	Tailuko	Grès	HO1	24.35081814	121.73418028	S1	16	32	Lineation	60	22	
157	Hoping	Tailuko	Schiste	HO2	24.35081814	121.73418028	S1	21	37	Lineation	105	17	
157	Hoping	Tailuko	Marbre noir	HO3	24.35081814	121.73418028							
159	Hoping	Tailuko	Marbre noir	HO4	24.35091646	121.73612094	S1	331	20	Lineation	103	13	
160	Hoping	Tailuko	Meta-grès	HO5	24.35067066	121.73235512							
162	Hoping	Tailuko	Marbre	HO6	24.32680369	121.73234599	S1	249	23	Lineation	271	6	
163	Hoping	Tailuko	Mylonite	HO7	24.33457351	121.69645937	S1	254	43	Lineation	288	30	
164	Ocean	Tailuko	Schiste	TH1	24.49654473	121.83606550	S1	271	25				
164	Ocean	Tailuko	Amphibolite	TH2	24.49651892	121.83618913	S1	87	52	Lineation	257	12	
165	Ocean	Tailuko	Schiste	TH3	24.47395689	121.81516514	S1	302	69	Lineation mica	99	25	
166	Ocean	Tailuko	Schiste	TH4	24.42424772	121.79124587	S1	282	38	Lineation mica	297	10	
167	Ocean	Tailuko	Schiste	TH5	24.37269298	121.78383258	S1	287	28	Lineation mica	77	13	
168	Ocean	Tailuko	Calc-Schiste	TH6	24.37265115	121.78370317	S1	292	18	Lineation mica	70	11	
169	Ocean	Tailuko	Gneiss	TH7	24.25221444	121.73358802	S2	62	70	Lineation	73	29	
170	Ocean	Tailuko	Breche de marbre	TH8	24.22150017	121.69557282							
172	Linrong	Yuli	Gallet de gabbro	FT1	23.83872455	121.42435681							
173	Linrong	Yuli	Schiste	FT2	23.84033220	121.42109583	S1	290	22	Lineation etirement	37	17	
173	Linrong	Yuli	Calc-Schiste	FT3	23.84027030	121.42119264	S1	169	24	Felche	232	10	
174	Linrong	Yuli	Schiste	FT4	23.84156606	121.41101249	S2	304	19	Fleche	92	6	
176	Dawu	Miocène	Schiste	FD1	22.40785342	120.75644645	S1	56	33				
177	Dawu	Miocène	Schiste	FD2	22.40897714	120.76392202	S1	28	53				
181	Dawu	Miocène	Schiste	FD3	22.38504987	120.79600995							
184	Dawu	Miocène	Schiste	FD4	22.37951475	120.80623521	S1	356	21				
186	Dawu	Miocène	Schiste	FD5	22.37449533	120.83146440							
187	Dawu	Miocène	Schiste	FD6	22.37459722	120.83403454							
190	Wanrong	Yuli	Schiste + veine	FY2	23.58309017	121.35722389							
190	Wanrong	Yuli	Schiste + veine	FY3	23.58309017	121.35722389							
190	Wanrong	Yuli	Schiste + veine	FY4	23.58309017	121.35722389							
190	Wanrong	Yuli	Schiste + veine	FY5	23.58309017	121.35722389							
190	Wanrong	Yuli	Grès	FY6	23.58309017	121.35722389	S2?	167	36	Fleche	342	9	
191	Wanrong	Yuli	Meta-grès	FY7	23.58589333	121.35197815	S1	208	36	Fleche	308	30	
191	Wanrong	Yuli	Meta-grès	FY9	23.58582514	121.35170658	S2	217	37				
192	Yuli	Yuli	Meta-grès	TP1	23.42989441	121.31165408	S1	331	9	Lineation etirement	112	3	
193	Yuli	Yuli	Schiste	TP2	23.43538632	121.32285247	S1	305	38	Fleche	321	20	

Matériel supplémentaire 5 : suite et fin

Localité	Vallée	Unité	Lithologie	Echantillon	latitude	longitude	Plan	Orient	Pend	Ligne	Orient	Pend	Vers
196	Zhuoxi	Yuli	Schiste à chlorite	CSC1	23.26824723	121.19686827				Fleche	118	61	
196	Zhuoxi	Yuli	Meta-plagiogranite	CSC2	23.26830477	121.19681639	S2	186	81	Fleche	194	26	
196	Zhuoxi	Yuli	Meta-plagiogranite	CSC3	23.26819837	121.19673575	S2	216	78	Fleche	221	37	
196	Zhuoxi	Yuli	Schiste	CSC4	23.26825096	121.19672553	S2	212	75	Fleche	218	34	
196	Zhuoxi	Yuli	Schiste	CSC5	23.26856248	121.19693147	S2	13	25	Fleche	142	23	
197	Zhuoxi	Yuli	Meta-plagiogranite	CSC6	23.26787797	121.19657457	S2	240	67				
197	Zhuoxi	Yuli	Meta-plagiogranite	CSC7	23.26795621	121.19649419	S2	213	20	Fleche	300	13	
198	Zhuoxi	Yuli	Schiste à grenat	CSC8	23.26964415	121.19382757	S2	229	28				
198	Zhuoxi	Yuli	Schiste à grenat	CSC9	23.26964580	121.19387417	S2	212	27	Fleche	318	27	
198	Zhuoxi	Yuli	Schiste à grenat	CSC10	23.26969177	121.19390728	S2	207	55	Fleche	313	56	
201	Zhuoxi	Yuli	Schiste	CSC11	23.27212663	121.20925128	S1	183	43	Fleche	266	42	
202	Zhuoxi	Yuli	Schiste	CSC12	23.27628263	121.21537887	S2	260	32	Fleche	294	12	
203	Zhuoxi	Yuli	Schiste	CSC13A	23.27606847	121.22360361	S1	209	40	Fleche	262	23	
203	Zhuoxi	Yuli	Schiste	CSC13B	23.27606847	121.22360361	S1	227	27	Fleche	267	21	
204	Taimali	Eocène	Meta-grès	Tai1	22.56807832	120.84260705	S0//S1	182	89	Fleche	356	78	
207	Taimali	Eocène	Schiste	Tai2	22.58089345	120.81948272	S0//S1	357	73	Lineation	182	7	
208	Taimali	Eocène	Schiste	Tai3	22.58963884	120.80482218	S0//S1	32	63	Lineation crenulation?	150	62	
213	Taimali	Miocène	Schiste	Tai4	22.57892601	120.86542586	S0	165	59	Fleche	201	52	
226	Nord Zhiben	Eocène	Schiste	DJ1	22.71065894	120.99598934	Fault	115	20	Slickenside	213	19	
238	Zhiben	Miocène	Schiste	Jib 1	22.65749307	120.92137624	S1	144	23				
250	Zhuoxi	Yuli	Schiste	Ca2	23.27272166	121.19509483	S1	277	42				
251	Zhuoxi	Yuli	Serpentinite	Ca4a	23.26941663	121.20505622							
251	Zhuoxi	Yuli	Serpentinite	Ca4b	23.26941663	121.20505622							
251	Zhuoxi	Yuli	Serpentinite	Ca5	23.26941663	121.20505622							
251	Zhuoxi	Yuli	Schiste à chlorite	Ca6	23.26941663	121.20505622							
251	Zhuoxi	Yuli	Schiste à chlorite	Ca7	23.26941663	121.20505622							

Matériel supplémentaire 6 : Analyses microsonde minérales

Matériel supplémentaire 6a : Analyses microsonde des amphiboles

Point d'analyse	Lame	Minéral	Na2O	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	MnO	FeO	MgO	TiO2	Cr2O3	Total
75 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	0,591	55,981	1,199	0,064	11,875	0,272	11,639	16,322	0,003	0	97,946
76 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	2,501	51,593	5,965	0,151	9,314	0,298	13,477	13,467	0,085	0,005	96,855
77 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	2,249	52,105	5,216	0,124	9,446	0,27	13,162	13,713	0,078	0,003	96,366
78 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	1,837	54,559	3,016	0,059	9,902	0,286	12,065	15,386	0,025	0	97,136
80 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	1,682	52,885	2,75	0,127	9,92	0,271	15,694	13,075	0,036	0,01	96,451
81 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	1,235	53,109	2,911	0,111	10,669	0,316	15,693	13,319	0,053	0	97,418
85 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	1,479	53,77	3,157	0,087	10,52	0,202	12,046	15,272	0,021	0,014	96,568
86 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	1,749	55,137	2,346	0,068	9,511	0,3	12,169	15,408	0	0,008	96,697
87 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	3,081	44,61	12,956	0,333	10,378	0,236	13,755	11,016	0,355	0	96,72
88 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	0,559	54,99	1,247	0,046	12,106	0,232	11,847	15,977	0	0	97,005
89 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	2,648	44,831	12,6	0,396	10,168	0,267	15,496	10,101	0,351	0,002	96,86
96 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	1,004	55,175	2,209	0,05	10,927	0,238	11,925	15,77	0	0,008	97,307
97 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	1,508	55,04	2,569	0,045	10,324	0,252	11,504	15,8	0,001	0,003	97,048
99 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	0,445	46,903	12,324	0,07	16,043	0,241	14,027	8,689	0,013	0	98,755
100 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	1,64	54,681	3,062	0,135	10,137	0,231	12,13	15,299	0	0,008	97,323
107 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	1,318	53,703	2,201	0,101	11,076	0,306	15,048	13,913	0,003	0,018	97,687
108 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	1,548	52,184	3,305	0,166	10,78	0,279	15,288	13,355	0,021	0,007	96,933
109 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	1,314	54,741	2,361	0,092	10,85	0,224	11,457	16,065	0	0,004	97,109
110 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	1,38	54,993	2,244	0,076	10,491	0,283	11,686	15,594	0	0,005	96,752
127 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	1,529	50,892	3,904	0,255	10,411	0,307	17,145	12,487	0,027	0,014	96,971
128 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	1,472	52,058	2,965	0,164	10,346	0,27	15,607	13,395	0	0,002	96,279
131 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	1,248	53,081	2,555	0,145	10,943	0,268	15,28	13,491	0,016	0,004	97,031
135 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	3,017	44,314	13,11	0,349	10,289	0,303	14,377	10,835	0,392	0,004	96,989
136 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	2,871	44,495	12,881	0,35	10,449	0,224	14,287	10,963	0,373	0	96,893
137 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	0,98	53,354	2,406	0,08	11,223	0,223	14,089	14,678	0,001	0	97,034
147 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	2,144	52,823	4,473	0,113	9,412	0,233	12,903	14,321	0,04	0	96,463
148 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	2,595	51,928	5,914	0,167	9,138	0,316	13,52	13,43	0,123	0,009	97,14
158 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	2,353	53,913	3,846	0,128	9,2	0,254	12,527	14,723	0,023	0	96,968
159 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	2,953	44,394	13,056	0,377	10,178	0,286	14,058	10,738	0,34	0,008	96,39
159 / 2 ,	CSC 7	Amphibole	2,859	44,223	12,882	0,377	10,22	0,303	14,144	10,911	0,386	0	96,305
159 / 3 ,	CSC 7	Amphibole	2,875	44,498	12,59	0,333	10,633	0,313	14,066	10,92	0,391	0,003	96,622
159 / 4 ,	CSC 7	Amphibole	2,828	44,174	12,924	0,343	10,295	0,295	13,909	11,026	0,365	0	96,16
159 / 5 ,	CSC 7	Amphibole	2,91	44,7	12,791	0,367	10,424	0,285	13,711	11,037	0,362	0	96,587
159 / 6 ,	CSC 7	Amphibole	2,871	44,632	12,963	0,328	10,003	0,267	14,047	10,859	0,371	0,002	96,343
159 / 7 ,	CSC 7	Amphibole	3,085	44,711	13,087	0,35	10,263	0,256	13,596	11,018	0,352	0	96,719
159 / 8 ,	CSC 7	Amphibole	3,166	44,854	12,893	0,367	10,089	0,256	13,981	10,852	0,362	0,02	96,84
159 / 9 ,	CSC 7	Amphibole	3,213	45,085	12,763	0,313	10,074	0,197	13,551	10,824	0,387	0,017	96,424
159 / 10 ,	CSC 7	Amphibole	2,96	44,76	12,805	0,433	10,059	0,338	13,833	10,836	0,358	0,005	96,386
159 / 11 ,	CSC 7	Amphibole	3,129	44,523	12,945	0,31	10,128	0,281	13,866	10,899	0,381	0,003	96,465
159 / 12 ,	CSC 7	Amphibole	2,914	44,438	13,044	0,351	10,267	0,284	13,856	10,943	0,391	0,014	96,501
159 / 13 ,	CSC 7	Amphibole	3,05	44,565	12,786	0,353	10,245	0,245	14,037	10,888	0,373	0,007	96,549
159 / 14 ,	CSC 7	Amphibole	2,954	44,584	13,099	0,375	10,185	0,246	13,866	10,894	0,382	0,012	96,597
159 / 15 ,	CSC 7	Amphibole	2,957	44,798	12,886	0,332	10,328	0,278	13,912	11,35	0,355	0,018	97,215
163 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	3,011	44,515	13,319	0,358	10,327	0,239	14,134	10,682	0,363	0,007	96,956
164 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	2,984	45,628	12,048	0,292	10,397	0,222	13,254	11,519	0,355	0,015	96,714
165 / 1 ,	CSC 7	Amphibole	3,035	44,948	12,314	0,297	10,595	0,223	13,53	11,346	0,333	0,014	96,635

Matériel supplémentaire 6b : Analyses microsonde des chlorites

Point d'analyse	Lame	Minéral	Na2O	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	MnO	FeO	MgO	TiO2	Cr2O3	Total
225 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,008	21,557	24,069	0,026	0,061	0,424	30,456	9,853	0,04	0	86,495
226 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,022	21,03	24,112	0,03	0,058	0,38	29,768	10,403	0,013	0,028	85,843
227 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,009	20,682	25,291	0,026	0,042	0,468	30,192	10,962	0,02	0,003	87,696
228 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,014	21,103	25,165	0,036	0,014	0,396	30,243	10,507	0,026	0	87,505
229 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	20,772	24,722	0,012	0,003	0,378	30,025	10,94	0,027	0,018	86,898
230 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,004	20,421	24,884	0,046	0,021	0,389	30,309	11,03	0,011	0,026	87,141
231 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,003	21,473	24,118	0,024	0	0,444	30,918	9,949	0,016	0,008	86,953
232 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,02	21,044	24,661	0,023	0,061	0,367	30,864	10,428	0	0,001	87,469
233 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	21,124	24,572	0,002	0,083	0,417	30,353	10,491	0,034	0,019	87,093
234 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	21,189	24,429	0	0	0,406	30,437	10,341	0,028	0,013	86,844
235 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,006	20,966	24,522	0,035	0,022	0,417	30,314	10,555	0,012	0,014	86,863
236 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	20,931	24,467	0,034	0,033	0,429	30,197	10,367	0,045	0,008	86,508
176 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,004	21,556	24,611	0	0,044	0,367	30,479	10,53	0,018	0,036	87,645
177 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,012	21,561	24,362	0	0	0,409	29,752	10,55	0,002	0,026	86,673
178 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,003	20,71	24,755	0	0	0,389	30,023	10,79	0,037	0,037	86,743
179 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	20,704	24,731	0	0,025	0,386	30,502	11,058	0,027	0,039	87,472
180 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,015	20,431	25,105	0,007	0	0,407	30,211	10,668	0,045	0,01	86,9
181 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	20,891	25,014	0,029	0,011	0,448	30,047	10,756	0,015	0,038	87,249
182 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	21,138	24,773	0,046	0,009	0,403	30,16	10,477	0,007	0,043	87,055
183 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	21,235	24,851	0	0	0,373	30,374	10,633	0,012	0,017	87,495
184 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,009	20,904	24,969	0,012	0,013	0,415	30,435	10,908	0,011	0,016	87,693
185 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,003	20,873	24,689	0,003	0,042	0,406	30,078	10,672	0,023	0,023	86,812
186 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	20,179	25,022	0,016	0,071	0,399	30,027	10,809	0,023	0,015	86,561
187 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,04	20,081	25,031	0,003	0,082	0,39	29,937	10,78	0,051	0,035	86,43
189 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,031	20,766	24,211	0,064	0,041	0,437	29,536	10,473	0	0,058	85,914
190 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,013	20,617	24,943	0	0	0,423	29,533	10,611	0	0	86,223
191 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	20,728	24,88	0,04	0,02	0,437	30,333	10,467	0	0,023	87,295
192 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	20,63	24,533	0,077	0,035	0,409	29,732	10,73	0	0,033	86,18
193 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,028	20,855	24,303	0,051	0,077	0,444	29,724	10,357	0,099	0,024	86,125
200 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,005	21,353	24,048	0,009	0,026	0,467	29,288	10,254	0,007	0	85,496
202 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,015	21,43	23,742	0,022	0,023	0,417	29,779	10,269	0,033	0,031	85,779
203 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	20,965	24,281	0	0,032	0,387	29,862	10,575	0,083	0,046	86,246
204 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,033	20,959	24,605	0,036	0,009	0,476	29,665	10,54	0	0,005	86,437
90 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,004	21,33	24,358	0,041	0,049	0,405	30,308	10,315	0,045	0,026	86,881
91 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	21,68	24,355	0,025	0,027	0,404	30,205	10,022	0,008	0,026	86,753
92 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	21,589	24,192	0,004	0,043	0,379	30,356	10,136	0,017	0,009	86,724
93 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,024	21,459	24,131	0,007	0,013	0,395	30,115	10,029	0	0,022	86,195
94 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	21,568	24,475	0,016	0,051	0,4	30,63	10,227	0	0,001	87,369
95 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	22,103	24,405	0	0,018	0,438	30,63	10,127	0,004	0,003	87,728
96 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,019	21,601	24,304	0	0,107	0,483	30,662	10,025	0,035	0,026	87,263
97 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	21,266	24,314	0,002	0,035	0,435	29,772	10,174	0,032	0,022	86,052
98 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,006	21,443	24,354	0,019	0,043	0,397	30,065	10,367	0	0,009	86,703
99 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,004	21,285	24,403	0,027	0,032	0,437	30,186	10,18	0,011	0,006	86,572
100 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,011	21,506	24,346	0	0,043	0,433	30,233	10,325	0,024	0,019	86,941
101 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,008	21,893	24,508	0,023	0,035	0,478	29,757	10,2	0,021	0,012	86,934
102 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	21,195	24,571	0,028	0,01	0,448	29,644	10,511	0,002	0,022	86,431
103 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,001	20,947	24,203	0	0,011	0,445	29,897	10,501	0,014	0,022	86,042
104 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,009	20,878	24,953	0	0,054	0,408	30,087	10,892	0,016	0,024	87,321
105 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	20,108	24,384	0	0,029	0,365	29,855	10,816	0	0,027	85,584
106 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,014	21,404	23,828	0	0,021	0,392	29,811	10,481	0	0,034	85,985
107 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,001	21,332	24,174	0	0,084	0,436	29,613	10,269	0,01	0,022	85,941
108 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	20,699	24,319	0,02	0,022	0,418	29,42	10,431	0,019	0,02	85,368
31 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	21,963	25,375	0,025	0,14	0,505	30,673	9,919	0,062	0,02	88,682
32 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,011	21,049	24,024	0,041	0,139	0,472	29,475	9,625	0,065	0,019	84,921
33 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,014	20,968	23,943	0,041	0,119	0,456	29,899	9,974	0,062	0,013	85,489
34 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,007	21,429	23,957	0,043	0,084	0,506	30,246	9,931	0,049	0,012	86,263

Matériel supplémentaire 6b : suite et fin

Point d'analyse	Lame	Minéral	Na2O	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	MnO	FeO	MgO	TiO2	Cr2O3	Total
35 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,018	21,306	24,523	0,011	0,255	0,432	30,278	9,797	0,061	0,005	86,686
36 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	21,305	24,377	0	0,24	0,485	30,539	9,716	0,048	0,03	86,741
37 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,036	21,617	24,088	0,003	0,133	0,514	30,486	9,935	0,051	0,019	86,883
38 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	21,16	23,956	0,006	0,083	0,442	30,347	10,524	0,065	0,007	86,591
39 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,021	21,48	24,138	0,012	0,207	0,491	30,559	9,728	0,042	0,011	86,69
40 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,025	21,625	24,058	0	0,229	0,398	30,617	9,726	0,064	0,023	86,764
41 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	21,36	25,342	0,022	0,292	0,438	30,141	10,18	0,036	0,019	87,831
42 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,011	21,166	23,813	0,024	0,152	0,495	30,751	9,72	0,024	0,025	86,182
43 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,004	20,965	23,99	0,01	0,028	0,443	30,9	9,961	0,041	0,014	86,356
44 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	20,824	23,881	0,016	0,092	0,446	30,975	9,852	0,035	0,002	86,123
45 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	21,635	24,283	0	0,002	0,483	30,921	10,079	0,028	0,02	87,452
46 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,016	21,631	23,813	0,039	0,036	0,41	31,389	9,869	0,033	0,01	87,245
47 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,022	19,4	21,093	0,012	0,164	0,401	32,465	8,293	0,031	0,029	81,91
48 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	19,206	21,069	0,015	0,171	0,377	31,832	8,104	0,056	0,034	80,864
49 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,018	21,372	24,856	0,003	0,03	0,44	30,736	10,341	0,031	0,013	87,839
50 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	22,1	24,544	0,019	0,036	0,508	30,771	10,049	0,011	0,026	88,063
51 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0,008	21,54	24,637	0,037	0,001	0,45	31,214	10,173	0,004	0,035	88,099
52 / 1 ,	CSC 10	Chlorite	0	21,589	24,658	0,026	0,03	0,39	30,807	9,827	0,035	0,045	87,406
160 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,002	19,319	27,02	0,003	0	0,247	20,947	18,402	0,023	0	85,963
161 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0	19,723	26,958	0,024	0,022	0,239	20,782	18,677	0,039	0,002	86,467
162 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,015	19,575	27,128	0	0,022	0,261	19,314	19,735	0,042	0	86,09
155 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0	19,52	27,083	0	0,033	0,183	20,504	18,366	0,014	0	85,703
156 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,025	19,43	27,264	0,011	0,019	0,237	21,138	18,148	0	0,011	86,284
157 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,007	19,66	26,92	0	0,032	0,285	20,297	18,666	0	0,011	85,877
116 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,011	19,728	27,191	0,022	0,037	0,217	20,881	18,325	0,02	0,002	86,434
117 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,02	18,94	27,252	0,011	0,067	0,298	22,839	16,848	0,016	0,016	86,308
115 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,022	19,025	27,358	0,004	0,101	0,277	23,007	16,605	0,052	0,017	86,467
118 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,02	18,892	26,73	0,014	0,106	0,29	23,141	16,603	0,024	0,011	85,83
119 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,051	18,516	27,917	0	0,299	0,265	22,776	16,262	0	0,004	86,091
129 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,008	18,841	26,868	0,01	0,092	0,227	23,318	16,994	0	0	86,358
130 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,01	18,949	26,935	0,009	0,042	0,275	22,988	17,22	0	0,001	86,43
132 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,007	19,35	26,759	0	0,009	0,284	22,486	17,775	0,045	0,012	86,726
122 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,03	19,432	26,734	0	0	0,278	23,123	17,341	0	0,002	86,94
123 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,031	19,564	26,91	0	0	0,305	22,503	17,299	0,048	0	86,66
138 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0	19,462	26,675	0,02	0,014	0,286	21,46	17,615	0,021	0	85,553
139 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,001	19,211	27,053	0,01	0,077	0,259	23,148	17,019	0	0	86,779
134 / 1 ,	CSC 7	Chlorite	0,013	18,952	27,155	0,002	0,041	0,242	22,494	17,31	0,007	0,001	86,218

Matériel supplémentaire 6c : Analyse microsonde des feldspaths

Point d'analyse	Lame	Minéral	Na2O	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	MnO	FeO	F	MgO	Cl	BaO	TiO2	Cr2O3	NiO	Total
123 / 1,	CSC 10	Feldspath	11,42	68,81	19,451	0,037	0,13	0,003	0,062	0,097	0,019	0	0,028	0	0	0	100,056
124 / 1,	CSC 10	Feldspath	9,163	70,357	19,718	0,037	0,084	0	0,021	0	0	0	0	0	0	0	99,38
125 / 1,	CSC 10	Feldspath	11,4	69,224	19,664	0,027	0,136	0,024	0,003	0,097	0	0,006	0	0	0	0	100,58
126 / 1,	CSC 10	Feldspath	8,866	70,315	19,726	0	0,111	0,01	0	0,098	0,007	0,002	0,024	0	0	0	99,159
127 / 1,	CSC 10	Feldspath	11,64	68,847	19,286	0,035	0,079	0,027	0,011	0,024	0,011	0,002	0	0	0	0	99,962
128 / 1,	CSC 10	Feldspath	11,795	68,893	19,383	0,081	0,152	0,006	0,045	0,193	0	0	0	0,036	0,019	0,015	100,618
129 / 1,	CSC 10	Feldspath	11,761	68,961	19,618	0	0,029	0,076	0,042	0,073	0	0	0	0	0	0,009	100,568
130 / 1,	CSC 10	Feldspath	11,805	68,89	19,577	0,029	0,042	0,043	0	0,097	0,011	0,002	0	0	0,003	0	100,499
2 / 1,	CSC 10	Feldspath	12,08	68,73	19,618	0,028	0,007	0,004	0,026	0	0	0	0	0,013	0	0	100,507
77 / 7,	CSC 10	Feldspath	10,737	69,741	19,261	0,05	0,377	0	0,075	0	0,01	0	0	0	0,005	0	100,255
77 / 8,	CSC 10	Feldspath	10,43	69,986	19,723	0,045	0,5	0	0	0	0	0	0	0	0,025	0	100,71
77 / 9,	CSC 10	Feldspath	10,299	69,669	19,89	0,058	0,676	0	0,079	0	0,008	0	0	0	0	0	100,679
77 / 10,	CSC 10	Feldspath	10,527	69,319	19,7	0,02	0,715	0	0,027	0	0	0	0	0	0	0	100,309
77 / 11,	CSC 10	Feldspath	7,528	70,87	20,056	0,051	0,779	0	0	0	0,007	0	0	0	0,008	0	99,3
77 / 12,	CSC 10	Feldspath	10,771	69,915	19,791	0,025	0,651	0	0,051	0	0	0	0	0	0,022	0	101,225
77 / 13,	CSC 10	Feldspath	9,992	69,156	19,789	0,067	0,773	0,014	0,06	0	0,014	0	0	0	0,018	0	99,882
77 / 14,	CSC 10	Feldspath	9,47	68,969	19,727	0,047	0,727	0,017	0,019	0	0	0	0	0	0	0	98,977
77 / 15,	CSC 10	Feldspath	8,501	70,048	19,829	0,057	0,792	0,02	0,009	0	0	0	0	0	0	0	99,256
77 / 16,	CSC 10	Feldspath	8,445	70,758	19,929	0,042	0,749	0	0,023	0	0	0	0	0	0,007	0	99,953
77 / 17,	CSC 10	Feldspath	8,547	70,767	20,148	0,034	0,638	0	0,008	0	0,006	0	0	0	0	0	100,148
77 / 18,	CSC 10	Feldspath	11,257	67,235	19,162	0,02	0,593	0	0,052	0	0,004	0	0	0	0,013	0	98,336
77 / 19,	CSC 10	Feldspath	11,58	68,467	19,693	0,017	0,644	0,009	0,03	0	0	0	0	0	0	0	100,44
77 / 20,	CSC 10	Feldspath	10,99	69,167	19,701	0,031	0,696	0	0,022	0	0,01	0	0	0	0,006	0	100,624
77 / 21,	CSC 10	Feldspath	6,451	71,337	20,265	0,06	0,706	0,026	0	0	0	0	0	0	0,007	0	98,851
77 / 22,	CSC 10	Feldspath	11,044	69,783	19,673	0,059	0,757	0	0,031	0	0	0	0	0	0	0	101,348
77 / 23,	CSC 10	Feldspath	10,497	69,951	19,746	0,057	0,689	0,023	0	0	0	0	0	0	0	0	100,963
77 / 24,	CSC 10	Feldspath	10,38	69,487	19,765	0,055	0,68	0	0,072	0	0,009	0	0	0	0,007	0	100,455
77 / 25,	CSC 10	Feldspath	10,019	70,47	19,484	0,026	0,531	0	0,02	0	0	0	0,004	0,01	0	0	100,564
77 / 26,	CSC 10	Feldspath	9,848	70,446	19,467	0,053	0,408	0	0,021	0	0	0	0	0	0	0	100,244
77 / 27,	CSC 10	Feldspath	9,913	70,499	19,873	0,071	0,613	0,024	0,028	0	0	0	0	0	0	0	101,023
77 / 28,	CSC 10	Feldspath	9,114	70,268	19,802	0,071	0,739	0	0,032	0	0	0	0	0	0,01	0	100,036
77 / 29,	CSC 10	Feldspath	9,297	70,879	19,634	0,017	0,599	0,014	0	0	0	0	0	0	0	0	100,44
77 / 30,	CSC 10	Feldspath	7,843	70,72	19,817	0,036	0,581	0	0,007	0	0	0	0	0	0	0	99,004
77 / 31,	CSC 10	Feldspath	3,926	73,343	20,911	0,062	0,623	0	0,043	0	0,006	0	0	0	0,006	0	98,92
77 / 32,	CSC 10	Feldspath	8,091	71,082	20,09	0,033	0,731	0	0,02	0	0,015	0	0	0	0,007	0	100,069
77 / 33,	CSC 10	Feldspath	7,02	70,966	20,265	0,049	0,837	0,017	0	0	0	0	0	0	0	0	99,153
77 / 34,	CSC 10	Feldspath	6,64	71,677	20,407	0,05	0,882	0,013	0,023	0	0,011	0	0	0	0,002	0	99,704
77 / 35,	CSC 10	Feldspath	10,943	69,304	19,93	0,024	0,871	0,034	0,049	0	0,006	0	0	0	0	0	101,161
77 / 36,	CSC 10	Feldspath	10,709	69,015	19,997	0,05	0,816	0	0	0	0,005	0	0	0	0	0	100,593
77 / 37,	CSC 10	Feldspath	10,082	69,905	19,965	0,025	0,796	0,031	0	0	0	0	0	0	0,003	0	100,807
77 / 38,	CSC 10	Feldspath	9,462	70,444	19,84	0,047	0,692	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100,485
77 / 39,	CSC 10	Feldspath	8,659	70,496	19,94	0,027	0,652	0	0,047	0	0	0	0	0	0	0	99,821
77 / 40,	CSC 10	Feldspath	7,706	70,846	20,045	0,05	0,81	0,02	0	0	0,001	0	0	0	0,006	0	99,484
77 / 41,	CSC 10	Feldspath	9,316	69,904	19,962	0,022	0,768	0	0	0	0,015	0	0	0	0	0	99,988
77 / 42,	CSC 10	Feldspath	9,481	70,12	19,869	0,038	0,895	0	0	0	0,019	0	0	0	0	0	100,422
77 / 43,	CSC 10	Feldspath	8,001	70,413	20,201	0,045	0,859	0	0	0	0	0	0	0	0,006	0	99,524
77 / 44,	CSC 10	Feldspath	9,47	70,217	19,72	0,048	0,768	0,013	0,003	0	0	0	0	0	0	0	100,239
77 / 45,	CSC 10	Feldspath	9,929	69,61	19,624	0,02	0,699	0,028	0,049	0	0	0	0	0	0,002	0	99,963
77 / 46,	CSC 10	Feldspath	9,897	68,607	19,338	0,053	0,674	0,001	0,01	0	0,002	0	0	0	0,009	0	98,592
77 / 47,	CSC 10	Feldspath	9,438	70,221	19,331	0,043	0,537	0,027	0	0	0,037	0	0	0	0,012	0	99,645
77 / 48,	CSC 10	Feldspath	9,783	71,074	19,597	0,042	0,473	0,036	0,031	0	0	0	0	0	0	0	101,035
77 / 49,	CSC 10	Feldspath	7,952	71,714	19,921	0,018	0,554	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100,16
77 / 50,	CSC 10	Feldspath	7,426	71,199	20,101	0,103	0,549	0,02	0,07	0	0,006	0	0	0	0	0	99,474
77 / 51,	CSC 10	Feldspath	7,847	69,729	20,419	0,382	0,388	0	0,085	0	0,068	0	0	0	0,013	0	98,932
77 / 52,	CSC 10	Feldspath	10,229	68,38	19,833	0,454	0,401	0,016	0,09	0	0,066	0	0	0	0,01	0	99,479
77 / 53,	CSC 10	Feldspath	10,184	68,891	19,402	0,077	0,452	0	0,046	0	0,025	0	0	0	0	0	99,077
77 / 54,	CSC 10	Feldspath	9,84	69,919	19,604	0,032	0,5	0	0,064	0	0	0	0	0	0	0	99,959
77 / 55,	CSC 10	Feldspath	8,886	69,942	19,788	0,061	0,554	0	0,013	0	0,013	0	0	0	0,017	0	99,275
77 / 56,	CSC 10	Feldspath	10,014	70,351	19,684	0,023	0,462	0	0	0	0,003	0	0	0	0,011	0	100,548
77 / 57,	CSC 10	Feldspath	9,016	70,994	19,792	0,056	0,335	0	0,028	0	0	0	0	0	0,011	0	100,232
77 / 58,	CSC 10	Feldspath	7,976	71,282	19,873	0,028	0,364	0	0,021	0	0,006	0	0	0	0	0	99,55
77 / 59,	CSC 10	Feldspath	8,077	71,707	19,827	0,038	0,347	0	0	0	0,011	0	0	0	0	0	100,006
77 / 60,	CSC 10	Feldspath	9,101	70,864	19,785	0,032	0,459	0,009	0,017	0	0,014	0	0	0	0	0	100,281
77 / 61,	CSC 10	Feldspath	8,94	70,233	19,375	0,041	0,454	0,036	0	0	0,012	0	0	0	0	0	99,091
77 / 62,	CSC 10	Feldspath	9,099	70,474	19,862	0,11	0,474	0,034	0,032	0	0,028	0	0	0	0	0	100,113
77 / 63,	CSC 10	Feldspath	8,686	69,751	20,214	0,107	0,425	0	0	0	0	0	0	0	0,006	0	99,189
77 / 64,	CSC 10	Feldspath	10,555	67,151	19,399	0,084	0,461	0	0,032	0	0	0	0	0	0,023	0	97,706
77 / 65,	CSC 10	Feldspath	11,229	68,666	19,486	0,066	0,515	0,011	0,027	0	0,013	0	0	0	0,008	0	100,022
77 / 66,	CSC 10	Feldspath	11,191	69,723	19,421	0,065	0,492	0	0,017	0	0	0	0	0	0	0	100,909
77 / 67,	CSC 10	Feldspath	9,537	70,113	19,667	0,046	0,455	0	0,05	0	0	0	0	0	0	0	99,868
77 / 68,	CSC 10	Feldspath	10,184	66,365	18,407	0,047	0,425	0,006	0,063	0	0,023	0	0	0	0	0	95,52

Matériel supplémentaire 6c : suite et fin

Point d'analyse	Lame	Minéral	Na2O	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	MnO	FeO	F	MgO	Cl	BaO	TiO2	Cr2O3	NiO	Total
77 / 69 ,	CSC 10	Feldspath	10,106	69,289	19,509	0,04	0,484	0,021	0,01		0			0	0		99,46
77 / 70 ,	CSC 10	Feldspath	9,055	70,534	19,95	0,027	0,573	0,009	0,024		0			0	0		100,173
77 / 71 ,	CSC 10	Feldspath	6,547	72,584	20,231	0,027	0,532	0,033	0,007		0,02			0	0		99,98
77 / 72 ,	CSC 10	Feldspath	10,089	69,531	19,694	0,052	0,501	0	0		0			0	0		99,868
77 / 73 ,	CSC 10	Feldspath	11,219	68,427	19,404	0,068	0,558	0	0,019		0			0	0		99,694
77 / 74 ,	CSC 10	Feldspath	10,252	70,086	19,4	0,092	0,448	0,037	0		0			0	0,009		100,323
77 / 75 ,	CSC 10	Feldspath	9,776	70,933	19,793	0,048	0,617	0,006	0,008		0,016			0	0		101,196
77 / 76 ,	CSC 10	Feldspath	10,349	68,955	19,517	0,059	0,609	0	0		0,011			0	0		99,501
77 / 77 ,	CSC 10	Feldspath	8,621	56,043	16,185	0,068	0,454	0	0,224		0,061			0	0		81,657
77 / 78 ,	CSC 10	Feldspath	10,305	63,544	17,574	0,074	0,424	0,024	0,133		0,039			0	0		92,117
77 / 79 ,	CSC 10	Feldspath	10,59	67,865	19,36	0,063	0,357	0	0,03		0			0	0		98,265
77 / 80 ,	CSC 10	Feldspath	11,573	70,11	19,561	0,05	0,334	0	0,002		0			0	0,002		101,633
77 / 81 ,	CSC 10	Feldspath	10,152	70,751	19,546	0,073	0,313	0,036	0		0			0	0,004		100,875
77 / 82 ,	CSC 10	Feldspath	10,006	70,806	19,618	0,08	0,307	0	0		0			0	0,011		100,829
77 / 83 ,	CSC 10	Feldspath	9,592	69,681	19,643	0,019	0,472	0,009	0		0,042			0	0,006		99,465
77 / 84 ,	CSC 10	Feldspath	11,584	68,26	19,38	0,028	0,458	0	0,05		0,008			0	0,008		99,777
77 / 85 ,	CSC 10	Feldspath	10,943	69,497	19,535	0,033	0,544	0,003	0		0,005			0,003	0		100,564
77 / 86 ,	CSC 10	Feldspath	9,681	69,631	19,764	0,085	0,672	0	0,014		0,012			0	0		99,859
77 / 87 ,	CSC 10	Feldspath	9,799	71,849	19,549	0,045	0,574	0	0		0,012			0	0		101,829
77 / 88 ,	CSC 10	Feldspath	9,575	69,366	19,663	0,018	0,626	0	0,002		0			0	0,001		99,251
77 / 89 ,	CSC 10	Feldspath	9,278	69,999	19,751	0,042	0,594	0,01	0,018		0,009			0	0,008		99,707
77 / 90 ,	CSC 10	Feldspath	9,093	70,263	19,817	0,043	0,478	0	0		0			0	0		99,694
77 / 91 ,	CSC 10	Feldspath	8,541	70,592	19,899	0,083	0,557	0,028	0,011		0,025			0	0,004		99,74
77 / 92 ,	CSC 10	Feldspath	7,851	71,248	19,882	0,067	0,536	0,013	0,011		0			0	0		99,608
77 / 93 ,	CSC 10	Feldspath	8,176	71,43	19,739	0,031	0,521	0	0		0,013			0	0		99,909
77 / 94 ,	CSC 10	Feldspath	8,747	70,969	19,888	0,003	0,606	0,019	0,038		0			0	0,016		100,286
77 / 95 ,	CSC 10	Feldspath	8,012	70,997	19,77	0,044	0,521	0,053	0,049		0			0	0		99,445
77 / 96 ,	CSC 10	Feldspath	8,265	71,226	19,846	0,042	0,595	0,028	0,021		0,002			0	0		100,026
77 / 97 ,	CSC 10	Feldspath	9,892	70,152	19,783	0,021	0,705	0,014	0,015		0,005			0	0		100,588
77 / 98 ,	CSC 10	Feldspath	8,771	69,631	19,728	0,067	0,7	0,017	0,012		0,008			0	0		98,934
77 / 99 ,	CSC 10	Feldspath	10,088	70,162	19,849	0,039	0,729	0,011	0,015		0			0	0,005		100,898
77 / 100 ,	CSC 10	Feldspath	10,118	70,27	19,636	0,052	0,655	0	0		0			0	0		100,731
98 / 1 ,	CSC 7	Feldspath	11,981	69,082	19,55	0,067	0,205	0,026	0,35		0			0	0		101,26
94 / 1 ,	CSC 7	Feldspath	11,78	68,362	19,814	0,04	0,747	0,006	0,279		0,016			0	0		101,043
95 / 1 ,	CSC 7	Feldspath	11,904	68,827	19,558	0,071	0,6	0,006	0,237		0,002			0	0,006		101,212
152 / 1 ,	CSC 7	Feldspath	12,001	68,979	19,35	0,048	0,103	0,013	0,221		0			0	0		100,716
142 / 1 ,	CSC 7	Feldspath	12,075	69,002	19,426	0,071	0,065	0,021	0,108		0,018			0	0		100,787
143 / 1 ,	CSC 7	Feldspath	11,735	68,987	19,61	0,024	0,431	0,007	0,103		0			0	0,003		100,9
144 / 1 ,	CSC 7	Feldspath	11,919	69,154	19,155	0,075	0,131	0,001	0,113		0			0	0		100,549

Matériel supplémentaire 6d: Analyses microsonde des grenats

Point d'analyse	Lame	Minéral	Na2O	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	MnO	FeO	MgO	TiO2	Cr2O3	Total
1 / 1 .	CSC10	Grenat	0.017	20.786	37.536	0.000	2.461	4.343	30.383	1.150	0.109	0.028	96.814
8 / 1 .	CSC10	Grenat	0.000	20.606	37.114	0.010	6.655	4.365	30.398	1.084	0.104	0.014	100.350
9 / 1 .	CSC10	Grenat	0.000	20.910	37.260	0.008	5.788	2.682	32.884	1.309	0.045	0.026	100.912
10 / 1 .	CSC10	Grenat	0.000	21.113	37.350	0.000	5.533	0.829	34.428	1.734	0.072	0.008	101.066
10 / 2 .	CSC10	Grenat	0.019	20.904	37.401	0.000	5.317	0.918	34.590	1.655	0.059	0.000	100.863
10 / 3 .	CSC10	Grenat	0.024	20.828	37.396	0.000	5.485	1.334	34.109	1.496	0.057	0.016	100.745
10 / 4 .	CSC10	Grenat	0.018	20.787	37.203	0.015	5.668	1.653	33.986	1.399	0.101	0.026	100.856
10 / 5 .	CSC10	Grenat	0.019	20.852	37.415	0.041	5.747	2.107	33.197	1.357	0.076	0.010	100.822
10 / 6 .	CSC10	Grenat	0.012	20.810	37.339	0.000	5.713	2.569	33.050	1.260	0.086	0.007	100.846
10 / 7 .	CSC10	Grenat	0.000	20.721	37.109	0.000	5.854	3.075	32.460	1.266	0.080	0.017	100.583
10 / 8 .	CSC10	Grenat	0.000	20.799	37.032	0.000	6.037	3.666	31.847	1.178	0.080	0.003	100.643
10 / 9 .	CSC10	Grenat	0.001	20.626	37.082	0.000	6.260	4.018	31.262	1.113	0.074	0.028	100.464
10 / 10 .	CSC10	Grenat	0.036	20.824	37.090	0.000	6.606	4.312	30.627	1.022	0.105	0.018	100.640
10 / 11 .	CSC10	Grenat	0.001	20.713	37.167	0.005	7.070	4.743	29.958	1.015	0.119	0.014	100.805
10 / 12 .	CSC10	Grenat	0.050	20.806	37.032	0.040	7.385	4.900	29.521	1.043	0.098	0.013	100.888
10 / 13 .	CSC10	Grenat	0.009	20.625	37.275	0.000	7.082	5.048	28.845	0.984	0.094	0.008	99.971
10 / 14 .	CSC10	Grenat	0.000	20.975	37.373	0.004	7.371	5.233	28.824	1.006	0.105	0.003	100.894
10 / 16 .	CSC10	Grenat	0.000	20.586	37.570	0.010	7.046	5.008	28.665	1.024	0.124	0.011	100.043
10 / 17 .	CSC10	Grenat	0.013	21.025	37.511	0.000	7.211	5.097	28.919	1.001	0.080	0.012	100.868
10 / 18 .	CSC10	Grenat	0.012	20.725	37.237	0.000	7.119	5.090	28.940	1.033	0.106	0.008	100.270
10 / 19 .	CSC10	Grenat	0.011	20.614	37.208	0.000	7.425	5.084	28.593	0.969	0.127	0.011	100.043
10 / 20 .	CSC10	Grenat	0.021	20.680	37.231	0.000	7.426	5.053	28.889	0.940	0.120	0.000	100.360
10 / 21 .	CSC10	Grenat	0.003	20.769	37.040	0.027	7.203	4.825	29.110	0.992	0.074	0.000	100.044
10 / 22 .	CSC10	Grenat	0.015	20.752	37.023	0.000	7.058	4.874	29.222	1.013	0.109	0.011	100.078
10 / 23 .	CSC10	Grenat	0.007	20.611	37.076	0.000	7.071	4.788	29.149	1.091	0.084	0.013	99.890
10 / 24 .	CSC10	Grenat	0.000	20.642	37.154	0.000	7.149	4.311	29.585	1.348	0.079	0.000	100.268
10 / 25 .	CSC10	Grenat	0.021	20.679	37.282	0.033	6.785	3.243	29.803	2.028	0.075	0.007	99.956
10 / 26 .	CSC10	Grenat	0.004	20.663	37.206	0.010	6.454	3.837	30.312	1.763	0.102	0.015	100.367
10 / 27 .	CSC10	Grenat	0.030	21.649	37.720	0.007	5.557	3.261	30.302	3.160	0.086	0.031	101.803
10 / 28 .	CSC10	Grenat	0.000	20.592	37.180	0.023	6.031	3.146	31.279	1.360	0.058	0.017	99.685
10 / 29 .	CSC10	Grenat	0.026	20.570	37.294	0.007	6.138	2.793	31.897	1.360	0.093	0.035	100.214
10 / 30 .	CSC10	Grenat	0.000	20.822	37.474	0.018	5.819	2.415	32.500	1.370	0.071	0.000	100.489
10 / 31 .	CSC10	Grenat	0.041	20.882	37.690	0.000	5.623	1.930	33.492	1.463	0.069	0.008	101.199
10 / 32 .	CSC10	Grenat	0.013	20.865	37.240	0.000	5.204	1.574	33.974	1.533	0.064	0.019	100.488
10 / 33 .	CSC10	Grenat	0.000	20.905	37.324	0.017	4.997	1.304	34.815	1.670	0.065	0.000	101.097
10 / 34 .	CSC10	Grenat	0.000	20.829	37.220	0.000	5.091	0.905	34.475	1.851	0.056	0.015	100.442
10 / 35 .	CSC10	Grenat	0.000	20.779	37.290	0.038	4.607	0.762	35.118	2.029	0.061	0.022	100.706
10 / 36 .	CSC10	Grenat	0.015	20.759	37.444	0.027	4.982	0.619	34.224	2.167	0.053	0.019	100.308
10 / 37 .	CSC10	Grenat	0.006	21.004	37.456	0.000	4.482	0.478	34.074	2.595	0.016	0.005	100.116
10 / 38 .	CSC10	Grenat	0.012	20.814	37.758	0.022	4.785	0.354	33.350	2.955	0.048	0.018	100.117
10 / 39 .	CSC10	Grenat	0.027	20.905	37.595	0.000	4.553	0.320	32.740	3.602	0.066	0.008	99.817
10 / 40 .	CSC10	Grenat	0.015	21.381	37.568	0.028	4.201	0.208	32.775	3.865	0.064	0.011	100.116
89 / 1 .	CSC10	Grenat	0.015	20.950	37.165	0.001	4.635	0.694	34.506	1.914	0.049	0.002	99.932
89 / 2 .	CSC10	Grenat	0.033	21.043	37.310	0.000	5.349	0.757	34.779	1.877	0.075	0.003	101.227
89 / 3 .	CSC10	Grenat	0.023	20.838	37.220	0.000	5.289	0.771	33.908	1.696	0.056	0.005	99.806
89 / 4 .	CSC10	Grenat	0.000	20.804	37.252	0.007	5.396	0.898	34.211	1.663	0.055	0.013	100.299
89 / 5 .	CSC10	Grenat	0.033	20.702	37.549	0.033	5.452	0.926	33.713	1.626	0.066	0.012	100.112
89 / 6 .	CSC10	Grenat	0.023	20.675	37.395	0.000	5.671	1.102	33.852	1.574	0.066	0.012	100.370
89 / 7 .	CSC10	Grenat	0.021	20.955	37.305	0.000	5.117	1.274	34.285	1.570	0.063	0.020	100.609
89 / 8 .	CSC10	Grenat	0.000	20.593	36.848	0.014	5.785	1.434	33.403	1.476	0.077	0.000	99.630
89 / 9 .	CSC10	Grenat	0.000	20.872	37.296	0.027	5.262	1.558	33.766	1.446	0.060	0.025	100.312
89 / 10 .	CSC10	Grenat	0.000	20.661	37.117	0.000	5.535	1.692	33.393	1.452	0.065	0.006	99.921
89 / 11 .	CSC10	Grenat	0.016	20.899	37.204	0.000	5.607	2.057	33.644	1.440	0.076	0.020	100.964
89 / 12 .	CSC10	Grenat	0.000	20.730	37.290	0.000	6.023	2.223	32.570	1.350	0.088	0.010	100.286

Matériel supplémentaire 6d: suite

Point d'analyse	Lame	Minéral	Na2O	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	MnO	FeO	MgO	TiO2	Cr2O3	Total
89 / 13 .	CSC10	Grenat	0.023	20.559	37.423	0.000	5.784	2.428	32.440	1.305	0.080	0.003	100.046
89 / 14 .	CSC10	Grenat	0.008	20.799	37.095	0.000	5.734	2.679	32.541	1.277	0.100	0.009	100.243
89 / 15 .	CSC10	Grenat	0.006	20.780	37.315	0.016	5.495	3.096	32.395	1.224	0.056	0.018	100.402
89 / 16 .	CSC10	Grenat	0.023	20.662	37.154	0.014	5.964	3.162	31.994	1.260	0.075	0.010	100.319
89 / 17 .	CSC10	Grenat	0.000	20.780	37.273	0.012	5.642	3.378	31.538	1.204	0.068	0.000	99.894
89 / 18 .	CSC10	Grenat	0.025	20.780	37.432	0.041	5.525	3.514	31.322	1.172	0.065	0.011	99.887
89 / 19 .	CSC10	Grenat	0.016	20.737	37.178	0.000	5.894	3.684	31.373	1.117	0.063	0.000	100.062
89 / 20 .	CSC10	Grenat	0.000	20.624	37.315	0.005	6.155	3.752	31.282	1.152	0.100	0.013	100.399
89 / 21 .	CSC10	Grenat	0.000	20.523	37.041	0.002	6.073	3.593	30.892	1.140	0.111	0.027	99.402
89 / 22 .	CSC10	Grenat	0.067	20.615	37.171	0.016	6.012	3.587	31.162	1.168	0.101	0.003	99.901
89 / 23 .	CSC10	Grenat	0.038	20.783	37.187	0.020	6.125	3.667	31.234	1.188	0.096	0.012	100.349
89 / 24 .	CSC10	Grenat	0.000	20.747	36.933	0.011	6.090	3.534	31.601	1.148	0.079	0.002	100.145
89 / 25 .	CSC10	Grenat	0.056	20.942	36.779	0.000	5.773	3.405	31.609	1.166	0.057	0.014	99.801
89 / 26 .	CSC10	Grenat	0.014	20.840	37.437	0.021	5.643	3.417	31.931	1.273	0.050	0.018	100.643
89 / 27 .	CSC10	Grenat	0.012	20.870	37.135	0.000	5.825	3.203	31.978	1.278	0.067	0.000	100.369
89 / 28 .	CSC10	Grenat	0.038	20.722	36.813	0.025	6.134	2.979	31.992	1.146	0.109	0.019	99.977
89 / 29 .	CSC10	Grenat	0.022	20.828	37.237	0.023	5.701	2.893	32.533	1.224	0.075	0.019	100.553
89 / 30 .	CSC10	Grenat	0.023	20.623	37.185	0.006	5.919	2.824	32.164	1.244	0.078	0.005	100.072
89 / 31 .	CSC10	Grenat	0.006	20.690	37.095	0.003	5.620	2.736	32.291	1.270	0.041	0.023	99.774
89 / 32 .	CSC10	Grenat	0.000	20.934	37.651	0.000	5.633	2.613	32.714	1.313	0.055	0.006	100.919
89 / 33 .	CSC10	Grenat	0.000	20.947	37.050	0.040	5.575	2.466	33.160	1.366	0.061	0.000	100.665
89 / 34 .	CSC10	Grenat	0.012	20.806	37.325	0.008	5.859	2.006	33.097	1.325	0.065	0.000	100.502
89 / 35 .	CSC10	Grenat	0.049	20.903	37.263	0.000	5.693	1.987	33.012	1.336	0.076	0.002	100.321
89 / 36 .	CSC10	Grenat	0.020	21.038	37.422	0.000	5.528	1.754	33.488	1.480	0.060	0.000	100.791
89 / 37 .	CSC10	Grenat	0.032	20.882	37.093	0.000	5.496	1.652	33.658	1.432	0.048	0.011	100.304
89 / 38 .	CSC10	Grenat	0.001	20.536	37.205	0.026	5.580	1.359	33.312	1.486	0.062	0.022	99.587
89 / 39 .	CSC10	Grenat	0.007	20.882	37.251	0.014	5.603	1.372	33.391	1.439	0.033	0.003	99.994
89 / 40 .	CSC10	Grenat	0.015	20.725	37.260	0.032	5.387	1.240	33.804	1.546	0.069	0.004	100.082
163 / 1 .	CSC10	Grenat	0.015	21.010	37.714	0.001	5.698	1.779	32.924	1.437	0.105	0.007	100.690
163 / 2 .	CSC10	Grenat	0.016	20.740	37.518	0.005	5.928	2.045	32.565	1.366	0.093	0.015	100.291
163 / 3 .	CSC10	Grenat	0.018	20.988	37.210	0.013	5.774	2.278	32.541	1.393	0.066	0.015	100.296
163 / 4 .	CSC10	Grenat	0.000	20.693	37.466	0.000	5.940	2.574	32.035	1.346	0.066	0.012	100.132
163 / 5 .	CSC10	Grenat	0.029	20.713	37.384	0.011	5.918	2.592	31.826	1.246	0.059	0.001	99.778
163 / 6 .	CSC10	Grenat	0.015	20.757	37.371	0.012	6.321	2.872	31.511	1.308	0.091	0.005	100.262
163 / 7 .	CSC10	Grenat	0.000	20.821	37.294	0.000	5.956	2.988	31.582	1.195	0.072	0.000	99.909
163 / 8 .	CSC10	Grenat	0.040	20.797	37.162	0.000	5.922	3.142	31.288	1.154	0.052	0.024	99.581
163 / 9 .	CSC10	Grenat	0.020	20.700	37.143	0.000	6.397	3.463	30.653	1.117	0.100	0.013	99.606
163 / 10 .	CSC10	Grenat	0.020	20.545	37.217	0.015	6.017	3.584	30.722	1.175	0.125	0.004	99.424
163 / 11 .	CSC10	Grenat	0.000	20.724	37.354	0.000	6.174	3.706	31.108	1.186	0.069	0.008	100.328
163 / 12 .	CSC10	Grenat	0.014	20.808	37.481	0.020	6.493	3.733	30.582	1.104	0.062	0.005	100.301
163 / 13 .	CSC10	Grenat	0.009	20.700	37.383	0.022	6.257	3.975	30.571	1.153	0.092	0.014	100.176
163 / 14 .	CSC10	Grenat	0.005	20.565	37.469	0.000	6.703	3.941	30.020	1.086	0.084	0.011	99.885
163 / 15 .	CSC10	Grenat	0.009	20.871	37.302	0.018	6.363	4.146	30.330	1.053	0.031	0.013	100.137
163 / 16 .	CSC10	Grenat	0.009	20.567	37.311	0.018	6.858	4.294	30.004	1.105	0.133	0.005	100.305
163 / 17 .	CSC10	Grenat	0.064	20.675	37.099	0.021	6.732	4.376	29.686	1.061	0.182	0.021	99.916
163 / 19 .	CSC10	Grenat	0.011	20.914	37.328	0.006	6.569	4.261	29.971	1.092	0.091	0.008	100.252
163 / 20 .	CSC10	Grenat	0.028	21.430	38.502	0.022	6.480	4.129	30.030	1.216	0.134	0.009	101.979
163 / 21 .	CSC10	Grenat	0.029	20.611	37.557	0.004	6.311	4.284	30.535	1.110	0.069	0.020	100.529
163 / 22 .	CSC10	Grenat	0.037	20.632	37.513	0.018	6.288	3.924	31.020	1.114	0.071	0.010	100.627
163 / 23 .	CSC10	Grenat	0.010	20.699	37.229	0.040	6.086	3.858	30.695	1.158	0.085	0.014	99.874
163 / 24 .	CSC10	Grenat	0.018	20.610	37.206	0.012	5.954	3.543	31.167	1.204	0.066	0.020	99.799
163 / 25 .	CSC10	Grenat	0.010	20.602	37.190	0.026	5.948	3.179	32.064	1.179	0.077	0.000	100.275
163 / 26 .	CSC10	Grenat	0.016	20.751	37.536	0.010	5.858	2.937	31.929	1.289	0.082	0.012	100.419
163 / 27 .	CSC10	Grenat	0.005	20.748	37.009	0.014	5.948	2.593	32.081	1.288	0.059	0.021	99.765

Matériel supplémentaire 6d: suite et fin

Point d'analyse	Lame	Minéral	Na2O	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	MnO	FeO	MgO	TiO2	Cr2O3	Total
163 / 28 .	CSC10	Grenat	0.023	20.530	36.957	0.000	5.925	2.207	32.719	1.351	0.125	0.003	99.839
163 / 29 .	CSC10	Grenat	0.012	20.533	37.208	0.013	5.656	2.012	33.151	1.416	0.028	0.030	100.059
163 / 30 .	CSC10	Grenat	0.000	20.651	36.829	0.010	5.380	1.801	32.863	1.437	0.099	0.015	99.086
164 / 1 .	CSC10	Grenat	0.001	20.731	37.384	0.008	5.408	1.299	33.395	1.462	0.063	0.009	99.759
164 / 2 .	CSC10	Grenat	0.025	20.914	37.265	0.000	6.011	1.518	32.667	1.382	0.074	0.004	99.862
164 / 3 .	CSC10	Grenat	0.006	20.500	37.114	0.016	5.911	1.921	32.688	1.393	0.091	0.008	99.648
164 / 4 .	CSC10	Grenat	0.019	20.762	37.208	0.042	5.915	2.181	32.470	1.298	0.048	0.017	99.959
164 / 5 .	CSC10	Grenat	0.016	20.786	37.488	0.014	6.379	2.648	31.773	1.249	0.079	0.015	100.446
164 / 6 .	CSC10	Grenat	0.018	20.639	36.989	0.000	6.084	3.117	31.391	1.186	0.058	0.004	99.486
164 / 7 .	CSC10	Grenat	0.002	20.558	37.144	0.000	6.117	3.353	31.201	1.200	0.092	0.023	99.691
164 / 8 .	CSC10	Grenat	0.028	20.725	37.353	0.053	6.410	3.716	30.541	1.152	0.069	0.007	100.055
164 / 9 .	CSC10	Grenat	0.028	20.714	37.254	0.000	6.516	3.980	29.826	1.081	0.099	0.020	99.518
164 / 10 .	CSC10	Grenat	0.084	20.615	36.975	0.000	6.693	4.100	29.853	1.114	0.114	0.007	99.554
164 / 11 .	CSC10	Grenat	0.037	20.968	37.369	0.000	6.697	4.486	29.571	1.000	0.111	0.011	100.249
164 / 12 .	CSC10	Grenat	0.000	20.420	37.359	0.004	6.922	4.588	28.959	1.026	0.102	0.026	99.404
164 / 13 .	CSC10	Grenat	0.000	20.834	37.048	0.053	6.959	4.649	28.916	1.046	0.087	0.026	99.619
164 / 14 .	CSC10	Grenat	0.000	20.488	37.386	0.000	7.055	4.974	29.396	1.014	0.085	0.013	100.409
164 / 15 .	CSC10	Grenat	0.031	20.752	37.250	0.016	7.399	4.855	28.897	0.951	0.093	0.002	100.247
164 / 16 .	CSC10	Grenat	0.015	20.601	37.160	0.000	7.414	4.941	28.317	0.962	0.100	0.007	99.518
164 / 17 .	CSC10	Grenat	0.000	20.693	37.245	0.000	7.855	4.971	28.252	0.952	0.139	0.022	100.128
164 / 18 .	CSC10	Grenat	0.037	20.677	37.549	0.012	7.424	4.937	28.506	0.970	0.078	0.002	100.191
164 / 19 .	CSC10	Grenat	0.046	20.699	37.143	0.020	7.843	4.967	28.106	0.962	0.142	0.014	99.942
164 / 20 .	CSC10	Grenat	0.014	20.778	37.664	0.023	7.597	5.262	27.821	0.964	0.127	0.005	100.254
164 / 21 .	CSC10	Grenat	0.000	20.800	37.212	0.002	7.473	5.039	28.358	0.946	0.066	0.000	99.895
164 / 22 .	CSC10	Grenat	0.010	20.888	37.263	0.012	7.691	5.031	27.804	0.933	0.121	0.005	99.756
164 / 23 .	CSC10	Grenat	0.039	20.749	37.438	0.000	7.396	5.158	28.101	0.961	0.065	0.019	99.925
164 / 24 .	CSC10	Grenat	0.010	20.860	37.421	0.013	7.408	5.127	28.583	0.962	0.075	0.015	100.473
164 / 25 .	CSC10	Grenat	0.024	20.920	37.232	0.008	7.207	4.990	28.517	0.973	0.095	0.000	99.967
164 / 26 .	CSC10	Grenat	0.007	20.641	37.383	0.006	7.423	5.002	28.840	1.045	0.092	0.018	100.458
164 / 27 .	CSC10	Grenat	0.019	20.699	37.567	0.020	7.200	4.853	29.203	0.978	0.098	0.017	100.653
164 / 28 .	CSC10	Grenat	0.005	20.684	37.595	0.002	7.276	4.791	28.940	0.994	0.104	0.022	100.412
164 / 29 .	CSC10	Grenat	0.025	20.867	37.566	0.034	7.197	4.631	29.337	1.052	0.073	0.006	100.788
164 / 30 .	CSC10	Grenat	0.044	20.854	37.119	0.000	6.871	4.469	29.596	1.030	0.112	0.026	100.121
164 / 31 .	CSC10	Grenat	0.002	20.791	37.419	0.049	6.668	4.310	30.053	1.008	0.115	0.000	100.414
164 / 32 .	CSC10	Grenat	0.049	20.937	37.333	0.010	6.553	4.117	30.520	1.058	0.094	0.020	100.690
164 / 33 .	CSC10	Grenat	0.002	21.174	37.541	0.000	6.386	3.809	30.571	1.061	0.096	0.000	100.639
164 / 34 .	CSC10	Grenat	0.014	20.883	37.338	0.006	6.138	3.514	30.667	1.144	0.083	0.011	99.798
164 / 35 .	CSC10	Grenat	0.013	20.660	37.273	0.000	6.445	3.324	31.096	1.177	0.128	0.004	100.121
164 / 36 .	CSC10	Grenat	0.000	21.131	37.559	0.002	5.978	3.090	31.745	1.317	0.101	0.000	100.924
164 / 37 .	CSC10	Grenat	0.000	21.049	37.733	0.036	5.702	2.755	32.356	1.241	0.073	0.005	100.951
164 / 38 .	CSC10	Grenat	0.038	21.221	37.641	0.005	5.817	2.356	32.440	1.349	0.078	0.014	100.958
164 / 39 .	CSC10	Grenat	0.050	21.080	37.845	0.014	5.753	1.978	32.875	1.330	0.079	0.025	101.030
164 / 40 .	CSC10	Grenat	0.000	21.187	37.745	0.015	5.703	1.786	33.443	1.432	0.078	0.000	101.391

Matériel supplémentaire 6e : analyses microsonde des phengites

Point d'analyse	Lame	Minéral	Na2O	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	MnO	FeO	F	MgO	Cl	BaO	TiO2	Cr2O3	Total
188 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,433	50,93	29,536	9,845	0,047	0,025	3,043		2,193			0,138	0,07	96,259
194 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,489	49,993	30,633	9,843	0,007	0	2,833	0,297	1,953	0,014	0,107	0,247	0,01	96,426
195 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,486	49,522	30,541	9,912	0,019	0	2,939	0	1,965	0	0,147	0,085	0,002	95,644
196 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,363	46,152	28,921	9,307	0	0	4,142	0	2,305	0	0,155	0,096	0	91,47
197 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,503	48,988	29,782	9,827	0,016	0	2,933	0	2,145	0,015	0,143	0,332	0,04	94,725
199 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,504	49,528	30,802	9,978	0	0,013	2,645	0	2,099	0	0,103	0,188	0,042	95,901
201 / 1 ,	CSC 10	Phengite	1,356	47,71	33,223	9,126	0	0	1,922	0	1,646	0	0,127	0,488	0,057	95,654
205 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,369	49,565	30,412	10,19	0	0,003	2,726	0,273	2,073	0,011	0,114	0,149	0,056	95,976
206 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,398	49,77	29,908	9,732	0,026	0,13	3,111	0,074	2,257	0,002	0,089	0,193	0,015	95,706
207 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,396	49,359	29,194	9,76	0	0,028	2,906	0,099	2,187	0,004	0,119	0,184	0,013	94,275
208 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,337	48,362	28,65	9,621	0	0,031	3,269	0,321	2,077	0	0,106	0,21	0,024	93,01
209 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,355	49,775	29,72	10,098	0	0	3,493	0,272	2,192	0	0,138	0,209	0,029	96,282
210 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,351	49,566	29,13	9,977	0	0,095	2,878	0	2,365	0,002	0,054	0,172	0,002	94,614
211 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,409	49,506	29,278	9,904	0	0	2,747	0,397	2,189	0	0,117	0,272	0,007	94,835
212 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,434	50,05	29,824	9,855	0,042	0,032	2,758	0,422	2,213	0	0,117	0,238	0	95,984
213 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,402	49,395	30,236	9,914	0,051	0,007	2,77	0,248	2,007	0,015	0,134	0,215	0,005	95,431
214 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,444	49,232	30,657	10,018	0,062	0	2,506	0,124	1,836	0,002	0,132	0,11	0,015	95,186
215 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,396	49,314	30,237	9,876	0,018	0,026	2,808	0	2,076	0	0,151	0,23	0,024	95,251
216 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,519	49,953	30,499	9,58	0	0	2,607	0,199	2,402	0,009	0,175	0,412	0,045	96,399
217 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,573	49,718	30,126	9,582	0	0,014	2,678	0,075	2,401	0,003	0,09	0,259	0	95,52
218 / 1 ,	CSC 10	Phengite	1,588	48,228	34,153	8,599	0	0,019	1,323	0,248	1,453	0	0,147	0,254	0,041	96,133
219 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,492	49,883	28,989	9,361	0	0,021	2,497	0,1	2,691	0,004	0,163	0,469	0,004	94,672
220 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,405	50,136	29,41	9,801	0	0,03	3,118	0,248	2,236	0	0,126	0,246	0,038	95,815
222 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,294	49,742	28,894	10,198	0	0	3,159	0,074	2,148	0	0,162	0,098	0,016	94,829
223 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,434	50,122	29,248	10,011	0	0	2,993	0	2,266	0	0,14	0,214	0,016	95,447
165 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,492	51,395	28,775	9,56	0	0,023	2,833		2,393			0,276	0,051	95,797
166 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,413	49,708	30,697	10,002	0	0,028	2,374		1,739			0,168	0,058	95,187
168 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,81	46,54	30	9,325	0,019	0,024	1,881		1,539			0,27	0,028	90,437
169 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,956	48,642	31,781	9,354	0	0,02	1,9		1,542			0,34	0,024	94,559
170 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,492	50,575	29,309	9,702	0,055	0,028	2,668		2,064			0,218	0,063	95,173
171 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,507	50,753	30,062	9,886	0	0,006	2,432		2,005			0,256	0,052	95,959
172 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,499	49,769	30,972	9,903	0,035	0,023	2,093		1,618			0,228	0,049	95,188
173 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,354	50,135	31,221	10,146	0,054	0	2,154		1,692			0,132	0,026	95,915
174 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,395	50,527	30,008	10,091	0	0,028	2,607		2,015			0,105	0,021	95,797
175 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,397	50,486	29,01	9,851	0	0,097	3,188		2,153			0,146	0,031	95,36
131 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,328	50,442	30,602	10,151	0	0,015	2,514	0,075	2,077	0,006	0,158	0,19	0,078	96,635
131 / 2 ,	CSC 10	Phengite	0,381	50,014	30,362	10,104	0	0,027	2,64	0,446	2,067	0	0,091	0,124	0,031	96,287
131 / 3 ,	CSC 10	Phengite	0,425	45,315	30,02	8,699	0,002	0,043	5,546	0,072	2,508	0	0,084	0,101	0,052	92,868
131 / 4 ,	CSC 10	Phengite	0,547	47,333	32,742	9,976	0	0	1,579	0,2	1,179	0,017	0,061	0,275	0,07	93,979
131 / 5 ,	CSC 10	Phengite	0,689	45,984	33,155	9,924	0,006	0	1,312	0	0,814	0,003	0,101	0,186	0,051	92,225
131 / 6 ,	CSC 10	Phengite	0,407	49,301	30,809	10,19	0	0	2,507	0	2,007	0	0,081	0,159	0,027	95,551
131 / 8 ,	CSC 10	Phengite	0,38	47,723	29,374	9,679	0	0	2,541	0,347	1,633	0	0,196	0,315	0,085	92,272
131 / 9 ,	CSC 10	Phengite	0,575	49,585	29,376	9,418	0,004	0,048	2,669	0,173	2,709	0,004	0,148	0,43	0,011	95,162
131 / 10 ,	CSC 10	Phengite	0,404	48,548	30,895	10,064	0,056	0,047	2,503	0,05	1,797	0,006	0,084	0,032	0,038	94,525
131 / 11 ,	CSC 10	Phengite	0,876	47,415	32,034	9,442	0,001	0	1,623	0,025	1,631	0	0,163	0,238	0,031	93,48
131 / 12 ,	CSC 10	Phengite	0,615	47,703	29,849	9,422	0,024	0,084	2,143	0,025	1,741	0,003	0,089	0,327	0,045	92,07
131 / 13 ,	CSC 10	Phengite	0,557	48,487	30,783	9,998	0,051	0	1,984	0,274	1,705	0	0,105	0,283	0,03	94,26
131 / 14 ,	CSC 10	Phengite	1,595	47,275	33,791	8,207	0,117	0,035	1,16	0,174	0,803	0,004	0,142	0,161	0,036	93,505
131 / 15 ,	CSC 10	Phengite	0,675	48,758	31,015	9,677	0,05	0	2,325	0,421	1,99	0,002	0,126	0,19	0,014	95,259
109 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,378	50,269	30,766	9,881	0,021	0	2,768	0,223	2,1	0,002	0,072	0,127	0,007	96,613
110 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,341	51,09	29,104	9,947	0	0	2,952	0,124	2,319	0,006	0,163	0,215	0,029	96,29
111 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,434	50,546	29,626	9,917	0,072	0,067	3,037	0,248	2,21	0	0,163	0,301	0	96,62
112 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,438	49,943	29,889	9,706	0	0	2,951	0,493	2,273	0	0,152	0,244	0,021	96,134
113 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,335	50,226	28,96	9,783	0	0	3,249	0,296	2,458	0	0,092	0,186	0,03	95,656
114 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,466	50,148	29,805	9,959	0,045	0	2,839	0,248	2,151	0	0,128	0,295	0,006	96,089
115 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,361	49,737	29,84	9,87	0,113	0,001	3,111	0,074	2,304	0,004	0,177	0,179	0,021	95,83
116 / 1 ,	CSC 10	Phengite	3,443	47,64	35,841	6,165	0,183	0,027	0,969	0	0,843	0,016	0,074	0,124	0,007	95,33
117 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,38	48,98	29,809	10,061	0,032	0	2,781	0,075	1,904	0,014	0,09	0,194	0,018	94,34
118 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,457	48,817	31,107	9,688	0,151	0,002	2,111	0	1,574	0,001	0,117	0,251	0,005	94,28
119 / 1 ,	CSC 10	Phengite	1,192	48,11	32,807	9,32	0	0,052	1,783	0	1,577	0,001	0,106	0,388	0,044	95,416
120 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,372	49,628	29,382	10,015	0,045	0,029	2,903	0	2,008	0	0,132	0,157	0,016	94,688

Matériel supplémentaire 6e : suite et fin

Point d'analyse	Lame	Minéral	Na2O	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	MnO	FeO	F	MgO	Cl	BaO	TiO2	Cr2O3	Total
122 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,419	49,067	29,324	10,176	0,007	0,044	2,986	0,025	2,178	0,005	0,12	0,191	0,051	94,594
122 / 2 ,	CSC 10	Phengite	0,298	49,791	29,646	10,135	0,024	0,037	2,89	0,149	2,122	0	0,121	0,287	0,031	95,543
122 / 3 ,	CSC 10	Phengite	0,642	47,661	33,306	10,089	0	0	1,67	0,025	1,214	0	0,097	0,056	0,052	94,812
122 / 4 ,	CSC 10	Phengite	0,39	49,51	30,148	10,078	0,005	0,035	2,514	0,124	2,04	0,002	0,166	0,211	0,011	95,263
122 / 5 ,	CSC 10	Phengite	0,371	48,212	32,503	9,708	0	0	1,58	0,075	1,255	0	0,107	0,036	0,074	93,959
122 / 6 ,	CSC 10	Phengite	0,327	49,545	30,549	10,054	0,009	0,082	2,838	0,298	2,045	0,014	0,105	0,284	0,012	96,163
122 / 7 ,	CSC 10	Phengite	0,362	49,17	29,638	9,846	0	0,09	2,801	0,248	2,34	0	0,099	0,278	0,027	94,935
122 / 8 ,	CSC 10	Phengite	0,361	49,756	29,533	9,746	0	0,05	2,95	0,149	2,191	0,007	0,088	0,312	0	95,142
122 / 9 ,	CSC 10	Phengite	0,363	49,7	29,86	9,916	0	0,052	2,837	0,42	2,135	0	0,161	0,227	0,034	95,737
122 / 10 ,	CSC 10	Phengite	0,397	49,979	29,214	10,032	0	0,06	2,663	0	2,141	0	0,154	0,187	0,062	94,901
122 / 11 ,	CSC 10	Phengite	0,333	49,313	30,3	10,177	0,002	0,005	2,726	0,074	2,076	0,005	0,147	0,09	0,016	95,263
122 / 12 ,	CSC 10	Phengite	0,421	48,495	30,686	9,953	0,055	0,012	2,506	0,273	1,887	0	0,135	0,068	0,046	94,538
122 / 13 ,	CSC 10	Phengite	0,408	48,955	31,591	10,284	0	0	2,398	0,1	1,674	0,006	0,077	0,157	0,023	95,684
122 / 14 ,	CSC 10	Phengite	0,403	49,652	29,495	9,889	0,007	0,033	3,135	0,272	2,249	0	0,039	0,105	0,012	95,335
122 / 15 ,	CSC 10	Phengite	0,387	49,573	29,064	9,998	0,025	0,016	3,124	0,346	2,211	0,003	0,157	0,191	0,015	95,108
122 / 16 ,	CSC 10	Phengite	0,401	49,737	29,682	9,994	0	0	3,145	0,247	2,156	0	0,143	0,14	0	95,646
122 / 17 ,	CSC 10	Phengite	0,396	49,754	29,489	9,617	0	0	2,903	0,124	2,255	0	0,041	0,217	0,021	94,863
122 / 18 ,	CSC 10	Phengite	0,376	50,097	29,622	9,912	0	0	2,807	0,099	2,153	0	0,171	0,214	0,022	95,473
122 / 19 ,	CSC 10	Phengite	0,401	49,158	29,404	10,079	0,07	0,093	2,873	0	2,168	0,011	0,145	0,233	0,02	94,724
122 / 20 ,	CSC 10	Phengite	0,34	49,528	29,548	9,917	0	0,015	2,748	0	2,253	0	0,098	0,164	0,017	94,632
72 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,46	48,894	31,604	9,861	0	0,027	2,45	0	1,518	0,002	0,046	0,115	0,059	95,112
73 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,408	47,933	31,346	10,303	0	0	2,221	0	1,471	0,001	0,074	0,215	0,029	94,002
74 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,355	49,144	29,151	10,06	0	0,042	2,856	0,099	2,07	0,001	0,128	0,158	0,037	94,115
30 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,48	47,589	33,207	9,967	0,034	0,123	3,013		1,209			0,253	0,024	95,9
30 / 2 ,	CSC 10	Phengite	0,382	44,841	31,318	8,494	0,086	0,145	6,635		2,296			0,186	0,017	94,399
30 / 3 ,	CSC 10	Phengite	0,498	48,244	33,696	10,142	0,029	0,093	2,153		0,892			0,23	0,032	96,009
30 / 4 ,	CSC 10	Phengite	0,573	48,034	34,196	10,219	0	0,084	2,164		0,878			0,196	0,021	96,365
30 / 5 ,	CSC 10	Phengite	0,553	47,71	33,76	10,156	0,085	0,055	2,129		0,779			0,174	0	95,401
53 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,329	49,815	30,774	9,967	0	0,006	2,721	0,074	2,156	0	0,147	0,056	0,017	96,063
55 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,301	50,111	29,969	10,037	0,026	0	2,7	0,37	2,152	0,014	0,131	0,251	0,037	96,099
56 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,454	49,597	29,837	9,76	0	0,067	2,843	0,123	2,218	0	0,218	0,258	0,005	95,43
57 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,456	49,281	29,971	9,941	0	0,035	2,909	0,074	1,986	0,004	0,112	0,062	0,004	94,844
58 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,346	49,668	29,921	10,15	0,042	0	2,632	0,074	2,054	0,007	0,161	0,184	0,074	95,313
60 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,635	47,894	34,361	10,249	0	0	1,401	0,373	1,051	0,008	0,074	0,217	0,025	96,288
61 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,744	47,49	30,797	9,627	0	0	2,329	0,123	2,011	0,004	0,112	0,331	0,011	93,617
62 / 1 ,	CSC 10	Phengite	1,269	47,711	33,011	8,999	0,055	0,002	1,721	0,074	1,533	0	0,172	0,448	0,035	95,03
63 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,37	49,545	30,035	10,208	0,04	0,032	2,976	0,148	1,986	0,015	0,142	0,159	0,033	95,689
64 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,401	49,645	29,603	9,96	0	0	2,956	0,344	2,18	0,006	0,172	0,15	0,071	95,488
65 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,34	49,071	29,94	9,95	0	0,049	2,61	0,025	2,003	0,001	0,15	0,259	0,012	94,422
66 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,399	49,83	29,203	10,178	0,018	0,075	3,028	0	2,335	0,001	0,153	0,146	0,071	95,471
67 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,384	49,479	29,664	10,028	0,045	0	2,785	0,345	2,048	0	0,136	0,257	0,057	95,232
68 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,358	50,01	29,873	10,001	0,021	0,056	3,091	0	2,086	0	0,12	0,184	0,036	95,845
69 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,392	49,931	30,965	10,067	0,011	0	2,529	0,395	1,839	0,002	0,125	0,176	0,006	96,508
70 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,681	48,555	30,767	9,988	0	0,098	2,882	0,074	1,928	0,013	0,132	0,359	0,054	95,532
71 / 1 ,	CSC 10	Phengite	0,477	47,7	33,383	10,163	0,035	0,017	1,681	0	1,05	0,013	0,052	0,254	0,026	94,863
175 / 1 ,	CSC 7	Phengite	0,174	51,791	26,801	11,05	0,011	0	3,528	0,074	3,834	0,001	0,185	0,093	0	97,581
176 / 1 ,	CSC 7	Phengite	0,27	51,269	27,264	10,505	0,034	0,013	3,922	0	3,35	0	0,223	0,245	0	97,095

Matériel supplémentaire 6f: analyses microsondes des Ti-oxydes

Point d'analyse	Lame	Minéral	Na2O	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	MnO	FeO	MgO	TiO2	Cr2O3	Total
11 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0	0,046	0,038	0,003	0,027	0	0,28	0	94,738	0,063	95,194
12 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0	0,036	0,065	0,011	0,001	0	0,38	0	97,261	0,066	97,82
13 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,009	0,035	0,149	0,038	0,002	0,005	0,315	0	97,981	0,076	98,612
14 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,008	0,025	0,041	0,003	0,004	0,007	0,394	0,016	96,242	0,069	96,809
15 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0	0,028	0,034	0,014	0	0,001	0,326	0	96,552	0,069	97,025
16 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0	0,054	0,081	0,033	0,063	0,016	0,341	0,011	99,31	0,069	99,977
17 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	1,782	2,095	9,111	0,025	0,107	0	0,551	0	85,682	0,042	99,395
21 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0	0,043	0,041	0	0,026	0	0,263	0,007	96,777	0,071	97,229
22 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,033	0,037	0,037	0	0,074	0,01	0,35	0	95,84	0,065	96,446
23 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,02	0,024	0,05	0	0,058	0	0,305	0,012	97,227	0,078	97,773
24 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,019	0,062	0,304	0	0,09	0	0,334	0	97,363	0,084	98,255
25 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,013	0	0,047	0,024	0,023	0,008	0,333	0	95,343	0,085	95,875
26 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,007	0,052	0,116	0,016	0,056	0	0,29	0	96,304	0,082	96,922
78 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,013	0,009	0,047	0,003	0,042	0,02	0,323	0	94,992	0,068	95,518
79 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,012	0,044	0,012	0,025	0,028	0	0,364	0,032	93,739	0,086	94,342
80 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,003	0,005	0	0	0,009	0,027	0,413	0	94,486	0,073	95,015
81 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0	0,025	0,093	0,007	0,044	0	0,37	0,007	95,193	0,066	95,805
132 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,033	1,972	30,871	0	29,548	0,064	0,205	0	34,305	0,018	97,017
133 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,037	2,013	30,977	0,011	29,29	0,043	0,2	0	34,482	0,022	97,076
134 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,018	1,968	30,94	0,026	28,76	0,073	0,237	0	34,925	0,006	96,954
135 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,014	2,183	30,494	0,015	29,172	0,045	0,193	0	34,189	0,014	96,319
136 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,032	1,969	30,73	0,015	28,794	0,045	0,168	0,024	35,189	0	96,966
137 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,024	2,165	31,037	0,018	28,928	0,017	0,218	0	35,11	0	97,517
138 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,009	1,989	30,428	0	28,946	0,018	0,188	0,005	34,652	0,02	96,256
139 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,034	2,248	30,724	0,003	28,943	0	0,211	0,005	34,613	0,008	96,788
140 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,005	1,785	30,215	0,023	28,776	0,057	0,348	0	35,204	0,002	96,416
141 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,028	2,348	30,893	0	28,872	0,024	0,297	0	34,48	0,015	96,958
142 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,007	2,201	30,594	0	28,792	0,032	0,24	0,013	33,789	0	95,669
143 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,01	2,114	30,798	0	28,751	0,06	0,172	0	34,494	0,016	96,414
144 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,046	2,701	30,802	0	28,7	0,046	0,27	0	33,926	0,015	96,505
145 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,006	2,515	30,436	0,005	28,857	0	0,315	0	33,884	0,008	96,024
146 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0	1,863	0,428	0,014	1,129	0,023	0,403	0	89,705	0,024	93,59
147 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0	2,119	0,479	0,011	0,731	0	0,565	0,006	88,756	0,02	92,687
148 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,029	2,339	30,662	0	29,155	0,034	0,21	0,007	35,08	0	97,515
149 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0	2,933	30,742	0	29,367	0	0,233	0,009	33,396	0,008	96,689
150 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,02	0,481	79,461	0,016	3,341	0,044	0,124	0,021	11,308	0,006	94,822
151 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,023	2,508	29,896	0	28,517	0,011	0,228	0	34,26	0,018	95,462
158 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0	0,032	0,022	0	0,33	0	0,298	0	95,167	0,074	95,924
159 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,013	0,427	0,292	0	0,428	0,035	0,239	0	92,536	0,076	94,046
160 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0	0,005	0,005	0,004	0,209	0,014	0,332	0,001	91,436	0,074	92,079
161 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0	0	0,015	0,019	0,292	0,023	0,331	0	92,818	0,069	93,565
162 / 1 ,	CSC 10	Ti-oxyde	0,005	0,022	0,026	0,015	0,369	0,003	0,315	0	94,506	0,075	95,336
82 / 1 ,	CSC 7	Ti-oxyde	0,017	1,205	30,696	0	28,957	0,088	0,6	0	33,914	0	95,477
83 / 1 ,	CSC 7	Ti-oxyde	0,006	1,231	30,574	0,007	28,666	0,095	0,509	0	33,963	0,002	95,053
84 / 1 ,	CSC 7	Ti-oxyde	0,04	1,291	30,743	0	28,641	0,04	0,614	0	33,51	0,014	94,893
111 / 1 ,	CSC 7	Ti-oxyde	0,032	1,155	30,593	0,039	29,081	0,103	0,877	0	36,869	0,005	98,754
112 / 1 ,	CSC 7	Ti-oxyde	0,15	1,179	32,873	0,02	24,773	0,092	3,077	2,155	31,214	0	95,533
113 / 1 ,	CSC 7	Ti-oxyde	0	1,219	30,762	0,021	28,445	0,082	0,993	0	36,391	0,014	97,927
124 / 1 ,	CSC 7	Ti-oxyde	0,025	1,113	30,396	0,003	28,966	0,054	0,31	0	37,693	0,033	98,593
125 / 1 ,	CSC 7	Ti-oxyde	0,039	1,268	30,149	0,007	28,877	0,045	0,626	0,007	37,146	0,015	98,179
126 / 1 ,	CSC 7	Ti-oxyde	0,022	0,823	30,54	0	29,07	0,078	0,445	0	38,073	0	99,051
140 / 1 ,	CSC 7	Ti-oxyde	0	1,248	30,129	0	28,879	0,032	0,738	0,016	37,864	0,008	98,914
141 / 1 ,	CSC 7	Ti-oxyde	0	0,896	30,305	0	28,661	0,021	0,515	0,004	37,194	0,002	97,598
168 / 1 ,	CSC 7	Ti-oxyde	0,015	1,227	30,756	0,022	28,806	0,105	0,472	0	36,734	0	98,137
169 / 1 ,	CSC 7	Ti-oxyde	0,017	0,184	84,149	0	5,158	0,011	0,079	0	7,506	0,01	97,114

Matériel supplémentaire 7: Géochimie des basaltes

Sample ID	Sub-Area	Area	Location	Lithology	Lat	Long	Sample ID	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total	Cr	V	Co	Ni	Rb	Sr	Y
M96005	CoR	CoR	CoR	Basalte			M96005	50,260	15,200	7,460	12,680	8,440	0,180	2,300	0,120	0,530	0,100	1,520	98,860	607,000	219,000	34,200	130,000	2,290	168,000	15,100
M96007	CoR	CoR	CoR	Basalte			M96007	49,870	15,320	7,270	13,500	8,090	0,240	2,430	0,120	0,520	0,110	1,870	99,430	584,000	221,000	31,700	118,000	3,380	166,000	15,000
CR1-05	CoR	CoR	CoR	Basalte			M96001	52,060	15,860	6,910	9,540	8,910	0,300	2,300	0,130	0,440	0,080	2,860	99,520	358,000	284,000	24,700	145,000	3,000	119,000	14,000
M96001	CoR	CoR	CoR	Basalte			M96001	51,690	14,110	8,620	11,360	11,360	0,060	2,670	0,080	0,360	0,060	2,210	101,280	705,000	175,000	24,700	149,000	1,240	177,000	10,700
M99201	CoR	CoR	CoR	Basaltic andesite			M99201	56,400	16,530	5,980	7,480	5,550	0,880	3,580	0,110	0,440	0,120	1,970	99,030	259,000	151,000	23,200	91,800	28,700	283,000	15,000
M95038-1	CoR	CoR	CoR	Basaltic andesite			M95038-1	54,520	16,490	6,930	9,320	6,850	0,480	2,320	0,130	0,460	0,050	1,350	98,900	418,000	176,000	32,300	150,000	10,000	164,000	12,900
M95034	CoR	CoR	CoR	Basaltic andesite			M95034	54,190	16,370	7,020	9,210	7,190	0,460	2,270	0,140	0,460	0,050	1,170	98,520	420,000	183,000	31,500	145,000	9,630	160,000	12,800
T95004	CoR	CoR	CoR	Basaltic andesite			T95004	53,330	16,880	6,660	8,850	7,890	0,320	2,520	0,130	0,530	0,060	1,940	98,910	376,000	165,000	31,300	131,000	4,900	215,000	12,800
T95005	CoR	CoR	CoR	Basaltic andesite			T95005	54,600	17,050	6,560	8,880	6,590	0,460	2,690	0,280	0,530	0,060	1,400	99,060	398,000	159,000	28,900	126,000	8,200	213,000	12,300
T95017	CoR	CoR	CoR	Basaltic andesite			T95017	54,100	16,760	6,190	8,590	7,860	0,360	2,670	0,210	0,520	0,070	1,550	96,670	392,000	170,000	31,000	142,000	4,800	224,000	13,600
M95033	CoR	CoR	CoR	Basaltic andesite			M95033	54,860	17,050	6,670	9,530	6,750	0,420	2,440	0,130	0,490	0,070	1,280	99,660	418,000	188,000	30,200	126,000	8,840	162,000	12,600
T95018	CoR	CoR	CoR	Basaltic andesite			T95018	53,580	16,770	6,330	8,820	8,040	0,320	2,560	0,180	0,530	0,070	1,480	98,690	464,000	172,000	31,400	149,000	5,280	223,000	13,300
M97203	CoR	CoR	CoR	Basaltique andesite			M97203	55,560	18,200	6,660	6,660	4,560	0,440	3,000	0,270	0,500	0,090	3,030	99,180	60,400	192,000	18,300	38,700	3,860	160,000	13,600
PETDB-2723-DWL-2	Hainan	Hainan	Hainan	ALKALI BASALT		19,79610	PETDB-2723-DWL-2	48,620	13,360	11,230	8,400	7,860	1,910	3,070	0,160	3,070	0,690	< 0.01	244,900	173,500	49,640	49,640	137,700	39,350	686,300	41,600
PETDB-2723-BP-2	Hainan	Hainan	Hainan	ALKALI BASALT		19,92220	PETDB-2723-BP-2	48,880	13,110	11,810	9,050	9,860	1,470	3,280	0,150	2,050	0,390	< 0.01	284,200	180,600	50,840	50,840	212,500	27,150	514,400	19,030
PETDB-2723-YX-2	Hainan	Hainan	Hainan	ALKALI BASALT		19,92080	PETDB-2723-YX-2	48,360	12,130	11,020	8,410	11,190	1,750	2,790	0,150	2,270	0,470	< 0.01	371,200	167,400	56,770	56,770	275,700	36,550	572,700	19,390
PETDB-2723-YX-4	Hainan	Hainan	Hainan	ALKALI BASALT		19,92080	PETDB-2723-YX-4	49,730	13,660	11,950	9,090	7,980	2,010	2,910	0,140	2,610	0,550		283,300	192,200	43,570	43,570	118,400	41,280	630,400	22,750
PETDB-2723-BB-1	Hainan	Hainan	Hainan	BASALT		19,80360	PETDB-2723-BB-1	52,110	14,160	11,490	7,800	6,620	1,540	3,480	0,130	1,840	0,360		263,500	146,100	45,320	45,320	131,400	29,530	462,800	15,630
PETDB-2723-NX-1	Hainan	Hainan	Hainan	BASALT		19,80360	PETDB-2723-NX-1	52,020	14,230	10,980	7,720	6,840	1,500	3,400	0,130	1,810	0,360		285,000	139,600	44,540	44,540	145,500	28,210	467,300	15,190
PETDB-2723-ZW-2	Hainan	Hainan	Hainan	BASALT		19,85470	PETDB-2723-ZW-2	51,470	14,190	11,740	6,800	6,950	2,550	4,040	0,120	1,960	0,500	< 0.01	252,200	144,000	42,830	42,830	116,800	48,850	684,600	14,930
PETDB-2723-LQ-1	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE		19,93890	PETDB-2723-LQ-1	52,560	14,370	8,520	7,070	7,070	0,890	2,690	0,140	1,590	0,220		248,900	148,500	43,040	43,040	134,900	22,320	310,200	16,210
PETDB-2723-LQ-2	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE		19,93890	PETDB-2723-LQ-2	52,790	14,160	8,390	6,920	6,920	0,950	2,740	0,140	1,630	0,230		228,800	140,800	42,630	42,630	128,500	21,550	321,700	17,930
PETDB-2723-LQ-3	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE		19,93890	PETDB-2723-LQ-3	52,560	14,180	8,440	6,860	6,860	0,990	3,190	0,140	1,590	0,230		246,600	145,400	41,830	41,830	128,200	24,560	302,700	16,110
PETDB-2723-LQZ-1	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE		19,85560	PETDB-2723-LQZ-1	52,810	14,080	8,490	7,020	7,020	0,870	2,790	0,140	1,560	0,220		254,900	147,500	43,630	43,630	132,800	20,860	304,700	15,960
PETDB-2723-LQZ-2	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE		19,85560	PETDB-2723-LQZ-2	52,840	14,110	8,470	7,020	7,020	0,870	2,680	0,140	1,590	0,220		224,800	139,300	45,860	45,860	140,100	19,060	318,500	17,860
PETDB-2723-LQZ-3	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE		19,85560	PETDB-2723-LQZ-3	52,570	13,990	8,440	6,960	6,960	0,910	3,160	0,140	1,590	0,240		224,900	136,300	43,490	43,490	133,900	19,370	314,100	17,220
PETDB-2723-BL-1	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE		19,87720	PETDB-2723-BL-1	53,270	14,620	8,510	6,300	6,300	0,470	2,710	0,140	1,640	0,180		200,500	144,600	43,790	43,790	106,700	8,230	245,100	18,850
PETDB-2723-BL-2	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE		19,87720	PETDB-2723-BL-2	53,460	14,520	8,690	6,380	6,380	0,460	2,790	0,140	1,630	0,180		189,900	135,400	42,820	42,820	104,100	8,040	266,800	25,600
PETDB-2723-BL-3	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE		19,87720	PETDB-2723-BL-3	53,170	14,400	8,700	6,320	6,320	0,510	2,810	0,140	1,650	0,180		214,600	148,000	43,470	43,470	108,100	8,620	247,900	15,280
PETDB-2723-LL-1	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE		19,87640	PETDB-2723-LL-1	53,240	14,390	8,650	6,430	6,430	0,490	2,810	0,140	1,600	0,180		196,300	132,500	43,310	43,310	104,500	7,790	262,600	15,850
PETDB-2723-MX-1	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE		19,89420	PETDB-2723-MX-1	53,460	14,520	8,670	6,420	6,420	0,500	2,750	0,140	1,610	0,180		228,700	146,100	43,360	43,360	104,700	8,600	253,500	16,140
PETDB-2723-MX-2	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE		19,89420	PETDB-2723-MX-2	53,410	14,280	8,610	6,000	6,000	0,520	2,800	0,150	1,710	0,190		200,100	138,800	43,520	43,520	106,000	8,420	266,800	17,100
PETDB-2723-MX-3	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE		19,99420	PETDB-2723-MX-3	53,270	14,360	8,660	6,400	6,400	0,460	2,930	0,150	1,640	0,180		212,600	145,600	41,980	41,980	102,900	8,200	243,900	16,630

Matériel supplémentaire 7: suite

Sample ID	Sub-Area	Area	Location	Lithology	Lat	Long	Sample ID	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total	Cr	V	Co	Ni	Rb	Sr	Y
PETDB-2723-WF-1	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,89310	109,59600	PETDB-2723-WF-1	53,480	14,440	11,850	8,700	6,140	2,830	2,830	0,140	1,670	0,180		196,300	141,400	45,130	103,200	7,310	260,800	25,510	
PETDB-2723-YN-1	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,89280	109,56700	PETDB-2723-YN-1	53,330	14,480	11,860	8,660	6,440	4,470	4,470	0,150	1,580	0,170		197,900	130,000	43,570	104,300	7,230	253,000	15,730	
PETDB-2723-DY-1	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,90060	110,04100	PETDB-2723-DY-1	53,160	13,770	11,350	8,260	7,210	0,950	2,680	0,140	1,870	0,260		288,900	147,500	40,630	148,200	19,530	349,900	18,660	
PETDB-2723-DY-2	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,90060	110,04100	PETDB-2723-DY-2	53,130	13,700	11,540	8,220	7,300	0,920	2,670	0,140	1,880	0,270		252,700	148,400	43,340	159,200	17,290	342,700	19,800	
PETDB-2723-DY-3	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,90060	110,04100	PETDB-2723-DY-3	53,210	13,720	11,580	8,190	7,040	0,940	2,820	0,140	1,910	0,270		272,900	155,600	40,730	145,700	19,210	319,200	24,180	
PETDB-2723-DY-4	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,90060	110,04100	PETDB-2723-DY-4	52,980	13,610	11,530	8,150	7,300	0,950	2,890	0,140	1,900	0,270		286,800	158,700	43,850	163,900	18,910	332,200	19,300	
PETDB-2723-DY-5	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,90060	110,04100	PETDB-2723-DY-5	53,240	13,730	12,390	8,280	7,070	0,980	2,670	0,140	1,910	0,270		258,900	154,300	42,270	155,000	17,430	348,800	20,260	
PETDB-2723-DY-6	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,90060	110,04100	PETDB-2723-DY-6	53,030	13,670	12,320	8,170	7,190	0,960	2,930	0,140	1,900	0,270		297,500	165,600	43,300	159,300	19,060	334,200	19,500	
PETDB-2723-DY-7	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,76280	109,77000	PETDB-2723-DY-7	53,050	14,220	11,220	8,650	6,140	0,530	2,760	0,150	1,710	0,190		195,500	147,300	44,850	114,100	8,860	261,500	16,850	
PETDB-2723-DY-8	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,76280	109,77000	PETDB-2723-DY-8	52,970	14,480	11,650	8,600	6,300	0,460	2,860	0,150	1,590	0,180		192,400	137,700	44,580	111,600	8,460	259,900	16,660	
PETDB-2723-DY-9	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,79610	109,76700	PETDB-2723-DY-9	53,260	14,350	11,260	8,620	6,130	0,510	2,720	0,140	1,660	0,190		196,200	140,900	44,980	117,400	8,760	266,300	23,150	
PETDB-2723-DY-10	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,82440	110,48300	PETDB-2723-DY-10	52,710	14,050	11,370	8,640	7,000	0,560	2,650	0,140	1,810	0,220	0,010	217,900	132,200	42,460	125,200	8,090	334,900	15,930	
PETDB-2723-DY-11	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,82440	110,48300	PETDB-2723-DY-11	52,940	14,110	11,610	8,540	6,850	0,610	2,730	0,140	1,770	0,230	0,010	211,400	132,800	42,680	125,000	7,710	338,600	16,920	
PETDB-2723-DY-12	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,82440	110,48300	PETDB-2723-DY-12	52,710	14,060	11,850	8,580	6,860	0,630	2,860	0,140	1,790	0,250	0,010	243,300	150,100	44,690	129,700	10,190	323,300	16,300	
PETDB-2723-DY-13	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,78890	109,55000	PETDB-2723-DY-13	51,880	13,850	11,480	8,090	7,320	1,120	3,080	0,140	1,840	0,330		272,600	145,200	46,690	160,300	25,400	429,900	16,510	
PETDB-2723-DY-14	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,90750	110,45400	PETDB-2723-DY-14	52,330	14,290	11,230	8,670	7,130	0,580	2,600	0,140	1,760	0,240	0,010	224,700	144,400	43,580	131,100	9,070	346,900	17,290	
PETDB-2723-DY-15	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,90750	110,45400	PETDB-2723-DY-15	52,750	14,050	11,290	8,590	7,020	0,670	2,640	0,140	1,760	0,240	0,010	240,400	149,300	42,090	128,100	11,520	331,000	15,880	
PETDB-2723-DY-16	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,57720	110,63800	PETDB-2723-DY-16	52,060	13,830	11,290	8,690	7,460	0,760	3,100	0,140	1,880	0,290	0,010	242,800	145,700	41,850	154,700	15,240	363,400	19,760	
PETDB-2723-DY-17	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,52500	110,51100	PETDB-2723-DY-17	52,040	13,880	12,160	8,560	7,860	1,030	2,810	0,140	2,060	0,320	0,010	287,800	153,000	45,630	192,200	23,520	381,700	18,910	
PETDB-2723-DY-18	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,72610	110,57400	PETDB-2723-DY-18	53,240	14,180	11,950	8,460	6,400	0,930	2,720	0,150	1,770	0,270	0,010	200,300	133,500	40,770	112,900	15,820	353,900	17,330	
PETDB-2723-DY-19	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,72610	110,57400	PETDB-2723-DY-19	52,200	13,740	12,410	8,460	7,240	0,720	2,820	0,140	1,860	0,230	< 0,01	204,000	142,500	41,440	113,100	15,590	352,100	17,330	
PETDB-2723-DY-20	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,74310	110,59600	PETDB-2723-DY-20	51,810	13,640	12,410	8,710	7,800	0,730	2,680	0,150	1,830	0,240		307,300	170,000	51,800	168,300	15,380	316,700	18,190	
PETDB-2723-DY-21	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,74310	110,59600	PETDB-2723-DY-21	52,080	14,670	11,760	9,300	5,920	0,770	2,800	0,160	1,850	0,250	0,020	299,700	168,500	45,800	144,200	14,940	313,500	18,960	
PETDB-2723-DY-22	Hainan	Hainan	Hainan	BASALTIC ANDESITE	19,74310	110,59600	PETDB-2723-DY-22	51,850	13,670	12,400	8,670	7,450	0,740	2,860	0,150	1,880	0,260	< 0,01	248,300	159,800	47,400	153,300	13,500	318,900	19,770	
PETDB-2723-DY-23	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,95190	110,12400	PETDB-2723-DY-23	50,510	13,850	8,510	8,040	8,040	1,310	2,970	0,140	2,000	0,360	< 0,01	291,400	155,200	46,860	169,200	23,430	469,800	19,320	
PETDB-2723-DY-24	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,95190	110,12400	PETDB-2723-DY-24	50,690	13,900	8,470	7,880	7,880	1,330	2,840	0,140	2,050	0,370		315,600	164,200	46,150	161,800	26,040	430,700	17,860	
PETDB-2723-DY-25	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,77220	110,33400	PETDB-2723-DY-25	50,750	13,540	8,470	8,290	8,290	1,060	2,720	0,150	1,890	0,290		284,000	168,300	46,840	200,500	20,960	346,900	18,010	
PETDB-2723-DY-26	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,77220	110,33400	PETDB-2723-DY-26	50,740	13,380	8,400	8,300	8,300	1,090	2,990	0,150	1,870	0,290		285,700	157,000	49,300	201,200	21,240	369,400	18,920	
PETDB-2723-DY-27	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,77220	110,33400	PETDB-2723-DY-27	50,690	13,440	8,400	8,170	1,120	3,150	0,150	1,870	0,290		295,600	164,100	46,390	191,600	23,020	351,600	17,740		
PETDB-2723-LH-1	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,35390	110,23900	PETDB-2723-LH-1	51,540	14,350	8,370	6,440	5,540	1,540	3,180	0,140	2,280	0,430		219,900	166,400	39,010	87,700	26,410	525,600	22,530	
PETDB-2723-LH-2	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,35390	110,23900	PETDB-2723-LH-2	51,540	14,360	8,410	6,400	5,540	1,540	3,230	0,140	2,280	0,430		238,500	178,800	38,440	88,600	29,290	501,000	19,940	
PETDB-2723-LH-3	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,38750	110,25900	PETDB-2723-LH-3	51,290	13,860	8,300	7,560	4,800	1,480	2,980	0,140	2,130	0,390		268,200	158,400	43,080	131,700	25,360	512,200	20,860	

Matériel supplémentaire 7: suite

Sample ID	Sub-Area	Area	Location	Lithology	Lat	Long	Sample ID	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total	Cr	V	Co	Ni	Rb	Sr	Y
PETDB-2723-LH-4	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,38750	110,25900	PETDB-2723-LH-4	51,420	13,960	8,330	6,330	7,200	1,540	3,030	0,140	2,190	0,410	0,010	263,700	165,400	42,890	122,700	27,320	520,000	21,460	
PETDB-2723-DF1-1	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,90060	110,04100	PETDB-2723-DF1-1	51,610	14,230	8,900	6,680	6,680	1,430	3,020	0,140	2,160	0,390	0,010	260,500	180,200	39,300	89,700	26,540	492,700	21,120	
PETDB-2723-DL-1	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,39110	110,47000	PETDB-2723-DL-1	51,710	13,660	8,050	7,650	6,370	1,370	2,810	0,150	2,010	0,350	0,010	262,300	150,500	49,260	172,900	27,560	429,900	19,640	
PETDB-2723-DL-2	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,39080	110,46200	PETDB-2723-DL-2	51,160	13,530	8,030	12,270	7,510	1,330	3,450	0,150	2,000	0,350	0,010	265,700	145,400	48,000	169,800	27,000	411,500	19,510	
PETDB-2723-JZ-1	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,75670	110,40400	PETDB-2723-JZ-1	51,150	13,550	8,560	7,420	7,420	1,130	2,800	0,130	2,040	0,350	0,010	246,100	158,700	46,630	144,800	20,860	413,100	19,170	
PETDB-2723-JZ-2	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,75670	110,40400	PETDB-2723-JZ-2	51,000	13,660	11,480	8,640	7,980	1,230	2,770	0,150	2,030	0,350	0,010	269,300	171,700	53,100	169,200	22,060	426,500	19,580	
PETDB-2723-LM-1	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,47190	110,32800	PETDB-2723-LM-1	50,540	13,350	8,690	8,080	6,330	2,830	2,830	0,200	2,030	0,370	0,010	292,300	161,200	50,060	182,100	27,010	405,000	17,330	
PETDB-2723-LM-2	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,47190	110,32800	PETDB-2723-LM-2	49,980	13,110	11,550	8,690	8,290	2,280	2,820	0,190	1,980	0,360	0,010	292,200	156,000	52,960	199,400	24,700	451,200	18,770	
PETDB-2723-NL-1	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,57720	110,63800	PETDB-2723-NL-1	50,920	13,760	11,280	8,500	8,370	0,970	3,160	0,150	1,910	0,360	0,020	225,800	149,500	44,130	177,000	15,510	401,400	19,630	
PETDB-2723-NL-3	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,57720	110,63800	PETDB-2723-NL-3	50,780	13,740	12,020	8,540	7,940	1,120	3,520	0,150	1,930	0,390	0,010	285,200	158,900	43,870	167,400	26,910	403,800	19,660	
PETDB-2723-PL-01	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,52500	110,51100	PETDB-2723-PL-01	50,980	13,610	8,450	9,720	8,880	2,680	2,680	0,140	1,630	0,270	0,010	426,000	129,000	50,360	268,800	19,910	403,300	15,980	
PETDB-2723-PL-10	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,52500	110,51100	PETDB-2723-PL-10	48,430	12,460	12,200	7,950	12,620	1,030	3,300	0,150	1,700	0,330	0,020	559,100	130,100	57,550	383,700	21,280	413,500	15,450	
PETDB-2723-BP-1	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,92220	110,34400	PETDB-2723-BP-1	49,110	13,150	11,640	9,110	9,660	1,460	2,890	0,150	2,070	0,400	< 0,01	296,300	185,400	50,060	214,000	27,870	510,500	19,170	
PETDB-2723-BP-3	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,92220	110,34400	PETDB-2723-BP-3	49,190	13,220	12,120	9,120	9,540	1,470	2,760	0,150	2,110	0,400	< 0,01	310,900	194,000	50,960	214,000	27,870	510,500	19,170	
PETDB-2723-BP-5	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,92220	110,34500	PETDB-2723-BP-5	49,130	13,220	11,530	9,280	9,750	1,430	2,660	0,150	2,050	0,380	< 0,01	326,500	196,800	52,360	219,600	29,960	504,200	17,650	
PETDB-2723-FL-1	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,92000	110,21500	PETDB-2723-FL-1	50,700	14,230	8,900	6,700	6,660	3,290	1,660	3,290	0,140	2,370	0,450	0,010	294,400	197,900	39,790	84,200	29,880	519,400	20,210
PETDB-2723-SSGY-1	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,19200	110,21300	PETDB-2723-SSGY-1	51,210	14,030	11,420	8,960	6,630	1,710	3,110	3,110	0,140	2,340	0,430	< 0,01	266,200	172,400	38,190	81,000	33,730	549,100	21,990
PETDB-2723-SSGY-2	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,19200	110,21300	PETDB-2723-SSGY-2	50,400	14,380	11,310	9,170	6,780	1,550	3,090	3,090	0,140	2,390	0,440	0,010	313,300	199,400	41,110	88,900	27,410	551,100	20,840
PETDB-2723-SSGY-3	Hainan	Hainan	Hainan	THOLEIITE (basalte)	19,19200	110,21300	PETDB-2723-SSGY-3	51,070	14,130	11,410	8,960	6,650	1,660	3,090	3,090	0,140	2,360	0,440	< 0,01	285,600	190,000	37,720	83,800	30,800	521,300	19,730
PETDB-2723-DWL-3	Hainan	Hainan	Hainan	TRACHYBASALT	19,79610	109,76600	PETDB-2723-DWL-3	48,640	13,470	8,190	7,670	9,660	3,300	3,300	0,150	3,050	0,700	0,010	226,200	163,100	47,490	131,900	38,970	666,300	28,610	
PETDB-2723-BP-4	Hainan	Hainan	Hainan	TRACHYBASALT	19,92220	110,34500	PETDB-2723-BP-4	48,710	13,000	12,830	9,030	9,600	1,510	3,640	0,140	2,050	0,390	< 0,01	308,200	191,100	50,100	212,100	30,980	476,500	17,360	
PETDB-2723-YX-3	Hainan	Hainan	Hainan	TRACHYBASALT	19,92080	110,26600	PETDB-2723-YX-3	49,920	13,780	11,560	8,470	6,470	2,360	3,230	0,140	2,870	0,640	< 0,01	229,000	200,500	40,190	102,300	49,650	622,300	25,170	
PETDB-2723-YX-5	Hainan	Hainan	Hainan	TRACHYBASALT	19,92080	110,26600	PETDB-2723-YX-5	49,470	13,570	12,130	9,360	7,320	1,990	3,540	0,140	2,470	0,530	< 0,01	299,000	199,200	41,480	107,400	41,030	646,700	21,900	
17-11B	KM	KM	ting Mela	Basalt	21,96037	120,77476	17-11B	50,950	10,073	11,255	11,510	11,645	0,204	2,119	0,287	0,388	< L.D.	1,390	99,601	970,875	170,467	47,662	21,246	3,666	159,131	15,331
17-11H	KM	KM	ting Mela	Basalt	21,96037	120,77476	17-11H	47,960	15,688	9,274	9,968	8,646	0,117	3,272	0,171	1,097	0,120	3,250	99,590	333,833	210,990	40,472	142,990	2,255	293,069	24,091
K15	KM/A	KM	Kenning M	basalt			K15	48,480	14,890	10,920	7,610	6,810	0,710	5,130	0,180	1,510	0,120	4,090	99,760	270,000	269,000	41,100	97,500	2,900	200,000	28,000
KT15	KM/A	KM	Kenning M	basalt			KT15	49,097	13,684	12,597	10,564	8,491	0,297	3,484	0,225	1,461	0,102	2,491	102,491	230,000	237,000	44,600	66,100	2,900	200,000	28,000
PL1-1	KM/A	KM	Kenning M	Basalt			PL1-1	51,000	14,400	12,200	7,710	6,850	0,025	5,170	0,195	1,800	0,143	3,830	99,500	100,827	201,000	223,000	40,600	81,300	10,600	269,000
PL1-2	KM/A	KM	Kenning M	Basalt			PL1-2	51,200	15,700	10,200	7,960	6,850	0,025	5,170	0,195	1,800	0,143	3,830	99,500	100,827	201,000	223,000	40,600	81,300	10,600	269,000
PL1-3	KM/A	KM	Kenning M	Basalt			PL1-3	50,500	15,900	10,400	10,800	6,390	0,012	4,310	0,163	1,330	0,108	4,560	100,000	269,000	241,000	241,000	20,900	318,000	26,200	
PL2-1	KM/A	KM	Kenning M	Basalt			PL2-1	48,700	17,600	9,090	9,680	8,850	0,058	3,900	0,268	1,330	0,104	9,930	99,600	196,000	196,000	196,000	1,320	287,000	19,500	
PL2-2	KM/A	KM	Kenning M	Basalt			PL2-2	52,900	17,400	8,570	8,750	6,330	0,147	3,740	0,124	1,510	0,119	7,650	99,600	213,000	213,000	213,000	4,880	235,000	19,000	
PL2-3	KM/A	KM	Kenning M	Basalt			PL2-3	51,900	15,200	10,500	8,140	6,750	0,116	5,190	0,175	1,430	0,113	4,020	99,500	264,000	264,000	264,000	1,810	#####	29,200	
PL2-4	KM/A	KM	Kenning M	Basalt			PL2-4	51,400	16,500	9,880	12,100	5,520	0,084	2,760	0,180	1,360	0,110	7,510	99,900	249,000	249,000	249,000	2,240	295,000	25,100	
PL2-5	KM/A	KM	Kenning M	Basalt			PL2-5	53,700	19,000	9,890	1,450	7,380	0,033	6,430	0,183	1,360	0,101	6,420	99,600	244,000	244,000	244,000	0,870	286,000	14,400	
JS2-1	KM/A	KM	Kenning M	Basalt			JS2-1	52,200	17,100	10,600	6,100	5,570	0,167	7,030	0,172	1,110	0,083	7,030	100,100	216,000	216,000	216,000	3,920	188,000	22,000	
PL-W1	KM/A	KM	Kenning M	Basalt			PL-W1	35,000	14,300	15,000	20,300	11,800	0,042	1,690	0,577	1,230	0,100	20,200	100,100	202,000	202,000	202,000	1,300	303,000	38,000	
PL-W2	KM/A	KM	Kenning M	Basalt			PL-W2	51,000	15,700	9,480	9,900	7,170	0,047	4,830	0,324	1,330	0,070	11,700	99,900	185,000	185,000	185,000	1,020	218,000	21,100	
PL-W3	KM/A	KM	Kenning M	Basalt			PL-W3	55,800	16,900	8,450	6,270	7,000	0,289	5,180	0,172	1,430	0,117	7,410	100,300	200,000	200,000	200,000	13,100	190,000	17,400	
PL-W4	KM/A	KM	Kenning M	Basalt			PL-W																			

Matériel supplémentaire 7: suite

Sample ID	Sub-Area	Area	Location	Lithology	Lat	Long	Sample ID	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _T	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total	Cr	V	Co	Ni	Rb	Sr	Y	
LLX04	KM	KM	KM	pillow basalt	20.42140	121.96000	LLX04	48.380	18.368	14.475	3.941	3.908	0.208	6.004	0.248	3.496	0.973	5.724	105.724	121.000	217.000	31.700	107.000	6.440	82.600	29.600	
LLX05	KM	KM	KM	pillow basalt	20.42140	121.96000	LLX05	49.151	17.519	11.674	6.949	3.881	0.147	6.288	0.449	3.165	0.778	7.335	107.335	141.000	206.000	33.200	104.000	3.800	142.000	29.000	
LLX06	KM	KM	KM	pillow basalt	20.42140	121.96000	LLX06	51.035	14.983	10.878	8.895	7.402	0.085	5.000	0.204	1.389	0.119	1.752	107.152	167.000	207.000	45.000	128.000	6.500	203.000	18.000	
LLX07	KM	KM	KM	pillow basalt	20.42140	121.96000	LLX07	48.489	17.515	11.503	5.660	8.879	0.213	4.483	0.137	2.560	0.561	8.331	108.331	109.000	218.000	42.900	96.900	6.310	258.000	21.000	
K12	KM	KM	Kenning M	basalt	20.42140	121.96000	K12	46.630	13.790	12.010	4.960	7.200	0.070	3.950	0.230	1.580	0.140	8.860	99.540	183.000	254.000	35.300	60.600	1.120	72.500	31.700	
JS05	KM	KM	Kenning M	basalt	20.42140	121.96000	JS05	56.730	16.667	9.232	2.931	4.245	0.113	7.994	0.239	1.957	0.263	2.108	102.108	197.000	197.000	27.500	24.000	1.120	297.000	32.100	
JS08	KM	KM	Kenning M	basalt	20.42140	121.96000	JS08	56.696	17.973	7.195	4.034	4.630	0.364	7.301	0.135	1.271	0.151	2.833	100.833	186.000	198.000	21.600	21.500	3.270	455.000	19.000	
JS1-2	KM	KM	Kenning M	Basalte	20.42140	121.96000	JS1-2	53.400	15.600	10.000	5.780	6.680	0.643	5.420	0.151	1.540	0.187	3.600	102.400	221.000	225.200	41.200	137.500	9.970	586.000	36.000	
JWB1	LM	LM	Lichi	Basalte	20.42140	121.96000	JWB1	48.070	14.660	10.240	10.990	8.500	0.240	2.570	0.170	0.900	0.390	3.090	99.250	328.800	217.300	46.200	163.900	7.000	85.600	20.460	
JWB2	LM	LM	Lichi	Basalte	20.42140	121.96000	JWB2	48.660	15.260	9.960	11.380	8.400	0.080	2.510	0.160	0.940	0.060	2.510	96.400	322.800	217.300	46.200	163.900	7.000	85.600	20.460	
JWB3	LM	LM	Lichi	Basalte	20.42140	121.96000	JWB3	47.950	15.370	10.560	10.750	8.160	0.090	2.500	0.160	0.960	0.070	3.160	99.050	368.000	253.900	54.400	196.500	1.000	120.100	24.620	
JWB4	LM	LM	Lichi	Basalte	20.42140	121.96000	JWB4	46.270	15.480	12.310	10.720	7.890	0.130	1.970	0.170	1.000	0.080	4.110	99.200	305.200	201.100	48.000	167.600	3.000	113.000	20.110	
JWB5	LM	LM	Lichi	Basalte	20.42140	121.96000	JWB5	47.490	14.730	11.660	11.700	7.540	0.120	1.870	0.170	1.120	0.080	2.730	99.100	289.600	238.400	41.900	149.400	2.000	105.600	23.630	
JWB6-3c	LM	LM	Lichi	Basalte	20.42140	121.96000	JWB6-3c	47.520	14.700	11.630	13.540	5.740	0.070	1.600	0.180	1.260	0.080	2.430	99.100	312.400	230.000	48.300	153.400	2.000	105.600	23.590	
JWB6-3r	LM	LM	Lichi	Basalte	20.42140	121.96000	JWB6-3r	43.240	15.970	9.300	10.520	7.540	0.080	2.130	0.150	0.700	0.050	1.020	100.300	276.900	187.700	45.800	165.900	1.000	104.300	19.440	
JWB6-5	LM	LM	Lichi	Basalte	20.42140	121.96000	JWB6-5	40.800	14.460	13.150	3.310	13.030	0.540	0.620	2.000	0.160	0.300	13.040	100.300	307.000	219.100	35.400	187.700	1.000	124.000	22.680	
JWB6-6	LM	LM	Lichi	Basalte	20.42140	121.96000	JWB6-6	44.280	15.640	11.440	11.240	8.270	0.250	2.890	0.160	0.980	0.060	1.320	98.650	303.400	194.600	50.200	180.800	1.000	107.400	18.120	
JWB7-7	LM	LM	Lichi	Basalte	20.42140	121.96000	JWB7-7	48.260	16.130	10.760	10.120	9.220	0.070	2.030	0.170	0.740	0.050	5.550	99.500	312.700	187.600	43.100	174.400	3.000	182.600	19.620	
JWB7-8	LM	LM	Lichi	Basalte	20.42140	121.96000	JWB7-8	44.660	16.130	11.440	8.860	9.110	0.230	2.760	0.160	0.970	0.060	6.640	98.600	286.300	203.500	43.400	120.700	2.000	190.400	21.460	
JWB7-1	LM	LM	Lichi	Basalte	20.42140	121.96000	JWB7-1	48.430	16.460	10.370	11.260	7.510	0.420	2.740	0.150	1.050	0.120	1.490	98.500	224.700	200.800	45.700	141.500	10.000	161.000	19.950	
BNT	LM	LM	Lichi	Basalte	20.42140	121.96000	BNT	48.260	15.640	11.440	11.240	8.270	0.070	2.690	0.160	0.860	0.060	1.320	98.650	303.400	194.600	50.200	180.800	1.000	107.400	18.120	
PETDB-2705-080	Batannes Islands	Luzon	Batannes Islands	BASALT	20.42140	121.96000	PETDB-2705-080				11.220	1.110								144.500	306.000	45.300	67.600	4.500	100.000	42.400	
PETDB-2705-046	Batannes Islands	Luzon	Batannes Islands	BASALT	20.42140	121.96000	PETDB-2705-046				9.230	2.230								144.500	306.000	45.300	67.600	4.500	100.000	42.400	
PETDB-2705-086	Batannes Islands	Luzon	Batannes Islands	BASALT	20.42140	121.96000	PETDB-2705-086				12.630	2.060								144.500	306.000	45.300	67.600	4.500	100.000	42.400	
VEM0036-019-002	Batannes Islands	Luzon	Batannes Islands	BASALT	20.40000	121.46700	VEM0036-019-002				8.860	7.950	0.120	2.860	0.280	1.760	0.260			144.500	306.000	45.300	67.600	4.500	100.000	42.400	
PETDB-2705-001	Batannes Islands	Luzon	Batannes Islands	SALTIC ANDES	20.42140	121.96000	PETDB-2705-001				8.300	8.210	2.270							144.500	306.000	45.300	67.600	4.500	100.000	42.400	
PETDB-2705-003	Batannes Islands	Luzon	Batannes Islands	SALTIC ANDES	20.42140	121.96000	PETDB-2705-003				9.990	8.210	2.270							144.500	306.000	45.300	67.600	4.500	100.000	42.400	
PETDB-2705-007	Batannes Islands	Luzon	Batannes Islands	SALTIC ANDES	20.42140	121.96000	PETDB-2705-007				10.990	7.740	2.120							144.500	306.000	45.300	67.600	4.500	100.000	42.400	
SN1	Luzon	Luzon	Sabtang	Volcanic rocks	20.42140	121.96000	SN1	47.700	9.020	10.960	6.410	7.990	2.800						99.870	170.000	0.800	0.150	0.850		8.400	507.000	16.400
SN2	Luzon	Luzon	Sabtang	Volcanic rocks	20.42140	121.96000	SN2	51.630	17.290	8.150	10.360	5.870	1.250	2.880					99.710	170.000	0.300	1.210	0.960		23.900	904.000	16.200
SS2A	Luzon	Luzon	Sabtang	Volcanic rocks	20.42140	121.96000	SS2A	51.280	19.060	8.560	10.330	5.210	0.760	2.850					99.980	170.000	0.610	1.140	0.960		7.000	439.000	16.300
SS2B	Luzon	Luzon	Sabtang	Volcanic rocks	20.42140	121.96000	SS2B	51.560	19.180	8.590	10.330	5.220	0.780	2.820					99.980	170.000	0.620	1.140	0.960		7.000	439.000	16.300
SR7	Luzon	Luzon	Sabtang	Volcanic rocks	20.42140	121.96000	SR7	52.740	19.820	7.970	8.930	1.050	3.660						99.150	170.000	0.190	0.200	0.540		8.000	420.000	22.700
SR9	Luzon	Luzon	Sabtang	Volcanic rocks	20.42140	121.96000	SR9	54.580	17.730	7.570	8.960	4.570	1.030	3.320					98.570	170.000	0.500	0.200	0.910		13.000	578.000	14.600
SR5	Luzon	Luzon	Sabtang	Volcanic rocks	20.42140	121.96000	SR5	54.560	18.440	7.430	8.580	3.730	0.960	3.470					98.980	170.000	0.210	0.520	0.180		15.000	425.000	15.500
SR8	Luzon	Luzon	Sabtang	Volcanic rocks	20.42140	121.96000	SR8	51.900	17.090	8.340	10.470	6.310	1.260	3.010					98.920	170.000	0.610	0.250	0.590		17.400	875.000	15.600
S1A	Luzon	Luzon	Sabtang	Volcanic rocks	20.42140	121.96000	S1A	49.500	20.350	7.050	10.960	3.390	1.010	3.310					100.280	170.000	0.230	0.200	2.570		18.000	560.000	—
S3A	Luzon	Luzon	Sabtang	Volcanic rocks	20.42140	121.96000	S3A	54.850	19.120	7.080	9.390	3.390	1.010	3.310					100.280	170.000	0.690	0.200	2.570		32.000	378.000	—
FS	Miocene	Miocene	Miocene	Basalte	23.11784	120.78654	FS	52.200	13.800	10.900	9.620	4.790	0.380	3.034					99.900	170.000	0.186	2.700	0.659		9.560	191.000	31.300
17-08B	Miocene	Miocene	Miocene	Basalte (pillow)	23.11784	120.78654	17-08B	41.880	13.070	10.335	11.083	5.556	0.235	3.034					293.664	157.444	33.489	134.000	33.489		8.306	236.904	22.699
17-36B	Miocene	Miocene	Miocene	Basalte (pillow)	22.65241	120.88856	17-36B	52.280	14.253	10.410	8.028	6.476	0.416	1.908					285.117	312.550	285.117	260.000	47.070				

Matériel supplémentaire 7: suite

Sample ID	Sub-Area	Area	Location	Lithology	Lat	Long	Sample ID	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOx	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total	Cr	V	Co	Ni	Rb	Sr	Y
349-U1431E-46R-1W 11/14	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-46R-1W 11/14	49,284	15,730	10,068	9,487	8,260	0,174	2,864	0,136	1,095	0,078	2,743	99,968	473,200	172,400	49,510	233,174	3,380	113,217	24,549
349-U1431E-47R-1W 102/106	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-47R-1W 102/106	50,780	16,420	10,195	9,057	8,146	0,090	3,063	0,131	1,127	0,077	0,892	99,969	297,500	175,600	44,940	151,756	1,217	110,776	23,940
349-U1431E-50R-1W 109/107	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-50R-1W 109/107	50,772	16,800	10,060	9,450	7,736	0,088	2,868	0,133	1,147	0,082	0,714	99,968	315,700	176,300	44,410	162,912	1,315	109,919	25,163
349-U1431E-47R-2W 7/10	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-47R-2W 7/10	50,337	16,200	10,785	9,790	7,000	0,145	3,044	0,143	1,189	0,085	1,246	99,964	257,600	185,500	46,640	140,989	2,689	151,983	25,108
349-U1431E-48R-1W 18/23	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-48R-1W 18/23	50,490	16,700	10,504	9,663	7,424	0,085	3,059	0,140	1,194	0,085	0,625	99,967	263,400	188,600	43,020	104,914	1,300	107,903	26,166
349-U1431E-47R-2W 69/67	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-47R-2W 69/67	50,929	16,040	10,785	9,817	6,894	0,199	3,035	0,149	1,200	0,094	1,024	99,966	252,100	193,200	47,110	141,324	4,560	117,069	26,902
349-U1431E-47R-1W 87/91	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-47R-1W 87/91	50,184	15,620	11,388	9,682	7,569	0,093	2,890	0,154	1,323	0,087	0,881	99,961	257,300	206,600	42,820	96,134	1,561	156,638	27,921
349-U1431E-50R-1W 0/5	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-50R-1W 0/5	49,993	16,890	10,992	9,763	6,342	0,280	3,154	0,130	1,229	0,091	1,092	99,966	330,000	192,400	43,280	132,218	5,381	123,306	26,462
349-U1431E-47R-1W 50/55	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-47R-1W 50/55	50,740	16,130	10,668	9,137	7,721	0,092	3,016	0,150	1,227	0,089	0,798	99,967	238,500	187,100	43,570	108,303	1,812	107,500	26,734
349-U1431E-47R-2W 82/87	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-47R-2W 82/87	50,968	15,790	11,066	9,289	7,029	0,179	3,083	0,156	1,293	0,093	0,968	99,965	243,000	199,600	44,880	99,723	3,057	112,241	26,745
349-U1431E-46R-2W 123/127	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-46R-2W 123/127	49,732	15,980	10,670	9,986	6,841	0,288	3,066	0,143	1,166	0,093	2,181	99,967	552,700	178,700	50,630	193,414	8,377	123,478	25,379
349-U1431E-46R-1W 80/84	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-46R-1W 80/84	50,165	15,650	10,546	9,312	7,928	0,316	3,127	0,135	1,165	0,085	1,531	99,967	586,800	177,600	52,300	239,093	7,288	122,712	24,644
349-U1431E-47R-1W 117/121	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-47R-1W 117/121	51,480	15,610	11,024	9,733	6,084	0,201	3,165	0,168	1,341	0,096	1,059	99,961	222,100	208,000	46,670	100,488	3,862	157,719	30,631
349-U1431E-46R-1W 49/53	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-46R-1W 49/53	50,479	15,900	10,352	9,371	8,117	0,319	3,026	0,189	1,189	0,095	0,981	99,967	555,800	177,300	52,930	236,899	7,351	122,021	25,379
349-U1431E-46R-1W 115/119	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-46R-1W 115/119	49,775	16,240	10,868	9,741	6,912	0,280	3,146	0,144	1,191	0,099	1,571	99,966	520,700	180,400	52,810	220,972	5,907	134,957	26,568
349-U1431E-46G-1- W 54/57	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-46G-1- W 54/57	51,070	15,790	10,712	9,064	9,359	0,135	2,832	0,154	1,162	0,089	-0,429	99,968	484,100	173,700	51,400	236,187	3,161	115,763	25,148
349-U1431E-49R-1W 72/76	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-49R-1W 72/76	51,241	15,680	10,722	9,714	6,559	0,099	3,279	0,140	1,404	0,101	1,044	99,962	228,700	210,300	50,900	113,229	1,587	140,169	33,783
349-U1431E-46R-1W 100/104	SCS_A	SCS	IODP Site U1431	Basalte			349-U1431E-46R-1W 100/104	51,927	14,530	11,939	9,223	6,719	0,281	3,128	0,163	1,497	0,108	0,446	99,963	200,700	230,800	45,230	65,103	20,287	105,403	33,782
349-U1433B-70R-1W 74/80	SCS_A	SCS	IODP Site U1433	Basalte			349-U1433B-70R-1W 74/80	50,080	17,090	9,558	11,670	5,672	0,185	2,757	0,176	1,185	0,130	1,455	99,959	316,700	208,600	43,084	117,707	2,372	187,281	23,763
349-U1433B-69R-2W 107/112	SCS_A	SCS	IODP Site U1433	Basalte			349-U1433B-69R-2W 107/112	50,786	16,610	9,780	11,190	5,630	0,203	2,712	0,179	1,194	0,130	1,545	99,959	302,200	205,400	44,084	115,413	2,289	182,400	24,247
349-U1433B-71R-1W 19/22	SCS_A	SCS	IODP Site U1433	Basalte			349-U1433B-71R-1W 19/22	49,627	17,270	9,708	11,420	5,475	0,222	2,848	0,169	1,202	0,130	1,884	99,954	295,900	207,900	46,854	112,109	2,320	185,502	24,340
349-U1433B-69R-3W 45/51	SCS_A	SCS	IODP Site U1433	Basalte			349-U1433B-69R-3W 45/51	49,551	16,870	10,051	11,460	5,552	0,281	2,776	0,169	1,215	0,158	1,876	99,958	302,900	209,500	44,084	110,243	3,920	185,000	24,557
349-U1433B-69R-3W 21/24	SCS_A	SCS	IODP Site U1433	Basalte			349-U1433B-69R-3W 21/24	49,635	16,750	9,899	11,290	5,741	0,264	2,773	0,170	1,184	0,137	2,015	99,959	303,700	202,500	42,534	107,209	4,722	185,351	24,495
349-U1433B-70R-1W 46/53	SCS_A	SCS	IODP Site U1433	Basalte			349-U1433B-70R-1W 46/53	49,254	17,230	9,686	11,570	6,268	0,280	2,863	0,173	1,234	0,138	1,261	99,957	304,400	209,800	43,084	110,582	4,763	185,000	24,505
349-U1433B-69R-1W 65/68	SCS_A	SCS	IODP Site U1433	Basalte			349-U1433B-69R-1W 65/68	50,577	16,340	9,479	11,340	6,477	0,233	2,793	0,146	1,192	0,119	1,263	99,958	314,400	205,100	43,784	108,797	3,764	187,857	25,454
349-U1433B-69R-3W 85/88	SCS_A	SCS	IODP Site U1433	Basalte			349-U1433B-69R-3W 85/88	50,097	16,860	9,912	10,880	5,544	0,244	2,843	0,170	1,217	0,141	2,049	99,959	298,800	205,500	44,584	100,609	2,815	188,772	25,557
349-U1433B-69R-3W 107/112	SCS_A	SCS	IODP Site U1433	Basalte			349-U1433B-69R-3W 107/112	50,742	16,620	9,609	10,980	6,184	0,269	2,865	0,168	1,213	0,121	1,189	99,959	284,300	200,300	42,584	100,243	5,071	183,393	25,268
349-U1433B-70R-1W 11/15	SCS_A	SCS	IODP Site U1433	Basalte			349-U1433B-70R-1W 11/15	49,403	17,320	10,421	10,770	5,332	0,327	2,899	0,154	1,264	0,181	1,884	99,955	310,600	227,000	41,934	104,470	3,943	183,333	26,464
349-U1433B-69R-3W 32/36	SCS_A	SCS	IODP Site U1433	Basalte			349-U1433B-69R-3W 32/36	49,817	16,720	9,467	10,980	6,730	0,286	2,899	0,155	1,235	0,127	1,584	99,968	289,500	204,700	40,570	97,416	3,895	180,967	25,537
349-U1433B-69R-3W 135/139	SCS_A	SCS	IODP Site U1433	Basalte			349-U1433B-69R-3W 135/139	50,507	16,870	9,776	11,200	5,252	0,221	2,926	0,160	1,231	0,140	1,675	99,958	275,800	211,600	40,814	84,607	3,606	179,643	25,529
349-U1433B-69R-2W 0/4	SCS_A	SCS	IODP Site U1433	Basalte			349-U1433B-69R-2W 0/4	49,588	16,690	9,713	11,470	6,066	0,239	2,892	0,156	1,280	0,130	1,643	99,957	285,800	219,600	41,380	93,951	3,496	177,866	26,489

Matériel supplémentaire 7: suite

Sample ID	Long	Lat	Lithology	Area	Location	Sub-Area	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOx	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total	Cr	V	Co	Ni	Rb	Sr	Y
349-U1433B-69R-2-W 46/50			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	50,808	16,630	9,260	11,190	6,378	0,220	2,851	0,160	1,213	0,119	1,130	99,959	282,800	205,200	44,574	107,120	3,116	184,356	25,576
349-U1433B-69R-1-W 126/130			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	50,816	16,620	9,377	11,480	5,491	0,234	2,850	0,154	1,232	0,128	1,575	99,957	278,400	209,500	42,784	90,269	4,375	193,511	26,711
349-U1433B-68R-1-W 43/48			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	49,467	17,060	9,822	11,440	5,657	0,223	2,959	0,161	1,296	0,146	1,663	99,957	281,600	219,900	44,870	97,146	3,248	178,264	27,472
349-U1433B-68R-2-W 66/70			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	49,537	16,500	10,325	11,140	6,544	0,286	2,918	0,179	1,284	0,139	1,094	99,957	286,400	215,400	41,950	93,356	5,452	177,750	27,339
349-U1433B-68R-3-W 59/63			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	50,824	16,410	9,395	11,090	6,419	0,286	2,864	0,146	1,241	0,124	1,219	99,958	274,600	211,400	42,464	98,787	4,835	179,643	26,814
349-U1433B-69R-1-W 40/44			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	50,085	16,510	10,085	11,210	5,920	0,259	2,852	0,178	1,262	0,138	1,459	99,957	287,100	217,400	44,874	98,598	3,853	182,768	27,371
349-U1433B-69R-1-W 72/76			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	50,588	16,640	9,455	11,490	5,347	0,265	2,853	0,156	1,239	0,151	1,773	99,957	276,000	216,800	46,144	98,769	5,763	186,875	27,010
349-U1433B-69R-1-W 100/104			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	49,107	17,090	10,577	11,600	5,110	0,350	2,854	0,161	1,265	0,150	1,694	99,957	282,100	218,600	38,624	83,092	9,125	189,778	28,082
349-U1433B-68R-1-W 114/118			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	48,710	17,120	9,764	11,190	5,592	0,274	3,042	0,174	1,284	0,155	1,652	99,956	288,800	221,600	40,620	92,212	4,606	177,603	27,503
349-U1433B-67R-1-W 59/66			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	50,143	16,780	9,308	11,400	6,349	0,109	2,833	0,141	1,322	0,132	1,340	99,956	254,900	226,300	38,750	86,780	0,850	176,364	28,710
349-U1433B-66R-1-W 39/43			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	49,389	17,630	9,730	11,380	5,203	0,252	3,124	0,167	1,261	0,119	1,700	99,956	229,300	210,800	48,410	123,469	3,536	193,361	28,650
349-U1433B-66R-2-W 52/56			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	50,028	16,600	10,076	11,020	5,828	0,206	2,825	0,184	1,318	0,149	1,622	99,956	281,500	226,800	42,930	98,042	2,057	176,867	28,280
349-U1433B-71R-1-W 66/71			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	51,159	15,640	10,041	10,570	7,565	0,206	2,822	0,150	1,222	0,122	0,461	99,959	303,700	217,100	42,844	135,805	1,925	154,595	28,443
349-U1433B-71R-2-W 2/6			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	52,093	15,520	9,544	10,850	6,366	0,396	2,791	0,168	1,187	0,121	0,922	99,958	292,400	213,400	42,614	119,673	8,973	156,079	28,948
349-U1433B-65R-3-W 81/85			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	50,425	15,830	10,504	10,660	6,708	0,288	2,903	0,191	1,342	0,146	0,959	99,956	210,300	222,900	40,820	110,542	5,174	176,967	29,720
349-U1433B-71R-1-W 85/90			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	51,782	15,490	10,410	10,480	5,927	0,278	2,902	0,176	1,229	0,128	1,155	99,958	319,600	223,300	45,504	113,226	3,609	159,214	29,423
349-U1433B-72R-1-W 105/110			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	50,225	16,140	10,173	10,890	7,162	0,147	2,822	0,148	1,221	0,127	0,900	99,956	301,500	220,600	41,204	95,089	1,024	178,317	28,691
349-U1433B-70R-1-W 137/141			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	50,995	15,860	9,797	11,010	6,848	0,258	2,859	0,168	1,272	0,132	0,757	99,956	283,600	229,100	48,374	152,801	3,559	164,878	29,619
349-U1433B-65R-4-W 7/9			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	48,289	17,800	10,608	11,040	6,511	0,319	3,056	0,179	1,396	0,148	0,608	99,954	359,300	226,600	48,240	168,348	4,201	182,049	29,400
349-U1433B-65R-4-W 19/23			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	49,868	17,470	9,877	10,980	5,287	0,210	3,081	0,177	1,352	0,153	1,491	99,955	191,400	224,600	46,930	106,787	2,039	193,115	30,800
349-U1433B-65R-3-W 34/38			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	50,481	16,790	9,947	11,160	5,303	0,208	2,937	0,168	1,356	0,142	1,473	99,955	196,100	229,700	42,260	88,557	3,536	183,548	30,357
349-U1433B-73R-1-W 137/141			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	50,690	16,180	9,799	11,240	6,561	0,167	2,862	0,158	1,238	0,136	0,924	99,956	284,400	223,200	40,154	85,270	1,528	183,068	29,536
349-U1433B-65R-3-W 59/62			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	48,978	17,560	10,712	10,440	5,032	0,281	3,207	0,181	1,441	0,187	1,933	99,952	213,700	243,800	43,480	98,586	2,731	185,656	31,910
349-U1433B-65R-3-W 114/118			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	49,491	17,120	10,136	11,100	5,509	0,243	3,060	0,173	1,346	0,146	1,612	99,955	188,200	223,700	43,410	104,256	4,263	201,230	31,300
349-U1433B-65R-3-W 72/76			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	48,755	17,120	10,240	11,180	5,263	0,228	3,001	0,178	1,417	0,164	1,409	99,954	185,000	236,200	47,360	105,244	2,397	187,623	32,100
349-U1433B-65R-2-W 72/76			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	48,966	17,180	10,681	11,010	5,443	0,262	3,101	0,163	1,399	0,171	1,558	99,954	183,500	236,000	43,970	102,762	4,332	186,210	31,720
349-U1433B-65R-2-W 95/99			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	49,850	16,940	9,865	11,070	5,602	0,281	3,072	0,162	1,390	0,149	1,363	99,955	201,500	229,300	46,630	114,395	5,887	186,894	30,950
349-U1433B-73R-1-W 89/93			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	51,028	16,590	8,906	11,760	5,704	0,241	2,854	0,154	1,281	0,137	1,300	99,955	301,100	231,000	48,414	137,369	3,180	191,414	30,649
349-U1433B-65R-2-W 4/8			Basalte	SCS_A	IODP Site U1433	SCS_A	49,115	17,170	10,334	10,800	5,830	0,309	3,032	0,178	1,367	0,159	1,659	99,954	178,700	227,500	45,000	102,415	3,886	194,877	31,394

Matériel supplémentaire 7: suite

Sample ID	SourceArea	Area	Location	Lithology	Lat	Long	Sample ID	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeCl	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total	Cr	V	Co	Ni	Rb	Sr	Y	
348-U1433E-78R-1W 3106	SCS_A	SCS	IDDP Site U1433	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1433E-78R-1W 3106	50.002	15.630	11.148	10.840	6.263	0.272	2.884	0.172	1.263	0.136	1.245	89.855	282.500	228.900	37.324	73.320	3.846	173.419	30.957	
348-U1433E-79R-3W 3034	SCS_A	SCS	IDDP Site U1433	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1433E-79R-3W 3034	51.060	16.190	10.950	6.428	6.214	2.833	0.160	1.276	0.137	0.672	1.133	89.956	286.100	225.900	39.181	82.754	1.975	180.828	30.328	
348-U1433E-79R-3W 4235	SCS_A	SCS	IDDP Site U1433	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1433E-79R-3W 4235	50.423	18.360	11.410	5.548	6.202	2.935	0.162	1.285	0.136	1.233	89.954	286.900	233.000	38.114	70.889	3.681	180.919	30.629		
348-U1433E-79R-3W 3539	SCS_A	SCS	IDDP Site U1433	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1433E-79R-3W 3539	50.665	15.860	9.723	11.040	6.914	0.253	2.807	0.139	1.279	0.142	1.113	89.955	306.300	231.400	39.324	92.524	3.115	169.915	30.278	
348-U1433E-79R-2W 8296	SCS_A	SCS	IDDP Site U1433	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1433E-79R-2W 8296	48.852	18.090	10.941	11.320	5.615	0.301	2.821	0.189	1.276	0.141	1.309	89.954	282.400	237.900	38.694	75.248	4.472	181.353	30.412	
348-U1433E-79R-1W 4648	SCS_A	SCS	IDDP Site U1433	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1433E-79R-1W 4648	50.775	16.390	9.779	11.420	5.746	0.221	2.792	0.173	1.263	0.141	1.284	89.955	289.700	229.100	40.124	84.606	2.819	179.915	30.897	
348-U1433E-79R-1W 04	SCS_A	SCS	IDDP Site U1433	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1433E-79R-1W 04	48.796	16.860	9.784	11.680	5.768	0.335	2.767	0.165	1.306	0.149	1.345	89.955	292.700	234.100	38.754	80.073	5.927	182.735	31.062	
348-U1433E-79R-1W 6772	SCS_A	SCS	IDDP Site U1433	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1433E-79R-1W 6772	51.481	15.930	11.360	6.124	6.202	2.841	0.161	1.313	0.149	0.932	1.181	89.955	287.300	233.000	40.484	84.225	1.981	176.974	31.969	
348-U1434A-11R-1W 24	SCS_A	SCS	IDDP Site U1434	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1434A-11R-1W 24	51.659	14.640	10.928	10.160	6.703	0.592	2.842	0.155	1.434	0.165	0.888	99.947	241.900	250.700	38.684	113.083	12.346	218.305	29.918	
348-U1434A-10R-CCW 2123	SCS_A	SCS	IDDP Site U1434	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1434A-10R-CCW 2123	51.670	15.010	10.847	10.210	6.886	0.382	2.893	0.163	1.457	0.173	0.480	99.951	242.300	252.800	41.404	109.811	7.165	174.915	30.887	
348-U1434A-13R-1W 5295	SCS_A	SCS	IDDP Site U1434	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1434A-13R-1W 5295	50.778	15.060	10.936	10.890	6.886	0.539	2.758	0.154	1.484	0.171	1.148	99.950	238.800	259.000	43.474	118.579	8.541	176.525	30.763	
348-U1434A-13R-1W 6163	SCS_A	SCS	IDDP Site U1434	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1434A-13R-1W 6163	50.747	14.800	10.892	10.860	6.835	0.485	2.834	0.150	1.477	0.169	1.356	99.951	245.300	259.000	43.564	121.461	8.620	181.356	31.041	
348-U1434A-11R-1W 3629	SCS_A	SCS	IDDP Site U1434	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1434A-11R-1W 3629	51.166	14.940	10.877	10.870	6.375	0.549	2.768	0.150	1.485	0.170	1.199	99.950	250.000	261.900	43.114	117.884	10.010	177.034	30.588	
348-U1434A-12R-1W 2729	SCS_A	SCS	IDDP Site U1434	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1434A-12R-1W 2729	50.522	15.360	10.743	10.370	6.845	0.418	2.723	0.158	1.469	0.170	1.173	99.950	241.200	257.300	40.934	115.107	7.288	175.932	31.021	
348-U1434A-15R-1W 3534	SCS_A	SCS	IDDP Site U1434	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1434A-15R-1W 3534	50.777	15.160	10.421	10.820	6.530	0.445	2.875	0.147	1.498	0.174	1.704	99.952	249.900	264.300	43.174	116.856	7.449	185.589	31.515	
348-U1434A-16R-1W 3032	SCS_A	SCS	IDDP Site U1434	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1434A-16R-1W 3032	51.300	14.900	10.365	10.270	6.352	0.514	2.781	0.150	1.464	0.169	1.237	99.951	240.700	256.200	42.354	113.466	9.028	187.288	31.423	
348-U1434A-11R-1W 9295	SCS_A	SCS	IDDP Site U1434	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1434A-11R-1W 9295	51.153	14.920	10.868	10.200	6.847	0.519	2.718	0.156	1.487	0.174	0.919	99.951	241.600	259.600	41.404	110.931	8.737	175.676	31.258	
348-U1434A-15R-1W 5153	SCS_A	SCS	IDDP Site U1434	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1434A-15R-1W 5153	50.712	14.910	10.856	10.460	6.706	0.516	2.823	0.146	1.479	0.168	1.455	99.949	247.200	264.200	43.744	110.011	7.121	179.482	31.887	
348-U1434A-15R-1W 2427	SCS_A	SCS	IDDP Site U1434	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1434A-15R-1W 2427	50.712	14.910	10.856	10.460	6.706	0.516	2.823	0.146	1.479	0.168	1.455	99.949	247.200	264.200	43.744	110.011	7.121	179.482	31.887	
348-U1434A-11R-1W 8486	SCS_A	SCS	IDDP Site U1434	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1434A-11R-1W 8486	50.096	15.060	9.706	10.130	6.341	0.514	2.914	0.134	1.479	0.171	1.405	99.950	243.400	259.100	46.574	142.841	8.301	179.915	31.289	
348-U1434A-13R-1W 7174	SCS_A	SCS	IDDP Site U1434	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1434A-13R-1W 7174	51.491	15.060	10.628	10.310	6.873	0.343	2.730	0.162	1.484	0.188	0.697	99.951	239.400	257.000	41.624	108.940	6.940	178.888	31.465	
348-U1431E-40R-1W 3539	SCS_A	SCS	IDDP Site U431	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1431E-40R-1W 3539	50.418	15.470	10.400	9.851	6.111	0.584	2.912	0.139	1.352	0.169	0.746	99.953	349.700	228.100	46.770	200.003	9.796	167.203	29.950	
348-U1431E-47R-1W 3640	SCS_A	SCS	IDDP Site U431	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1431E-47R-1W 3640	49.860	15.680	10.104	10.130	7.517	0.367	3.144	0.264	1.355	0.172	1.341	99.953	283.600	220.900	51.620	209.619	6.121	185.304	29.550	
348-U1431E-47R-1W 1418	SCS_A	SCS	IDDP Site U431	Basalte	17 64830	117 06600	348-U1431E-47R-1W 1418	49.354	15.630	10.837	9.985	6.003	0.592	2.897	0.143	1.400	0.188	0.650	99.949	386.100	242.800	45.460	193.273	10.942	177.913	30.474	
OCEANOS-VC3	SCS_E	SCS		Basaltique trachyte	17 64830	117 06600	OCEANOS-VC3	47.100	14.520	11.260	4.700	6.900	2.010	0.900	2.010	0.210	1.880	0.620	2.730	56.000	44.630	239.000	14.180	29.600	14.180	247.000	31.700
OCEANOS-VR1	SCS_E	SCS		Basaltique trachyte	17 64830	117 06600	OCEANOS-VR1	47.100	14.520	11.260	4.700	6.900	2.010	0.900	2.010	0.210	1.880	0.620	2.730	56.000	44.630	239.000	14.180	29.600	14.180	247.000	31.700
OCEANOS-VR2	SCS_E	SCS		Basaltique trachyte	17 64830	117 06600	OCEANOS-VR2	45.860	13.110	6.860	5.950	5.050	2.030	2.850	0.170	2.390	0.170	4.480	56.000	39.760	266.000	37.300	24.900	24.900	50.860	248.000	28.700
OCEANOS-VR3	SCS_E	SCS		Basaltique trachyte	17 64830	117 06600	OCEANOS-VR3	46.200	11.200	9.730	19.060	6.860	0.830	2.370	0.980	2.030	0.470	13.370	56.000	33.940	222.000	65.180	25.090	14.830	36.600	365.000	36.600
OCEANOS-VC-1	SCS_E	SCS		Basaltique trachyte	17 64830	117 06600	OCEANOS-VC-1	47.000	14.230	11.100	4.510	6.870	3.000	2.720	0.300	2.720	0.670	2.720	56.000	47.660	347.000	37.480	16.100	16.080	395.000	36.200	
OCEANOS-VC-1	SCS_E	SCS		Basaltique trachyte	17 64830	117 06600	OCEANOS-VC-1	47.000	14.230	11.100	4.510	6.870	3.000	2.720	0.300	2.720	0.670	2.720	56.000	47.660	347.000	37.480	16.100	16.080	395.000	36.200	
OCEANOS-VC-1	SCS_E	SCS		Basaltique trachyte	17 64830	117 06600	OCEANOS-VC-1	47.000	14.230	11.100	4.510	6.870	3.000	2.720	0.300	2.720	0.670	2.720	56.000	47.660	347.000	37.480	16.100	16.080	395.000	36.200	
OCEANOS-VC-1	SCS_E	SCS		Basaltique trachyte	17 64830	117 06600	OCEANOS-VC-1	47.000	14.230	11.100	4.510	6.870	3.000	2.720	0.300	2.720	0.670	2.720	56.000	47.660	347.000	37.480	16.100	16.080	395.000	36.200	
OCEANOS-BBL	SCS_E	SCS		Basaltique trachyte	17 64830	117 06600	OCEANOS-BBL	48.200	14.210	10.800	4.670	10.010	2.730	0.160	2.920	0.450	1.880	56.000	46.850	358.000	40.010	20.610	23.080	314.000	38.400		
OCEANOS-BBL	SCS_E	SCS		Basaltique trachyte	17 64830	117 06600	OCEANOS-BBL	48.200	14.210	10.800	4.670	10.010	2.730	0.160	2.920	0.450	1.880	56.000	46.850	358.000	40.010	20.610	23.080	314.000	38.400		
OCEANOS-VR-2	SCS_E	SCS		Basaltique trachyte	17 64830	117 06600	OCEANOS-VR-2	42.200	13.090	10.630	11.230	4.480	1.370	2.910	0.120	2.460	0.710	6.650	56.000	40.700	272.000	38.480	25.300	28.040	334.000	47.700	
OCEANOS-VR-2	SCS_E	SCS		Basaltique trachyte	17 64830	117 06600	OCEANOS-VR-2	42.200	13.090																		

Matériel supplémentaire 7: suite

Sample ID	Sub-Area	Area	Location	Lithology	Lat	Long	Sample ID	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeCl	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total	Cr	V	Co	Ni	Rb	Sr	Y		
348-U1431E-17R-4W 7478	SCS_E	SCS	IODP Site U1431	Tronhybasalt	112.88300	17.478	348-U1431E-17R-4W 7478	46.287	16.370	8.248	9.040	3.002	2.056	4.444	0.214	2.640	1.940	3.589	86.840	37.140	201.100	16.600	25.790	26.350	776.600	72.018		
348-U1431E-20R-5W 3337	SCS_E	SCS	IODP Site U1431	Basalt	112.88300	17.478	348-U1431E-20R-5W 3337	47.950	16.160	8.665	6.414	3.175	1.365	3.371	0.131	2.550	2.593	4.267	99.891	107.000	145.800	35.750	49.185	22.425	642.400	63.391		
348-U1431E-17R-4W 106108	SCS_E	SCS	IODP Site U1431	Basalt	112.88300	17.478	348-U1431E-17R-4W 106108	46.014	15.860	8.223	9.770	2.118	2.947	4.970	0.157	2.030	2.900	4.655	99.824	45.140	211.100	12.440	24.480	51.370	646.000	68.475		
348-U1431E-20R-2W 8003	SCS_E	SCS	IODP Site U1431	Basalt	112.88300	17.478	348-U1431E-20R-2W 8003	41.662	12.450	6.623	13.650	6.386	1.512	3.110	0.110	2.480	4.900	5.229	99.891	79.810	203.600	54.320	71.690	26.460	995.900	99.526		
348-U1431E-25R-4W 116120	SCS_E	SCS	IODP Site U1431	Basalt	112.88300	17.478	348-U1431E-25R-4W 116120	42.337	12.550	8.250	14.320	6.267	1.549	3.147	0.100	1.230	5.090	5.031	99.890	104.600	198.900	49.670	72.290	26.660	602.000	62.020		
348-U1431E-21R-1W 9111	SCS_E	SCS	IODP Site U1431	Basalt	112.88300	17.478	348-U1431E-21R-1W 9111	30.973	9.625	7.090	25.550	2.708	1.196	2.538	0.194	2.470	6.790	10.747	99.851	112.000	215.100	26.160	51.240	27.450	682.100	96.184		
348-U1431E-37R-4W 2226	SCS_E	SCS	IODP Site U1431	Basalt	112.88300	17.478	348-U1431E-37R-4W 2226	47.420	14.690	12.480	11.690	4.340	0.830	3.060	0.160	2.740	0.790	1.820	100.010	59.770	348.000	38.130	20.980	15.240	588.000	44.400		
348-U1431E-38R-2W 1822	SCS_E	SCS	IODP Site U1431	Basalt	112.88300	17.478	348-U1431E-38R-2W 1822	47.700	16.200	10.000	3.710	10.400	3.130	1.340	3.380	0.380	2.690	0.140	2.200	105.900	144.700	276.000	31.000	75.900	37.300	468.000	28.400	
348-U1431E-41R-2-W 120125	SCS_E	SCS	IODP Site U1431	Basalt	112.88300	17.478	348-U1431E-41R-2-W 120125	48.500	18.700	9.200	3.190	9.800	3.295	1.740	0.110	1.370	0.420	5.620	99.800	136.000	186.000	52.200	87.000	171.000	359.000	34.200		
348-U1431E-41R-3W 812	SCS_E	SCS	IODP Site U1431	Basalt	112.88300	17.478	348-U1431E-41R-3W 812	46.300	12.300	13.700	8.430	2.000	4.460	0.230	2.090	0.910	1.370	100.100	100.100	314.000	43.900	27.000	51.400	292.000	56.100	754.000	24.600	
348-U1431E-42R-3W 1823	SCS_E	SCS	IODP Site U1431	Basalt	112.88300	17.478	348-U1431E-42R-3W 1823	47.100	14.230	12.360	11.150	4.480	0.860	3.020	0.200	2.730	0.670	1.950	100.000	100.000	370.000	48.170	357.000	36.890	16.250	16.150	351.000	36.500
348-U1431E-42R-4W 114118	SCS_E	SCS	IODP Site U1431	Basalt	112.88300	17.478	348-U1431E-42R-4W 114118	47.100	14.520	12.630	11.260	4.700	0.500	2.010	0.210	1.890	0.620	1.860	98.070	98.070	239.000	29.600	14.160	4.320	247.000	31.700		
348-U1431E-42R-6W 1822	SCS_E	SCS	IODP Site U1431	Basalt	112.88300	17.478	348-U1431E-42R-6W 1822	47.760	14.960	14.550	8.830	4.670	1.010	2.730	0.160	2.920	0.450	1.990	99.290	99.290	358.000	40.010	29.010	23.060	314.000	39.400		
348-U1431E-43R-4W 510	SCS_E	SCS	IODP Site U1431	Basalt	112.88300	17.478	348-U1431E-43R-4W 510	34.820	11.200	9.660	19.860	3.660	0.830	2.370	0.950	2.030	0.470	1.860	98.460	98.460	222.000	65.190	25.090	14.430	355.000	36.600		
348-U1431E-43R-3W 4751	SCS_E	SCS	IODP Site U1431	Basalt	112.88300	17.478	348-U1431E-43R-3W 4751	44.800	16.230	9.900	7.790	2.740	4.330	0.190	2.970	0.670	1.850	100.200	100.200	148.000	148.000	231.000	54.300	135.000	97.000	773.000	24.200	
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	47.570	15.150	8.870	10.640	5.290	3.145	0.120	2.930	0.650	1.820	100.010	100.010	219.000	219.000	44.100	56.600	29.590	67.500	597.000	37.600	
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	45.430	18.120	12.200	9.870	3.810	1.780	3.210	0.230	2.590	0.930	1.820	100.000	100.000	195.000	195.000	44.100	67.500	16.900	539.000	20.800	
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	45.760	15.020	5.410	9.790	9.490	2.100	2.900	0.160	1.790	0.470	1.820	99.600	99.600	236.000	211.000	63.600	224.000	69.100	551.000	22.100	
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	45.200	14.210	12.110	11.200	4.890	0.970	2.860	0.120	2.790	0.670	1.820	99.500	99.500	400.000	39.800	20.120	15.100	15.100	325.000	45.200	
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	47.100	14.230	12.360	11.150	4.480	0.860	3.020	0.200	2.730	0.650	1.950	99.360	99.360	48.170	357.000	36.890	16.250	16.150	351.000	36.500	
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	47.100	14.520	12.630	11.260	4.700	0.500	2.010	0.210	1.890	0.620	1.860	98.070	98.070	239.000	29.600	14.160	4.320	247.000	31.700		
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	47.760	14.960	14.550	8.830	4.670	1.010	2.730	0.160	2.920	0.450	1.990	99.290	99.290	358.000	40.010	29.010	23.060	314.000	39.400		
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	34.820	11.200	9.660	19.860	3.660	0.830	2.370	0.950	2.030	0.470	1.860	98.460	98.460	222.000	65.190	25.090	14.430	355.000	36.600		
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	44.800	16.230	9.900	7.790	2.740	4.330	0.190	2.970	0.670	1.850	100.200	100.200	148.000	148.000	231.000	54.300	135.000	97.000	773.000	24.200	
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	47.570	15.150	8.870	10.640	5.290	3.145	0.120	2.930	0.650	1.820	100.010	100.010	219.000	219.000	44.100	56.600	29.590	67.500	597.000	37.600	
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	45.430	18.120	12.200	9.870	3.810	1.780	3.210	0.230	2.590	0.930	1.820	100.000	100.000	195.000	195.000	44.100	67.500	16.900	539.000	20.800	
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	45.760	15.020	5.410	9.790	9.490	2.100	2.900	0.160	1.790	0.470	1.820	99.600	99.600	236.000	211.000	63.600	224.000	69.100	551.000	22.100	
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	45.200	14.210	12.110	11.200	4.890	0.970	2.860	0.120	2.790	0.670	1.820	99.500	99.500	400.000	39.800	20.120	15.100	15.100	325.000	45.200	
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	47.100	14.230	12.360	11.150	4.480	0.860	3.020	0.200	2.730	0.650	1.950	99.360	99.360	48.170	357.000	36.890	16.250	16.150	351.000	36.500	
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	47.100	14.520	12.630	11.260	4.700	0.500	2.010	0.210	1.890	0.620	1.860	98.070	98.070	239.000	29.600	14.160	4.320	247.000	31.700		
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	47.760	14.960	14.550	8.830	4.670	1.010	2.730	0.160	2.920	0.450	1.990	99.290	99.290	358.000	40.010	29.010	23.060	314.000	39.400		
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	34.820	11.200	9.660	19.860	3.660	0.830	2.370	0.950	2.030	0.470	1.860	98.460	98.460	222.000	65.190	25.090	14.430	355.000	36.600		
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	44.800	16.230	9.900	7.790	2.740	4.330	0.190	2.970	0.670	1.850	100.200	100.200	148.000	148.000	231.000	54.300	135.000	97.000	773.000	24.200	
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	47.570	15.150	8.870	10.640	5.290	3.145	0.120	2.930	0.650	1.820	100.010	100.010	219.000	219.000	44.100	56.600	29.590	67.500	597.000	37.600	
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	45.430	18.120	12.200	9.870	3.810	1.780	3.210	0.230	2.590	0.930	1.820	100.000	100.000	195.000	195.000	44.100	67.500	16.900	539.000	20.800	
SCS (seamunt)	SCS	SCS	Seamunt	Basalt	112.88300	17.478	SCS (seamunt)	45.760	15.020	5.410	9.790	9.490	2.100	2.900	0.160	1.790	0.470	1.820	99.600	99.600	236.000</							

Matériel supplémentaire 7: suite

Sample ID	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	K	Ti
M95006	35.9	0.68	0.11	36.5	3.71	7.85	1.28	5.89	1.74	0.58	2.01	0.23	0.24	1.49	0.23	1.17	1.17	0.05	0.24	1494.18	3177.35	0.94	0.24	1494.18	3177.35
M95007	35.7	0.68	0.16	37	3.79	7.95	1.3	5.94	1.47	0.58	2.01	0.23	0.24	1.55	0.23	1.17	1.17	0.05	0.23	1892.24	3117.4	0.95	0.23	1892.24	3117.4
CR1005	52	-	-	-	2.57	6.61	0.87	4.08	1.14	0.41	1.37	0.17	0.26	1.04	0.17	0.59	0.59	-	-	498.06	2791.3	0.41	0.21	498.06	2791.3
M95001	13.2	0.5	0.09	16.4	6.74	15.4	1.92	8.22	1.93	0.66	2.16	0.26	0.38	2.08	0.46	0.33	1.44	0.23	0.38	7904.86	2657.8	1.69	0.38	7904.86	2657.8
M95038-1	42.4	0.81	0.86	46.1	3.07	6.99	1.09	4.99	1.5	0.52	1.73	0.31	0.41	0.47	1.33	0.21	1.39	0.21	1.4	3894.48	2757.7	0.89	0.3	3894.48	2757.7
M95038-4	41.8	0.81	0.84	54.5	3.01	6.86	1.07	4.92	1.47	0.51	1.71	0.31	0.42	0.47	1.33	0.21	1.35	0.21	1.36	3735.45	2757.7	0.9	0.32	3735.45	2757.7
T95004	83.6	0.93	0.46	38.2	3	7.6	1.12	5.98	1.78	0.68	2.51	0.42	0.48	0.49	1.37	0.21	1.62	0.22	1.62	2656.32	3177.35	0.78	0.18	2656.32	3177.35
T95005	56.6	0.76	0.72	51.8	3.07	7.39	1.1	5.98	1.58	0.55	1.77	0.33	0.42	0.49	1.37	0.21	1.26	0.21	1.62	3818.46	3177.35	0.62	0.18	3818.46	3177.35
T95017	84.3	0.96	0.43	47.4	3.21	7.55	1.16	6.18	1.79	0.68	2.52	0.42	0.48	0.49	1.38	0.21	1.44	0.22	1.65	2988.36	3117.4	0.78	0.09	2988.36	3117.4
M95033	42.2	0.82	0.74	52	3.05	6.99	1.09	4.95	1.47	0.52	1.71	0.31	0.41	0.47	1.33	0.21	1.36	0.21	1.38	3486.42	2987.55	0.85	0.42	3486.42	2987.55
T95018	58.2	0.77	0.38	37.2	3.28	7.64	1.17	5.74	1.71	0.58	1.92	0.35	0.42	0.49	1.37	0.21	1.34	0.21	1.62	2656.32	3177.35	0.64	0.22	2656.32	3177.35
M97203	55.9	0.81	0.44	31.4	3.43	8.38	1.15	5.36	1.61	0.56	1.84	0.22	0.35	2.18	0.5	1.4	0.22	1.37	1.53	0.02	0.71	0.22	0.22	2897.5	2897.5
PETDB-2723-1	251	50.11	0.54	637.8	35.91	71.19	8.96	38.39	9.374	3.228	9.74	1.398	7.168	1.298	2.931	0.347	1.831	0.248	6.561	3126	2.408	5.07	1.024	15854.91	18404.65
PETDB-2723-1	132.3	31.09	0.3	340.6	21.05	42.45	5.13	21.17	5.07	1.75	5.11	0.77	4.09	0.71	1.77	0.23	1.34	0.19	3.92	1.93	2.29	3.23	0.67	12202.47	12289.75
PETDB-2723-1	167.2	44.53	0.462	445.5	28.3	56.81	6.83	27.49	6.302	2.112	6.053	0.875	4.394	0.752	1.78	0.223	1.75	0.176	4.806	2.362	3.805	4.391	0.929	14506.75	13608.65
PETDB-2723-1	193.1	48.04	0.664	517.3	33.19	65.78	7.96	32	7.298	2.432	7.065	1.02	5.155	0.858	2.092	0.272	1.825	0.209	5.774	2.837	4.666	5.187	1.146	16685.01	15646.95
PETDB-2723-1	175.3	34.31	0.22	409.3	22.74	43.76	5.3	22.18	5.48	1.96	5.25	0.75	3.77	0.64	1.49	0.18	1.05	0.16	4.03	2.11	2.79	3.66	0.72	12783.54	11030.8
PETDB-2723-1	150.5	35.08	0.13	406.2	21.79	42.49	4.59	21.11	5.94	1.88	5.16	0.73	3.6	0.62	1.42	0.18	1.02	0.12	3.84	2.09	1.65	3.64	0.56	12451.5	10850.95
PETDB-2723-1	282.1	54.27	0.7	523.6	34.59	65.75	7.62	31.04	7.07	2.31	6.17	1.32	5.81	0.62	1.33	0.16	0.92	0.12	5.99	3.39	2.54	5.39	1.26	21167.55	11870.1
PETDB-2723-1	101.6	16.45	0.513	231.8	14.32	28.41	3.49	14.32	4.232	1.443	4.319	0.629	3.485	0.662	1.593	0.213	1.262	0.187	2.763	0.977	2.971	2.95	0.635	7387.89	9532.05
PETDB-2723-1	118	16.12	0.552	233.1	14.52	28.5	3.46	15.12	4.22	1.417	4.22	0.636	3.44	0.62	1.638	0.218	1.264	0.189	2.992	1.019	3.349	2.813	0.587	7885.95	9771.85
PETDB-2723-1	113.8	13.81	0.474	196.4	12.47	25.82	3.16	14.04	3.798	1.37	4.183	0.629	3.458	0.67	1.592	0.219	1.279	0.192	2.737	0.849	2.324	2.282	0.529	8217.99	9532.05
PETDB-2723-1	96.1	14.26	0.446	195.9	13.06	26.87	3.32	13.95	3.77	1.406	4.259	0.666	3.727	0.685	1.714	0.229	1.344	0.191	3.116	0.923	2.829	2.316	0.516	7221.87	9532.05
PETDB-2723-1	96.2	14.07	0.453	192	12.4	25.76	3.16	13.51	3.612	1.328	4.074	0.638	3.546	0.658	1.645	0.219	1.245	0.181	2.981	0.865	2.599	2.259	0.494	7553.91	9532.05
PETDB-2723-1	96.5	9.87	0.153	128.2	11.5	25.43	3.24	15.21	4.525	1.708	4.968	0.724	4.118	0.748	1.817	0.244	1.366	0.204	2.549	0.634	1.071	1.096	0.263	9831.8	9831.8
PETDB-2723-1	82.2	9.94	0.139	115.1	9.24	19.27	2.38	11.38	3.568	1.455	4.643	0.73	4.202	0.824	2.059	0.261	1.473	0.208	2.726	0.609	1.016	1.053	0.241	4067.49	9771.85
PETDB-2723-1	97.5	10.17	0.152	112.7	7.56	16.52	2.21	10.85	3.437	1.321	3.896	0.595	3.291	0.625	1.53	0.196	1.174	0.178	2.522	0.646	1.133	1.18	0.291	4233.51	9891.75
PETDB-2723-1	81.1	9.63	0.116	114.5	7.27	16.23	2.15	10.2	3.186	1.27	3.699	0.588	3.362	0.61	1.538	0.203	1.171	0.163	2.679	0.607	1.383	1.052	0.238	4067.49	9592
PETDB-2723-1	97.2	9.55	0.151	110	8.11	18.6	2.33	11.15	3.587	1.352	4.045	0.627	3.547	0.653	1.619	0.222	1.28	0.19	2.485	0.602	0.985	1.117	0.259	4150.5	9651.95
PETDB-2723-1	87.6	10.19	0.143	111.6	7.85	17.63	2.35	11	3.516	1.361	4.083	0.655	3.679	0.674	1.664	0.219	1.243	0.183	2.882	0.633	1.087	1.117	0.251	4316.52	10251.45
PETDB-2723-1	97.5	9.9	0.141	122.2	8.05	17.25	2.25	11.03	3.461	1.317	3.977	0.588	3.32	0.642	1.586	0.204	1.2	0.182	2.443	0.616	1.017	1.135	0.321	3818.46	9831.8
PETDB-2723-1	84.2	9.35	0.108	115	8.88	18.87	2.29	10.95	3.502	1.372	4.974	0.72	4.051	0.683	2.047	0.263	1.493	0.217	2.843	0.615	0.989	1.049	0.282	3801.47	10011.65
PETDB-2723-1	78.3	9.11	0.11	105.1	8.99	15.99	2.05	9.93	3.13	1.26	3.76	0.59	3.34	0.63	1.56	0.21	1.23	0.17	2.71	0.57	0.73	1.02	0.23	3652.44	9472.1
PETDB-2723-1	127.9	14.46	0.497	182.5	12.3	25.94	3.4	15.8	4.438	1.664	4.761	0.773	4.167	0.785	1.833	0.235	1.41	0.202	3.149	0.942	1.781	1.987	0.476	7636.92	11270.6
PETDB-2723-1	110.6	14.49	0.433	180.1	12.19	26.58	3.41	15.26	4.496	1.672	5.09	0.803	4.288	0.771	1.911	0.251	1.438	0.2	3.678	0.911	1.98	1.987	0.476	7636.92	11270.6
PETDB-2723-1	132.2	14.54	0.472	186.1	15.15	31.19	3.84	17.87	5.259	1.866	6.04	0.849	4.725	0.818	2.21	0.285	1.668	0.232	3.328	0.908	2.438	2.186	0.55	7802.94	11490.45
PETDB-2723-1	134.4	15.08	0.467	181.5	13.31	28.24	3.58	16.4	4.871	1.744	5.18	0.782	4.298	0.796	1.964	0.257	1.678	0.217	3.362	0.917	2.528	2.099	0.531	7885.95	11390.45
PETDB-2723-1	112.7	14.8	0.434	181.6	12.46	26.63	3.39	15.36	4.46	1.648	5.109	0.78	4.242	0.78	1.866	0.242	1.392	0.198	3.626	0.937	2.09	2.099	0.477	8134.98	11450.45
PETDB-2723-1	136.8	15.11	0.465	182.2	12.85	27.07	3.59	16.41	4.766	1.711	5.356	0.76	4.301	0.815	1.924	0.251	1.498	0.222	3.316	0.885	1.944	2.002	0.511	7968.96	11390.45
PETDB-2723-1	86.9	11	0.177	106.8	7.69	16.99	2.27	10.7	3.39	1.342	4.096	0.624	3.689	0.675	1.652	0.22	1.273	0.18	2.959	0.981	1.131	1.131	0.293	4399.53	10251.45
PETDB-2723-1	86.9	11.04	0.178	108.1	7.71	17.05	2.26	10.81	3.375	1.327	4.011	0.64	3.609	0.671	1.655	0.221	1.245	0.179	2.88	0.945	1.081	1.107	0.286	3418.46	9532.05
PETDB-2723-1	86.6	10.87	0.18	119.5	9.47	19.75	2.5	11.95	3.722	1.486	4.803	0.765	4.177	0.796	1.983	0.252	1.394	0.204	2.958	0.945	1.123	1.107	0.271	4233.51	9851.7
PETDB-2723-1	96.1	13.69	0.161	163.7	10.56	22.73	2.86	12.64	3.562	1.402	4.011	0.607	3.395	0.619	1.506	0.195	1.14	0.158	2.965	0.827	3.123	1.6	0.359	4648.56	10850.95
PETDB-2723-1	101	13.91	0.161	177.3	11.41	24.49	3.08	13.63	3.817	1.443	4.271	0.658	3.592	0.662	1.645	0.211	1.231	0.179	3.17	0.88	1.878	1.827	0.398	5063.61	10611.15
PETDB-2723-1	123.3	14.61	0.229	177.3	11.78	24.54	3.17	14.56	4.17	1.514	4.418	0.658	3.655	0.663	1.637	0.216	1.245	0.186	3.028	0.903	2.445	1.799	0.423	5239.63	10731.05
PETDB-2723-1	147.2	30.89	0.32	331.3	20.33	38.7	4.65	19.61	5.18	1.79	5.05	0.71	3.76	0.67	1.54	0.19	1.09	0.16	3.57	1.78	1.51	3.47	0.76	9397.12	11080.8
PETDB-2723-1	106.1	14.76	0.193	183.5	12.18	26.17	3.3	14.32	4.																

Matériel supplémentaire 7: suite

Sample ID	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	K	Ti
PETDB-27233-A	105.1	21.53	0.194	251.8	15.99	4.63	4.871	15.99	4.63	1.759	4.871	0.751	4.109	0.757	1.871	0.245	1.424	0.183	3.302	1.574	1.775	2.435	0.5	6508.76	11270.6
PETDB-27233-B	120.4	25.09	0.122	297.3	17.6	4.29	1.671	15.99	4.29	1.671	5.043	0.756	4.125	0.747	1.817	0.243	1.312	0.185	3.952	1.574	1.614	2.797	0.607	8550.76	12349.7
PETDB-27233-C	108.9	16.22	0.207	200.5	15.23	4.119	1.524	15.23	4.119	1.524	4.538	0.689	3.716	0.689	1.705	0.222	1.264	0.18	3.612	0.984	2.292	2.029	0.437	7719.93	10611.15
PETDB-27233-D	109.4	16.12	0.21	198	15.18	4.108	1.485	15.18	4.108	1.485	4.465	0.688	3.741	0.689	1.653	0.221	1.284	0.176	3.495	1.001	2.236	2.007	0.441	5976.72	11150.7
PETDB-27233-E	122.2	15.33	0.239	176.7	14.57	4.457	1.381	14.57	4.457	1.381	4.838	0.731	4.142	0.731	1.89	0.249	1.481	0.223	3.095	0.926	1.628	1.607	0.405	6059.73	10970.85
PETDB-27233-F	116.2	14.63	0.224	170.7	14.44	4.232	1.654	14.44	4.232	1.654	4.72	0.691	3.951	0.736	1.824	0.237	1.419	0.211	2.988	0.911	1.319	1.561	0.393	6917.71	11090.75
PETDB-27233-G	102.6	15.3	0.186	170.3	13.54	4.053	1.956	13.54	4.053	1.956	4.72	0.691	3.951	0.736	1.824	0.237	1.419	0.211	2.988	0.911	1.319	1.561	0.372	6142.74	11270.6
PETDB-27233-H	131.9	25.02	0.381	288.9	18.55	38.38	4.78	20.1	5.135	1.843	5.322	0.803	4.291	0.754	1.838	0.24	1.337	0.187	3.952	1.539	2.792	2.684	0.67	10874.31	11990
PETDB-27233-I	155.7	24.86	0.396	284.5	18.86	37.81	4.71	20.62	5.328	1.813	5.502	0.803	4.291	0.754	1.838	0.24	1.337	0.187	3.952	1.539	2.792	2.684	0.67	10874.31	11990
PETDB-27233-J	135.4	19.8	0.452	227.8	16.03	32.6	4.09	17.39	4.679	1.959	4.825	0.708	3.996	0.715	1.745	0.235	1.321	0.199	3.126	1.227	2.521	2.87	0.665	8799.06	12289.75
PETDB-27233-K	135.4	19.46	0.465	228	15.82	32.82	4.02	16.72	4.323	1.566	4.768	0.708	3.996	0.715	1.8	0.235	1.321	0.199	3.126	1.227	2.521	2.87	0.665	8799.06	12289.75
PETDB-27233-L	135.4	19.39	0.476	230.4	16.04	32.58	3.98	17.34	4.578	1.592	4.816	0.708	3.996	0.715	1.8	0.235	1.321	0.199	3.126	1.227	2.521	2.87	0.665	8799.06	12289.75
PETDB-27233-M	152.2	28.77	0.476	300.7	21.61	44.3	5.5	22.94	5.805	2.023	6.036	0.803	4.291	0.754	1.838	0.24	1.337	0.187	3.952	1.539	2.792	2.684	0.67	10874.31	11990
PETDB-27233-N	140.7	28.2	0.52	306.8	21.23	43.25	5.48	23.62	6.038	2.031	5.972	0.803	4.291	0.754	1.838	0.24	1.337	0.187	3.952	1.539	2.792	2.684	0.67	10874.31	11990
PETDB-27233-O	143.1	26.31	0.433	291.1	20.36	41.24	5.07	21.31	5.315	1.844	5.608	0.829	4.316	0.778	1.852	0.245	1.376	0.201	4.214	1.59	3.41	3.09	0.76	12285.48	12766.35
PETDB-27233-P	149.2	27.44	0.474	296.8	20.74	43.09	5.26	22.2	5.483	1.921	5.825	0.829	4.316	0.778	1.852	0.245	1.376	0.201	4.214	1.59	3.41	3.09	0.76	12285.48	12766.35
PETDB-27233-Q	152.7	28.59	0.449	329.1	22.2	46.05	5.29	23.22	5.834	2.002	6.036	0.829	4.316	0.778	1.852	0.245	1.376	0.201	4.214	1.59	3.41	3.09	0.76	12285.48	12766.35
PETDB-27233-R	133.5	24.41	0.517	281.1	18.84	39.25	4.77	19.88	5.091	1.736	5.31	0.805	4.221	0.778	1.837	0.244	1.359	0.189	4.101	1.494	2.861	3.373	0.708	11372.37	12049.95
PETDB-27233-S	132.1	24.19	0.465	289	18.33	38.59	4.62	19.23	4.912	1.697	5.245	0.782	4.132	0.738	1.805	0.23	1.287	0.183	4.144	1.466	2.861	3.373	0.708	11372.37	12049.95
PETDB-27233-T	126.2	23.36	0.352	254.5	16.89	35.14	4.21	17.86	4.651	1.648	4.857	0.745	4.054	0.741	1.821	0.23	1.319	0.19	3.655	1.377	1.999	2.472	0.578	9840.33	11890
PETDB-27233-U	149.4	24.17	0.509	277.7	18.68	36.45	4.48	19.72	5.066	1.719	5.034	0.788	4.23	0.775	1.84	0.248	1.392	0.203	3.817	1.414	1.954	2.623	0.642	10210.23	12169.85
PETDB-27233-V	130.4	24.42	0.433	282.3	18.26	37.73	4.59	19.27	4.905	1.705	5.02	0.776	4.058	0.734	1.758	0.226	1.335	0.182	3.972	1.526	1.62	3.031	0.894	10400.33	12169.85
PETDB-27233-W	116.4	29.53	0.163	318.4	21.51	41.58	4.8	19.29	4.663	1.688	4.968	0.781	4.143	0.751	1.831	0.244	1.371	0.196	3.506	1.673	2.018	3.265	0.664	8051.97	11900.45
PETDB-27233-X	144.3	31.41	0.244	337.3	24.41	45.5	5.37	22.06	5.45	1.795	5.452	0.801	4.341	0.783	1.908	0.259	1.477	0.219	3.474	1.887	2.075	3.885	0.826	9397.12	11570.35
PETDB-27233-Y	95.8	20.75	0.174	255.7	15.46	31.04	3.65	15.12	3.832	1.446	4.129	0.656	3.477	0.64	1.576	0.207	1.167	0.163	3.026	1.245	1.923	2.406	0.503	7304.88	9711.85
PETDB-27233-Z	107.2	28.69	0.133	293.1	20.49	39.9	4.62	18.34	4.197	1.503	4.322	0.644	3.417	0.63	1.504	0.194	1.102	0.163	3.242	1.842	2.101	3.037	0.636	8550.03	10191.5
PETDB-27233-AA	134.2	31.66	0.35	345.2	21.16	43.2	5.19	21.21	5.11	1.8	5.11	0.778	4.03	0.74	1.78	0.223	1.31	0.18	3.88	1.94	2.34	3.2	0.76	12119.46	12409.65
PETDB-27233-AB	160.7	32.3	0.17	358.3	21.77	43.03	5.25	22.4	5.51	1.87	5.4	0.775	4.03	0.74	1.73	0.223	1.31	0.18	3.88	1.94	2.34	3.2	0.76	12119.46	12409.65
PETDB-27233-AC	157.1	31.37	0.36	346.2	21.51	42.03	5.08	22.01	5.38	1.86	5.15	0.776	4.03	0.74	1.73	0.223	1.31	0.18	3.88	1.94	2.34	3.2	0.76	12119.46	12409.65
PETDB-27233-AD	201.6	33.64	0.229	423.5	25.13	50.37	6.39	26.95	6.715	2.244	6.272	0.902	4.697	0.821	1.956	0.251	1.416	0.212	4.818	2.069	3.16	4.189	0.932	11870.43	12289.75
PETDB-27233-AE	167.9	32.23	0.198	410.2	24.89	50.34	6.5	25.95	6.339	2.19	6.28	0.92	4.741	0.838	1.936	0.256	1.416	0.212	4.818	2.069	3.16	4.189	0.932	11870.43	12289.75
PETDB-27233-AF	203.5	35.43	0.449	423.8	25.69	51.41	6.36	27.94	6.813	2.273	6.471	0.937	4.833	0.842	1.99	0.26	1.466	0.216	4.56	1.98	3.243	3.902	0.914	12866.55	14328.05
PETDB-27233-AG	199.2	32.47	0.342	414.2	24.35	50.26	6.16	26.32	6.473	2.187	6.278	0.869	4.644	0.823	1.953	0.248	1.457	0.209	4.504	1.966	3.116	3.796	0.902	13799.66	14146.2
PETDB-27233-AH	267	49.73	0.674	585.1	35.38	72.82	8.77	37.13	8.963	3.034	8.386	1.219	6.118	1.025	2.324	0.279	1.519	0.199	6.316	3.003	2.944	4.927	0.981	16699.96	18284.75
PETDB-27233-AI	157.4	30.33	0.37	344.3	21.17	41.86	5.05	22.04	5.35	1.83	5.21	0.772	4.03	0.74	1.7	0.223	1.35	0.2	3.57	1.95	2.22	3.26	0.81	12343.51	12289.75
PETDB-27233-AJ	231.6	52.06	0.669	572.2	37.53	74.06	8.93	36.05	8.027	2.998	7.674	1.088	5.53	0.97	2.278	0.291	1.635	0.22	6.411	3.277	4.686	5.972	1.264	19590.36	17205.65
PETDB-27233-AK	188	43.42	0.635	499.9	31.81	64.14	7.73	31.22	7.166	2.395	6.903	0.975	5.027	0.881	2.032	0.26	1.459	0.201	5.546	2.712	3.823	5.051	1.032	16518.99	14807.65
PETDB-27233-AL	12.2902	0.6597	0.0925	75.9537	2.6642	6.7358	1.0015	5.0755	1.6955	1.7583	2.0816	0.401	2.7039	0.6076	1.6786	0.2519	1.6177	0.2413	0.4624	0.6222	1.4188	0.2121	0.1413	1693.404	2326.06
PETDB-27233-AM	68.9957	2.2002	0.7737	24.5113	3.4785	9.7113	1.5468	8.1187	2.7617	1.1061	3.308	0.6101	4.1685	0.9308	2.5044	0.8997	2.3776	0.3634	1.9691	0.1812	1.188	0.2199	0.1175	971.217	6576.515
PETDB-27233-AN	86.6	1.82	4.33	2550	3.18	9.53	1.78	9.28	3.11	1.2	3.99	0.779	5.42	1.26	3.47	0.49	3.21	0.5	2.71	0.18	0.71	0.14	0.05	581.07	9052.45
PETDB-27233-AO	76.7	2.054719906	4.8	4940	1.8	4.96	0.764	4.23	1.51	0.786420079	2.255073169	0.702	4.91	1											

Matériel supplémentaire 7: suite

Sample ID	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	K	Ti
LX04	355	99,3737636	0,159	209	47,6	83,2	9,68	37,8	7,33	2,37136448	7,152968746	0,976	5,57	0,942	0,948	2,72	0,335	0,232	7,595745203	5,521071421	6,32	6,71	1,42	1727,265447	20957,70908
LX05	309	881,16616324	0,174	172	37,3	78,4	9,03	36,2	7,64	2,492865106	8,20997498	1,08	5,46	0,948	0,948	2,54	0,327	0,301	6,611318726	4,995928954	4,83	5,9	1,32	1222,394408	18972,3905
LX06	188	58,5034951	0,554	227	29,9	55,7	6,18	24	4,6	1,500745859	4,324531153	0,625	3,52	0,636	0,636	1,74	0,235	0,234	4,12787204	3,450696938	2,95	4,27	0,92	705,0105972	8928,48779
LX07	188	66,94651039	0,542	215	32,9	61,6	6,73	26,3	5,08	1,56676894	4,576895104	0,691	4,15	0,727	0,727	2,1	0,265	0,254	4,396359153	3,948223443	6,22	4,99	1,14	1772,116886	15345,97553
KZ	85,9	4,02	0,16	311	5,65	14,3	2,31	12,1	3,61	1,26	4,85	0,91	5,94	1,39	3,73	0,35	3,45	0,54	2,78	0,28	0,96	1,09	0,461	940,346659	9511,5065
J505	173	11,4371439	0,029	110	8,03	21,4	2,92	13,9	3,72	1,282715067	4,640810585	0,807	5,33	1,07	3,32	0,447	3,14	0,49	4,429519146	0,729570152	2,29	0,975	0,223	3021,977144	7621,165493
J508	124	12,32831944	0,0793	119	7,07	17,1	2,31	10,4	2,62	0,938717423	2,980445052	0,494	5,27	0,659	1,95	0,266	1,83	0,298	2,896838424	0,772949959	1,79	0,975	0,223	3021,977144	7621,165493
J51-2	110	8,53	0,11	198	6,45	17,1	2,65	13,1	4,01	1,32	5,08	0,979	6,01	1,42	3,84	0,594	3,57	0,54	2,76	0,487	1,46	0,602	0,143	5337,543	9232,3
JWB1	42	1,4	0,2	15	1,7	4,7	0,8	4,77	1,86	0,7	2,63	0,49	3,63	0,79	2,3	0,35	2,25	0,33	0,33	1,3	0,1	0,1	0,03	1992,24	5395,5
JWB2	49	1,3	0	10	2,9	5,6	0,93	5,44	2	0,8	2,79	0,5	3,52	0,76	2,2	0,32	2,28	0,33	1,4	0,1	0,3	0,1	0,03	664,08	5653,3
JWB3	56	1,8	0,1	12	1,3	6,6	1,1	6,43	2,38	0,8	3,33	0,6	4,32	0,95	2,8	0,41	2,76	0,41	1,6	0,1	0,4	0,1	0,04	747,09	5875,1
JWB4	44	1,6	0,1	14	1,9	5,4	0,89	5,24	1,95	0,8	2,73	0,5	3,57	0,77	2,3	0,34	2,25	0,33	1,3	0,1	0,3	0,1	0,05	1079,13	5995
JWB5	56	1,8	0	10	2,2	6,5	1,09	6,41	2,33	0,8	3,19	0,57	4,22	0,91	2,7	0,4	2,69	0,39	1,6	0,1	0,3	0,1	0,05	996,12	6474,6
JWB6-3c	42	1,5	0,1	7	2,1	6,1	1,02	5,95	2,24	0,9	3,16	0,56	4,12	0,95	2,8	0,41	2,64	0,39	1,6	0,1	0,3	0,1	0,03	581,07	6714,4
JWB6-3r	42	1,5	0,1	7	1,9	5,1	0,87	5,01	1,97	0,7	2,69	0,48	3,52	0,74	2,3	0,31	2,07	0,37	1,2	0,1	0,3	0,1	0,03	498,06	4196,5
JWB6-6	56	2,1	0,6	10	1,6	5,0	0,78	4,75	1,97	0,7	2,73	0,55	4,29	0,92	2,7	0,4	2,58	0,37	1,6	0,2	0,2	0,2	0,13	4482,54	6954,2
JWB6-5	40	1,35	0	40	1,8	5	0,83	4,85	1,81	0,7	2,48	0,46	3,2	0,71	2	0,29	2,04	0,3	1,2	0,1	0,3	0,1	0,03	581,07	6155,7
JWB7-7	42	2,2	0,1	89	2,1	5,5	0,83	4,72	1,58	0,7	2,38	0,43	3,25	0,75	2,2	0,32	2,36	0,35	1	0,1	0,4	0,2	0,1	2075,25	4486,3
JWB7-8	46	2,3	0,3	32	2,3	6	0,97	5,27	1,8	0,7	2,47	0,46	3,72	0,84	2,6	0,37	2,5	0,38	1,2	0,1	0,5	0,2	0,31	1869,23	5215,65
JWB7-1	68	11,3	0,1	98	8,3	16,1	1,97	9,1	2,48	1	5,05	0,52	5,49	0,76	2,1	0,31	2,13	0,31	1,6	0,7	0,7	1	0,24	3486,24	6294,75
BNI	40	1,35	0	95	1,75	5	0,83	4,85	1,81	0,7	2,48	0,46	3,2	0,71	2	0,29	2,04	0,3	1,2	0,1	0,3	0,1	0,03	581,07	5155,7
PETDB-2705-080																									9214,11
PETDB-2705-046																									18511,23
PETDB-2705-046																									17100,06
VENM0036-019	118	14,2	0,025	45	7,26	18,23	2,75	13,33	4,24	0,98	5,97	1,08	6,99	1,53	4,28	4,13	0,61	0,61	3,03	0,85	0,643	0,794	0,252	996,12	10671,1
PETDB-2705-001																									18594,24
PETDB-2705-003																									18843,27
PETDB-2705-007																									17598,12
SN1	53,7	1,36		196	9,3	20,72	2,7	11,5	2,5	0,9	3,3	0,4	3,3	0,6	2	0,3	1,8	0,3	1,52	-	5,59	2,8	0,6	6557,79	3840
SN2	101,4	2,97		547	33,6	65,96	7,7	26,2	5,1	1,5	4,2	0,4	3,2	0,6	1,8	0,3	1,8	0,3	2,79	0,2	11,21	9,4	1,6	10376,25	4340
SSZA	58,3	1,94		209	8,9	18,51	2,4	10,6	2,3	0,8	3,2	0,4	2,7	0,7	1,9	0,3	1,9	0,3	1,72	0,1	8,23	1,9	0,7	6508,76	3850
SSZB	58,6	1,91		204	8,8	18,81	2,5	10,1	2,4	0,9	2,4	0,3	2,7	0,6	1,9	0,3	2	0,3	1,57	-	7,8	2	0,7	6474,78	3760
SR7	71,1	2,1		257	9,6	18,68	2,7	10,7	2,3	0,8	3	0,4	3,1	0,7	2,6	0,4	2,6	0,4	1,86	0,1	7,64	2,1	0,4	8716,05	3200
SR9	80	2,72		414	25,4	48,91	5,5	20,4	3,8	1,1	3,1	0,4	2,6	0,6	1,9	0,3	2	0,3	2,22	0,2	8,98	7,2	1,4	8550,03	3120
SR5	84,5	2,6		297	13,3	26,67	3	11,6	2,4	0,9	2,5	0,4	2,7	0,6	1,9	0,3	2,2	0,4	2,29	0,2	9,41	4,2	0,7	7968,96	3300
SR8	96,6	2,69		592	35,8	70,3	8	28,5	5,1	1,5	4,6	0,5	3,2	0,7	1,7	0,3	2	0,3	2,65	0,2	10,66	5,7	1,5	10459,26	3820
SIA	76	-		362	15,6	30,3	-	68	3,1	1,06	0,4	-	0,4	-	-	-	2,6	-	1,8	0,14	-	4,5	0,9	6059,73	
S3A	68	-		326	14,1	27,6	-	68	2,9	1,04	0,4	-	0,4	-	-	-	2,3	-	2	0,15	-	5	1	8384,01	
FS	282	66,9		185	47,9	85,5	10	10,4	8,54	2,58	8,05	1,26	6,33	1,2	2,84	0,395	2,29	0,321	6,33	3,47	3,26	5,71	1,26	2988,36	16306,4
17-088	118,5905	16,87		77,556	13,7709	28,9497	3,5668	15,8549	4,5999	1,5149	4,7822	0,7172	4,801	0,8996	2,2015	0,2984	1,7627	0,552	3,3851	1,2002	1,6882	2,2063	0,5671	1950,735	11438,46
17-368	105,6916	0,8997		0,4197	129,9843	2,4873	9,9766	1,9511	11,3948	4,7352	1,4815	1,0528	1,6422	4,5622	0,6788	4,3292	0,621	0,6541	3,2088	0,0915	0,6701	0,0879	0,0481	904,809	10767,02
N-MOR8	104,24	3,507		0,1408	13,87	3,895	12,001	2,074	11,179	3,752	1,335	5,077	0,885	6,304	1,342	4,143	3,9	0,589	2,46	0,192	0,489	0,1871	0,0711	883,7	9681,925
HB-1 very coa	86,5	25,3		127	8,54	20,35	2,93	13,7	3,95	1,73	5,21	0,92	5,07	1,25	3,51	0,621	3,29	0,51	1,99	1,54	0,72	0,578	0,214	31,54	2865,61
HB-2 coarse g	118	14,2		0,025	45	7,26	18,23	2,75	13,33	4,24	0,98	5,97	1,08	6,99	1,53	4,28	4,13	0,61	3,03	0,85	0,643	0,794	0,252	996,12	10671,1
HB-4 coarse g	58	1,9		0,099	53	3,97	9,85	1,52	7,45	2,07	0,91	2,41	0,4	2,43	0,49	1,38	1,38	0,16	0,44	0,1	0,269	0,152	0,055	2905,35	4915,9
HB-6 very coa	18,9	1,4		0,012	210	1,57	3,4	0,47	2,2	0,74	0,54	1,19	0,23	0,36	1,04	1,05	1,05	0,16	0,44	0,1	0,269	0,152	0,055	2905,35	4915,9
HB-5 fibbase	127	36,3		0,027	302	15,72	32,97	4,26	17,54	4,12	1,38	4,69	0,88	5,46	1,12	3,14	3,03	0,41	2,95	2,09	0,982	1,808	0,617	10635,28	10731,05
CHRF01-004	89	3		1,02	117	8,14	15,11	2,72	12,91	3,73	1,38	4,38	0,77	4,19	1,06	3,13	3,01	0,46	2,52	0,22	3,26	1,92	0,49	5478,66	8512,9
KAIDELF88-00	58	1,8		1,03	110	6,65	15,12	2,14	10,09	2,86	1,06	3,23	0,55	3,45	1,03	3,32	2,05	0,32	1,52	0,14	8,93	1,43	0,35	3901,47	6174,85
KAIDELF88-00	40	0,9		0,89	61	2,86	6,91	1,04	5,13	1,73	0,66	2,21	0,41	2,74	0,61	1,84	1,85	0,29	1,14	0,08	2,98	0,74	0,21	2739,33	3896,75
KAIDELF88-003-001T																									3901,47
KAIDELF88-005B-001T																									2407,29
KAIDELF88-005B-002T																									3896,75
KAIDELF88-005B-H																									2324,28
KAIDELF88-005B-H																									4076,6
KURASAW-20	54	1,5		1,13	149	8,49	18,81	2,59	11,63	3,1	1,06	3,13	0,5	3,03											

Matériel supplémentaire 7: suite

Sample ID	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	K	Ti		
U1431	0.04	21.9	1.11	5.95	1.23	2.98	0.53	0.63	0.90	0.95	0.86	0.57	2.83	0.43	1.76604199	0.127	0.207	0.176678313	0.052165173	1079.13	684.23		
U1431E-4	65.82278837	2.18952381	6.216666667	1.047272227	6.114150943	9.918481481	3.273128216	6.03466508	4.042900658	0.861490683	2.458333333	0.372	2.486	0.361	1.76604199	0.127	0.207	0.176678313	0.052165173	648.3001	6894.25		
U1431E-4	65.43196894	6.306978307	1.111538463	6.262136922	2.380582524	9.958412098	3.297244203	6.067605	4.119614656	0.892305732	2.513076519	0.368	2.418	0.347	1.759663188	0.159	0.328	0.185858586	0.05953164	1448.8643	6564.525		
U1431E-4	65.37742504	1.0075	6.377866207	2.38543889	9.963030303	3.32409441	6.059545716	1.383494516	4.183494516	0.900494573	2.513076519	0.389	2.364	0.377	1.759663188	0.161	0.328	0.185858581	0.059438215	660.7596	6756.365		
U1431E-4	65.78525556	6.39426116	1.121031618	6.32927049	2.418518152	9.943836596	3.34629898	4.29232301	4.90476235	0.90471605	2.505090951	0.382	2.629	0.386	1.811222704	0.167	0.316	0.186093552	0.064537009	1706.9054	7128.005		
U1431E-4	65.70684893	6.795965079	1.138446338	6.83207542	2.533018688	1.015740741	3.85757876	6.074712295	4.35521028	0.955440279	2.594748571	0.398	2.629	0.386	1.811222704	0.167	0.316	0.186093552	0.064537009	206.30054	7128.005		
U1431E-4	73.18684791	1.202838615	6.9	2.596116504	9.957015549	3.602375101	6.056570511	4.288451554	4.97375	2.749523381	0.405	2.764	0.391	1.899566319	0.171	0.335	0.203286979	0.109767805	1664.4087	7194			
U1431E-4	71.26400743	2.493203883	7.117283951	1.284275	7.111650045	9.947854369	3.602375101	6.056570511	4.288451554	4.97375	2.749523381	0.418	2.764	0.391	1.899566319	0.171	0.335	0.203286979	0.109767805	684.8325	7931.385		
U1431E-4	71.26400743	2.493203883	7.117283951	1.284275	7.111650045	9.947854369	3.602375101	6.056570511	4.288451554	4.97375	2.749523381	0.418	2.764	0.391	1.899566319	0.171	0.335	0.203286979	0.109767805	684.8325	7931.385		
U1431E-4	76.34515049	2.172822044	6.924096296	1.165336626	6.821150943	2.593396226	1.038766167	6.07407674	3.66611687	4.86891888	9.956880468	0.417	2.761	0.388	2.034995626	0.177	0.225	0.203982042	0.088772315	2320.1295	7367.855		
U1431E-4	76.34515049	2.172822044	6.924096296	1.165336626	6.821150943	2.593396226	1.038766167	6.07407674	3.66611687	4.86891888	9.956880468	0.417	2.761	0.388	2.034995626	0.177	0.225	0.203982042	0.088772315	2320.1295	7367.855		
U1431E-4	81.71052393	2.378786407	7.062525573	1.338366416	6.993238646	3.678215534	1.038766167	6.07407674	3.66611687	4.86891888	9.956880468	0.406	2.761	0.388	2.034995626	0.177	0.225	0.203982042	0.088772315	767.0124	7367.855		
U1431E-4	81.71052393	2.378786407	7.062525573	1.338366416	6.993238646	3.678215534	1.038766167	6.07407674	3.66611687	4.86891888	9.956880468	0.406	2.761	0.388	2.034995626	0.177	0.225	0.203982042	0.088772315	767.0124	7367.855		
U1431E-4	80.30186151	1.0225	2.853336330	1.338366416	6.993238646	3.678215534	1.038766167	6.07407674	3.66611687	4.86891888	9.956880468	0.418	2.761	0.388	2.034995626	0.177	0.225	0.203982042	0.088772315	2389.8579	6980.17		
U1431E-4	80.30186151	1.0225	2.853336330	1.338366416	6.993238646	3.678215534	1.038766167	6.07407674	3.66611687	4.86891888	9.956880468	0.418	2.761	0.388	2.034995626	0.177	0.225	0.203982042	0.088772315	2389.8579	6980.17		
U1431E-4	80.0059577	3.195211786	1.315935323	2.525265702	1.315935323	2.525265702	1.315935323	2.525265702	1.315935323	2.525265702	1.315935323	0.369	2.429	0.353	1.92641844	0.204	0.232	0.27307258	0.079261001	6984.175	7676.956		
U1431E-4	80.0059577	3.195211786	1.315935323	2.525265702	1.315935323	2.525265702	1.315935323	2.525265702	1.315935323	2.525265702	1.315935323	0.369	2.429	0.353	1.92641844	0.204	0.232	0.27307258	0.079261001	6984.175	7676.956		
U1431E-4	82.8352273	3.949039771	1.042638202	7.882716049	1.315935323	7.882692308	2.982692308	1.57731028	6.765767656	1.517929386	3.126057164	0.48	3.106	0.457	2.0790378	0.204	0.232	0.27307258	0.079261001	1666.8008	8039.295		
U1431E-4	82.8352273	3.949039771	1.042638202	7.882716049	1.315935323	7.882692308	2.982692308	1.57731028	6.765767656	1.517929386	3.126057164	0.48	3.106	0.457	2.0790378	0.204	0.232	0.27307258	0.079261001	1666.8008	8039.295		
U1431E-4	78.2409169	3.02951951	1.0894901	8.0894901	1.346619312	3.941346514	1.001939688	3.70357323	6.665113028	4.85438854	9.956880468	0.376	2.487	0.376	1.97340426	0.213	0.526	0.293939384	0.095055686	2650.5049	7128.005		
U1431E-4	78.2409169	3.02951951	1.0894901	8.0894901	1.346619312	3.941346514	1.001939688	3.70357323	6.665113028	4.85438854	9.956880468	0.376	2.487	0.376	1.97340426	0.213	0.526	0.293939384	0.095055686	2650.5049	7128.005		
U1431E-4	83.38857751	3.59747698	1.24637681	8.312619312	3.941346514	1.001939688	3.70357323	6.665113028	4.85438854	9.956880468	2.68	0.393	2.601	0.362	2.017497813	0.213	0.526	0.293939384	0.095055686	2324.28	7140.045		
U1431E-4	83.38857751	3.59747698	1.24637681	8.312619312	3.941346514	1.001939688	3.70357323	6.665113028	4.85438854	9.956880468	2.68	0.393	2.601	0.362	2.017497813	0.213	0.526	0.293939384	0.095055686	2324.28	7140.045		
U1431E-4	83.38857751	3.59747698	1.24637681	8.312619312	3.941346514	1.001939688	3.70357323	6.665113028	4.85438854	9.956880468	2.68	0.393	2.601	0.362	2.017497813	0.213	0.526	0.293939384	0.095055686	2324.28	7140.045		
U1431E-4	82.7004875	3.161144805	1.58427194	8.73895662	1.414722073	5.843964615	3.68952039	1.25327707	6.82518689	5.02166944	1.26476482	0.408571843	0.499	3.312	0.362	2.359269754	0.216	0.694	0.253770765	0.074613617	8203.3388	8416.96	
U1431E-4	82.7004875	3.161144805	1.58427194	8.73895662	1.414722073	5.843964615	3.68952039	1.25327707	6.82518689	5.02166944	1.26476482	0.408571843	0.499	3.312	0.362	2.359269754	0.216	0.694	0.253770765	0.074613617	8203.3388	8416.96	
U1431E-4	77.8686786	5.11810707	1.00716699	10.43925294	1.612380932	8.45	2.82596458	1.1	3.469902913	6.608100108	4.240077446	0.942742628	2.427102804	0.36	2.287	0.326	2.091168851	0.321	0.278	0.388220784	0.116666208	1685.03	7158.03
U1431E-4	77.8686786	5.11810707	1.00716699	10.43925294	1.612380932	8.45	2.82596458	1.1	3.469902913	6.608100108	4.240077446	0.942742628	2.427102804	0.36	2.287	0.326	2.091168851	0.321	0.278	0.388220784	0.116666208	1685.03	7158.03
U1431E-4	79.12803138	5.287676906	4.02621952	10.64489381	1.638574229	8.621153846	2.888461538	1.111214953	3.560470767	6.624324332	4.299128751	0.942742628	2.427102804	0.373	2.289	0.338	2.081034483	0.321	0.278	0.388220784	0.116666208	1685.03	7158.03
U1431E-4	79.12803138	5.287676906	4.02621952	10.64489381	1.638574229	8.621153846	2.888461538	1.111214953	3.560470767	6.624324332	4.299128751	0.942742628	2.427102804	0.373	2.289	0.338	2.081034483	0.321	0.278	0.388220784	0.116666208	1685.03	7158.03
U1431E-4	79.12803138	5.287676906	4.02621952	10.64489381	1.638574229	8.621153846	2.888461538	1.111214953	3.560470767	6.624324332	4.299128751	0.942742628	2.427102804	0.373	2.289	0.338	2.081034483	0.321	0.278	0.388220784	0.116666208	1685.03	7158.03
U1431E-4	79.62569598	5.24665392	1.0728972	10.62992233	1.6728972	10.62992233	1.6728972	10.62992233	1.6728972	10.62992233	1.6728972	0.371	2.364	0.341	2.114483995	0.325	0.572	0.39308642	0.24429551	2332.381	7205.99		
U1431E-4	79.62569598	5.24665392	1.0728972	10.62992233	1.6728972	10.62992233	1.6728972	10.62992233	1.6728972	10.62992233	1.6728972	0.371	2.364	0.341	2.114483995	0.325	0.572	0.39308642	0.24429551	2332.381	7205.99		
U1431E-4	79.62569598	5.24665392	1.0728972	10.62992233	1.6728972	10.62992233	1.6728972	10.62992233	1.6728972	10.62992233	1.6728972	0.371	2.364	0.341	2.114483995	0.325	0.572	0.39308642	0.24429551	2332.381	7205.99		
U1431E-4	78.0706134	5.244741874	1.084995146	10.71962617	1.671691304	8.68943077	2.933653846	1.116822434	3.562135922	6.633333333	4.329333333	0.374	2.344	0.336	2.079896907	0.331	0.773	0.39308642	0.24429551	1845.3123	7205.99		
U1431E-4	78.0706134	5.244741874	1.084995146	10.71962617	1.671691304	8.68943077	2.933653846	1.116822434	3.562135922	6.633333333	4.329333333	0.374	2.344	0.336	2.079896907	0.331	0.773	0.39308642	0.24429551	1845.3123	7205.99		
U1431E-4	78.0706134	5.244741874	1.084995146	10.71962617	1.671691304	8.68943077	2.933653846	1.116822434	3.562135922	6.633333333	4.329333333	0.374	2.344	0.336	2.079896907	0.331	0.773	0.39308642	0.24429551	1845.3123	7205.99		
U1431E-4	78.0706134	5.244741874	1.084995146	10.71962617	1.671691304	8.68943077	2.933653846	1.116822434	3.562135922	6.633333333	4.329333333	0.374	2.344	0.336	2.079896907	0.331	0.773	0.39308642	0.24429551	1845.3123	7205.99		
U1431E-4	78.0706134	5.244741874	1.084995146	10.71962617	1.671691304	8.68943077	2.933653846	1.116822434	3.562135922	6.633333333	4.329333333	0.374	2.344	0.336	2.079896								

Matériel supplémentaire 7: suite

Sample ID	Age/Ma	143Nd/144Nd	ENd	ENd(t)	176Hf/177Hf	EHf	EHf(t)	Reference	K2O+Na2O	Th/Yb	Nb/Yb
M96006								Lai et al., 2017	2,48	0,63087248	0,45637584
M96007		0,512806	3,3					Lai et al., 2017	2,67	0,61290323	0,43870968
CRL-05		0,513123	9,5					Lai et al., 2017	2,6		
M98001								Lai et al., 2017	2,73	0,36283186	0,44247788
M99201		0,512892	5					Lai et al., 2017	4,46	1,17361111	1,02777778
M95038-1								Lai et al., 2017	2,8	0,64028777	0,58273381
M95034								Lai et al., 2017	2,72	0,66666667	0,6
T95004								Lai et al., 2017	2,84	0,54929577	0,65492958
T95005								Lai et al., 2017	3,15	0,49206349	0,6031746
T95017								Lai et al., 2017	3,03	0,54166667	0,66666667
M95033		0,512886	4,8					Lai et al., 2017	2,86	0,625	0,60294118
T95018		0,513007	+7,2d					Lai et al., 2017	2,88	0,47761194	0,57462687
M97203								Lai et al., 2017	3,44	0,51824818	0,59124088
PETDB-2723-DWL-2								Liu et al., 2015	4,98	2,7689787	27,3675587
PETDB-2723-BP-2								Liu et al., 2015	4,75	2,41044776	23,2014925
PETDB-2723-YX-2								Liu et al., 2015	4,54	3,44392157	30,3764706
PETDB-2723-YX-4								Liu et al., 2015	4,92	3,46956522	30,1270903
PETDB-2723-BB-1								Liu et al., 2015	5,02	3,48571429	32,6761905
PETDB-2723-NX-1								Liu et al., 2015	4,9	3,56862745	32,4313725
PETDB-2723-ZW-2								Liu et al., 2015	6,59	5,85869565	58,9891304
PETDB-2723-LQ-1								Liu et al., 2015	3,58	2,33755943	13,0348653
PETDB-2723-LQ-2								Liu et al., 2015	3,69	2,12301887	12,5584906
PETDB-2723-LQ-3								Liu et al., 2015	4,18	2,32199367	12,7531646
PETDB-2723-LQZ-1								Liu et al., 2015	3,66	1,78420641	10,797498
PETDB-2723-LQZ-2								Liu et al., 2015	3,55	1,72321429	10,610119
PETDB-2723-LQZ-3								Liu et al., 2015	4,07	1,81445783	11,3012048
PETDB-2723-BL-1								Liu et al., 2015	3,18	0,80234261	7,22547584
PETDB-2723-BL-2								Liu et al., 2015	3,28	0,71486762	6,74813306
PETDB-2723-BL-3								Liu et al., 2015	3,32	1,00511073	8,66269165
PETDB-2723-LI-1								Liu et al., 2015	3,3	0,89837746	8,22374039
PETDB-2723-MX-1								Liu et al., 2015	3,25	0,87265625	7,4609375
PETDB-2723-MX-2								Liu et al., 2015	3,32	0,89863234	8,19790829
PETDB-2723-MX-3								Liu et al., 2015	3,39	0,99583333	8,25
PETDB-2723-WF-1								Liu et al., 2015	3,3	0,70261219	6,39651708
PETDB-2723-YN-1								Liu et al., 2015	3,2	0,82926829	7,40650407
PETDB-2723-DF-1								Liu et al., 2015	3,63	1,49432624	10,2553191
PETDB-2723-DF-2								Liu et al., 2015	3,59	1,38178025	10,0764951
PETDB-2723-DF-3								Liu et al., 2015	3,76	1,29856115	8,71702638
PETDB-2723-DF3-1								Liu et al., 2015	3,84	1,41694915	10,2237288
PETDB-2723-DF3-2								Liu et al., 2015	3,65	1,46479885	10,6321839
PETDB-2723-DF3-3								Liu et al., 2015	3,89	1,3364486	10,0867824
PETDB-2723-DW-1								Liu et al., 2015	3,29	0,88845247	8,6410055
PETDB-2723-DW-2								Liu et al., 2015	3,32	0,86827309	8,86746988
PETDB-2723-DWL-1								Liu et al., 2015	3,23	0,79411765	7,79770445
PETDB-2723-HQ-1								Liu et al., 2015	3,21	1,40350877	12,0087719
PETDB-2723-HQ-2								Liu et al., 2015	3,34	1,48415922	11,2997563
PETDB-2723-HQ-3								Liu et al., 2015	3,49	1,44497992	11,7349398
PETDB-2723-MT-1								Liu et al., 2015	4,2	3,18348624	28,3394495
PETDB-2723-YL-1								Liu et al., 2015	3,18	1,60174188	11,6864608
PETDB-2723-YL-2								Liu et al., 2015	3,31	1,63549161	11,7825739
PETDB-2723-NL-2								Liu et al., 2015	3,86	1,70997191	15,119382
PETDB-2723-PL-02								Liu et al., 2015	3,84	2,13185976	19,1234756
PETDB-2723-SMP-1								Liu et al., 2015	3,65	1,60522152	12,8322785
PETDB-2723-SMP-2								Liu et al., 2015	3,54	1,56308411	12,5545171
PETDB-2723-SMP-3								Liu et al., 2015	3,41	1,08507765	10,3511141
PETDB-2723-SMP-4								Liu et al., 2015	3,57	1,13601128	10,3100775
PETDB-2723-SMP-5								Liu et al., 2015	3,6	1,05687204	10,3588355
PETDB-2723-CM-1								Liu et al., 2015	4,28	2,00747943	18,7135378
PETDB-2723-CM-2								Liu et al., 2015	4,17	2,12406015	18,6917293
PETDB-2723-ZT-1								Liu et al., 2015	3,78	2,17259652	14,988645
PETDB-2723-ZT-2								Liu et al., 2015	4,08	1,88759971	14,1116751
PETDB-2723-ZT-3								Liu et al., 2015	4,27	2,01946647	13,9798125
PETDB-2723-LH-1								Liu et al., 2015	4,72	2,08185986	18,8408644
PETDB-2723-LH-2								Liu et al., 2015	4,77	2,18933333	18,8
PETDB-2723-LH-3								Liu et al., 2015	4,46	2,24563953	19,1206395
PETDB-2723-LH-4								Liu et al., 2015	4,57	2,27607362	18,7048398
PETDB-2723-DF1-1								Liu et al., 2015	4,45	2,3798178	20,0350385
PETDB-2723-DL-1								Liu et al., 2015	4,18	2,48197204	17,9617366
PETDB-2723-DL-2								Liu et al., 2015	4,78	2,68065268	18,7956488
PETDB-2723-JZ-1								Liu et al., 2015	3,93	1,87414708	17,3237301
PETDB-2723-JZ-2								Liu et al., 2015	4	1,88433908	16,7816092
PETDB-2723-LM-1								Liu et al., 2015	4,16	2,61873459	19,8603122
PETDB-2723-LM-2								Liu et al., 2015	4,1	2,27041199	18,2921348
PETDB-2723-NL-1								Liu et al., 2015	4,13	2,38147338	21,5390226
PETDB-2723-NL-3								Liu et al., 2015	4,64	2,63033175	21,2660799
PETDB-2723-PL-01								Liu et al., 2015	3,56	2,06169666	17,7806341
PETDB-2723-PL-10								Liu et al., 2015	4,33	2,75589837	26,0344828
PETDB-2723-BP-1								Liu et al., 2015	4,35	2,44274809	24,1679389
PETDB-2723-BP-3								Liu et al., 2015	4,23	2,39716312	22,9078014
PETDB-2723-BP-5								Liu et al., 2015	4,09	2,45384615	24,1307692
PETDB-2723-FL-1								Liu et al., 2015	4,95	2,95833333	23,7570621
PETDB-2723-SSGY-1								Liu et al., 2015	4,82	2,63928571	23,0214286
PETDB-2723-SSGY-2								Liu et al., 2015	4,64	2,62584118	22,4966353

Matériel supplémentaire 7: suite

Sample ID	Age/Ma	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNd	εNd(t)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	EHf	EHf(t)	Reference	K2O+Na2O	Th/Yb	Nb/Yb
PETDB-2723-SSGY-3								Liu et al., 2015	4,75	2,60535347	22,2855182
PETDB-2723-DWL-3								Liu et al., 2015	5,26	3,2435813	32,7386438
PETDB-2723-BP-4								Liu et al., 2015	5,15	2,41481481	22,4666667
PETDB-2723-YX-3								Liu et al., 2015	5,59	3,65259939	31,8409786
PETDB-2723-YX-5								Liu et al., 2015	5,53	3,46196025	29,7601097
17-11B								This study	2,323	0,13111207	0,4078012
17-11H								This study	3,389	0,09248822	0,92538694
Kt5		0,513114			0,283227			Yu et al., 2018	5,2	0,04361371	0,56697819
KT15		0,51312406	9,48154448	9,38983606	0,28322463	16,0068889	16,1196404	Tian et al., 2019	3,78073886	0,05740072	0,74177614
KT21		0,51313595	9,71348203	9,64427815	0,28324226	16,6303594	16,7308226	Tian et al., 2019	4,2195592	0,07108434	0,74266985
PL1-1		0,513108	9,2					Chen et al., 2018	5,195	0,03692722	0,61455526
PL1-2		0,513177	10,5		0,283264	17,4		Chen et al., 2018	5,795	0,02771536	0,46816479
PL1-3		0,513118	9,4					Chen et al., 2018	4,322	0,0360424	0,61837456
PL2-1		0,513129	9,6					Chen et al., 2018	3,958	0,03981043	0,7014218
PL2-2		0,513102	9,1					Chen et al., 2018	3,887	0,04854369	0,83009709
PL2-3		0,513127	9,5		0,283208	15,4		Chen et al., 2018	5,306	0,03630137	0,62671233
PL2-4		0,513111	9,2					Chen et al., 2018	2,854	0,04032922	0,69547325
PL2-5		0,513121	9,4					Chen et al., 2018	6,463	0,05384615	0,93406593
JS2-1		0,513105	9,1		0,283242	16,6		Chen et al., 2018	7,197	0,09059829	0,46581197
PL-W-1		0,513102	9,1					Chen et al., 2018	1,732	0,02356495	0,41087613
PL-W-2		0,513081	8,6					Chen et al., 2018	4,877	0,05103093	0,87628866
PL-W-3		0,513126	9,5					Chen et al., 2018	5,469	0,05707317	0,86341463
PL-W-4		0,513116	9,3		0,283204	15,3		Chen et al., 2018	4,521	0,02959502	0,50778816
KT05		0,51313473	9,68968356	9,63502851	0,28324336	16,66926	16,8788997	Tian et al., 2019	4,78949293	0,0546875	0,79095042
KT06		0,51312977	9,59292912	9,51695027	0,283245	16,7272573	16,7998385	Tian et al., 2019	3,53712078	0,0569378	0,71857103
PL3-1		0,513025	7,5		0,283134	12,8		Chen et al., 2018	5,813	2	25,5050505
LLX01		0,51292822	5,66130486	5,82430926	0,28300772	8,33604459	8,60728546	Tian et al., 2019	5,49258388	3,12871287	46,2358215
LLX02		0,51294075	5,90572685	6,0627783	0,28301078	8,44425898	8,722432	Tian et al., 2019	6,61271536	3,47567568	50,8883947
LLX03		0,51295128	6,11113495	6,28907334	0,28300356	8,1889296	8,46951753	Tian et al., 2019	5,48163084	4,11403509	46,5343264
LLX04		0,51294855	6,057881	6,20636816	0,2830107	8,44142984	8,7176842	Tian et al., 2019	6,21169749	2,98222222	44,1661006
LLX05		0,51296437	6,36648083	6,49481718	0,28301189	8,48351322	8,75002179	Tian et al., 2019	6,43494431	2,86407767	42,7991084
LLX06		0,512959	6,26172855	6,41286946	0,28304814	9,76546476	10,019996	Tian et al., 2019	5,08492649	2,77272727	37,9892724
LLX07		0,51295718	6,22622591	6,37561308	0,28303658	9,35665483	9,60634417	Tian et al., 2019	4,69657592	2,88439306	38,6974049
Kt2		0,513105			0,283193			Yu et al., 2018	4,02	0,11304348	1,16521739
JS05		0,51305523	8,14458987	8,70143499	0,28329058	18,3391566	19,9370606	Tian et al., 2019	8,10749039	0,34713376	3,64067337
JS08		0,51303445	7,73352736	8,45664945	0,28322251	15,9319169	17,6635094	Tian et al., 2019	7,66542107	0,53278689	6,73678658
JS1-2		0,513114	9,3		0,283283	18,1		Chen et al., 2018	6,063	0,16862745	2,38935574
JWB1								Lin et al., 2019	2,81	0,04444444	0,62222222
JWB2								Lin et al., 2019	2,59	0,04385965	0,57017544
JWB3								Lin et al., 2019	2,59	0,03623188	0,65217391
JWB4								Lin et al., 2019	2,1	0,04444444	0,71111111
JWB5								Lin et al., 2019	2,09	0,03717472	0,66914498
JWB6-3c								Lin et al., 2019	1,67	0,03787879	0,56818182
JWB6-3r								Lin et al., 2019	2,19	0,04830918	0,72463768
JWB6-6								Lin et al., 2019	1,16	0,07751938	0,81395349
JWB6-5								Lin et al., 2019	2,76	0,04901961	0,66176471
JWB7-7								Lin et al., 2019	2,28	0,08474576	0,93220339
JWB7-8								Lin et al., 2019	2,99	0,08	0,92
JWB7-1								Lin et al., 2019	3,16	0,46948357	5,30516432
BN1								Lin et al., 2019	2,76	0,04901961	0,66176471
PETDB-2705-080								Vidal et al., 1989	1,11		
PETDB-2705-046		0,512721						Vidal et al., 1989	2,23		
PETDB-2705-086		0,512725						Vidal et al., 1989	2,06		
VEM0036-019-002		0,513144		9,9	0,283426			holar	2,68	0,19225182	3,43825666
PETDB-2705-001		0,512506						Vidal et al., 1989	2,24		
PETDB-2705-003		0,51248						Vidal et al., 1989	2,27		
PETDB-2705-007		0,512501						Vidal et al., 1989	2,12		
SN1								Valera et al., 2019	1,55555556	0,75555556	
SN2								Valera et al., 2019	5,22222222	1,65	
SS2A								Valera et al., 2019	1	1,02105263	
SS2B								Valera et al., 2019	1	0,955	
SR7								Valera et al., 2019	0,80769231	0,80769231	
SR9								Valera et al., 2019	3,6	1,36	
SR5								Valera et al., 2019	1,90909091	1,18181818	
SR8								Valera et al., 2019	4,85	1,345	
S1A								Defant et al., 1990	1,73076923		
S3A								Defant et al., 1990	2,17391304		
FS		0,512881	4,7		0,28307	10,5		Chen et al., 2018	5,01	2,49344978	29,2139738
17-08B								This study	3,269	1,25165939	9,57054519
17-36B								This study	5,115	0,02030398	0,20782131
N-MORB								Hofmann, 1988	0,04797436	0,89923077	
HB-1 very coarse gabbro	120	0,513031	7,66622841	8,03161477	0,283271	17,646726	17,4292233	Hickey-Vargas et al. (2008)	2,38	0,17568389	7,6899696
HB-2 diabase	120	0,513144	9,87051292	9,96080941	0,283426	23,1281739	23,4674925	Hickey-Vargas et al. (2008)	2,68	0,19225182	3,43825666
HB-4 coarse gabbro	120	0,513064	8,30995751	8,76745589	0,283247	16,7979857	17,6910141	Hickey-Vargas et al. (2008)	3,13	0,11014493	1,37681159
HB-6 very coarse gabbro	120							Hickey-Vargas et al. (2008)	3,83	0,12380952	1,33333333
HB-5 diabase	120	0,512989	6,84693682	7,70230582	0,283181	14,4639498	15,5150427	Hickey-Vargas et al. (2008)	5,26	0,63886926	12,8268551
CHRPOP1-004		0,51284						Shinjo et al., 1999	3,85	0,63787375	0,99667774
KAIDELP88-003		0,512866						Shinjo et al., 1999	3,13	0,69756098	0,87804878
KAIDELP88-005B		0,512881						Shinjo et al., 1999	2,36	0,4	0,48648649
KAIDELP88-003-001T								Ishikawa et al. 1991	3,13		
KAIDELP88-005B-001T								Ishikawa et al. 1991	2,44		
KAIDELP88-005B-002T								Ishikawa et al. 1991	2,5		
KAIDELP88-005B-H								Ishikawa et al. 1991	2,6		
KURASAW-20-07-1A		0,512808						Shinjo et al., 1999	3,11	1,18181818	0,90909091
KURASAW-20-07-1B		0,512908						Shinjo et al., 1999	4,24	0,76806084	1,06463878
349-U1431E-50R-6-W 16/20	15,6	0,51309065	8,81840925	8,74870753	0,28315539	13,5582555	13,6096289	zhang et al. (2018)	3,05645	0,07238693	0,99281151
349-U1431E-47R-1-W 10/14	15,6	0,51309917	8,99603173	8,91554082	0,28316954	14,0587783	14,1159233	zhang et al. (2018)	3,1364	0,0614543	0,81192272
349-U1431E-45R-1-W 17/20								zhang et al. (2018)	3,0533	0,0595691	0,80458775
U1431		0,513077			0,283136			Yu et al., 2018	3,29	0,1024735	1,33568905
349-U1431E-49R-3-W 63/6	15,6	0,513090176	8,82056732	8,73921171	0,28315442	13,523903	13,5739902	zhang et al. (2018)	3,08635	0,07066706	0,95970214
349-U1431E-46R-4-W 11/14	15,6	0,513091369	8,843843	8,77045973	0,283155	13,5445009	13,5900356	zhang et al. (2018)	3,0387	0,07614035	0,92118754
349-U1431E-47R-1-W 102/106	15,6	0,513086596	8,75074461	8,67763448	0,28316834	14,0161485	14,0821668	zhang et al. (2018)	3,14245	0,07319733	0,99963899
349-U1431E-50R-4-W 103/107								zhang et al. (2018)	3,05615	0,07266219	0,94882248
349-U1431E-47R-2-W 7/10								zhang et al. (2018)	3,18925	0,07440766	0,99886381
349-U1431E-49R-4-W 18/23								zhang et al. (2018)	3,14405	0,07870293	0,95863744

Matériel supplémentaire 7: suite

Sample ID	Age/Ma	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNd	εNd(t)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	EHF	EHF(t)	Reference	K2O+Na2O	Th/Yb	Nb/Yb
349-U1431E-47R-2-W 63/67								zhang et al, (2018)	3,2332	0,07602355	0,96592107
349-U1431E-47R-4-W 87/91	15,6	0,513088947	8,79660669	8,72299363	0,28316661	13,9551745	14,0103113	zhang et al, (2018)	3,0729	0,0761646	0,97215166
349-U1431E-50R-4-W 0/5								zhang et al, (2018)	3,4337	0,07441884	0,99169356
349-U1431E-47R-3-W 50/55								zhang et al, (2018)	3,108	0,07721314	1,02781685
349-U1431E-47R-3-W 82/87								zhang et al, (2018)	3,2621	0,06619929	1,02762431
349-U1431E-46R-2-W 123/127								zhang et al, (2018)	3,37385	0,10234504	1,20697323
349-U1431E-46R-1-W 90/94								zhang et al, (2018)	3,4425	0,11242181	1,3154433
349-U1431E-47R-4-W 117/121								zhang et al, (2018)	3,3655	0,0772698	0,96279452
349-U1431E-46R-1-W 49/53	15,6	0,513073	8,48552	8,44246538	0,28316666	13,9568769	14,0415022	zhang et al, (2018)	3,3454	0,11227668	1,32808468
349-U1431E-46R-1-W 115/119	15,6	0,513074501	8,51480154	8,46574667	0,28316305	13,8290924	13,9035251	zhang et al, (2018)	3,4258	0,11301015	1,29253305
349-U1431E-48G-1-W 54/57								zhang et al, (2018)	2,96725	0,1162152	1,42699959
349-U1431E-49R-1-W 72/76								zhang et al, (2018)	3,37795	0,07722547	0,95445103
349-U1431E-49R-1-W 100/104								zhang et al, (2018)	3,40925	0,07525711	1,0020746
349-U1433B-70R-1-W 74/80								zhang et al, (2018)	2,9423	0,16975111	2,23559716
349-U1433B-69R-2-W 107/112								zhang et al, (2018)	2,91515	0,16335711	2,2133792
349-U1433B-71R-1-W 19/22	16,3	0,513097839	8,97004442	8,94777357	0,28321447	15,6477207	15,7645645	zhang et al, (2018)	3,0699	0,1673177	2,21939675
349-U1433B-69R-3-W 45/51								zhang et al, (2018)	3,0572	0,16928786	2,25377674
349-U1433B-69R-3-W 21/24								zhang et al, (2018)	3,03735	0,16825457	2,23370608
349-U1433B-70R-1-W 48/53								zhang et al, (2018)	3,14285	0,17156865	2,22691351
349-U1433B-69R-1-W 11/16								zhang et al, (2018)	3,026	0,15820611	2,08891591
349-U1433B-69R-3-W 85/88								zhang et al, (2018)	3,0871	0,17083423	2,23505859
349-U1433B-68R-3-W 107/112	16,3	0,513107081	9,15034157	9,12596519	0,28323787	16,4750228	16,5898045	zhang et al, (2018)	3,13415	0,16530688	2,18899525
349-U1433B-70R-1-W 11/15	16,3	0,5131007	9,02585433	9,00530985	0,28321334	15,6098409	15,7186544	zhang et al, (2018)	3,22585	0,16876563	2,22586665
349-U1433B-68R-3-W 32/36	16,3	0,513108602	9,17999643	9,16246103	0,28323502	16,374471	16,4992239	zhang et al, (2018)	3,16455	0,14307665	2,12325837
349-U1433B-68R-3-W 135/139								zhang et al, (2018)	3,14755	0,15931989	2,10210095
349-U1433B-68R-2-W 0/4	16,3	0,513106597	9,14089661	9,12399307	0,28324204	16,6225367	16,7427224	zhang et al, (2018)	3,2205	0,1404741	2,10558625
349-U1433B-69R-2-W 46/50	16,3	0,513106618	9,14130018	9,12388953	0,28323236	16,2801956	16,3919495	zhang et al, (2018)	3,07055	0,16130011	2,10400623
349-U1433B-69R-1-W 126/130								zhang et al, (2018)	3,084	0,1566948	2,06839966
349-U1433B-68R-1-W 43/48								zhang et al, (2018)	3,1822	0,14878171	2,1183879
349-U1433B-68R-2-W 66/70								zhang et al, (2018)	3,21365	0,14618294	2,1196748
349-U1433B-68R-3-W 59/63								zhang et al, (2018)	3,1608	0,16163249	2,08049676
349-U1433B-69R-1-W 40/44								zhang et al, (2018)	3,1103	0,15973997	2,10858776
349-U1433B-69R-1-W 72/76								zhang et al, (2018)	3,11815	0,16101458	2,09964562
349-U1433B-69R-1-W 100/104	16,3	0,51310556	9,12065727	9,11177256	0,28322873	16,1517472	16,2519643	zhang et al, (2018)	3,204	0,15113129	1,99145211
349-U1433B-68R-1-W 114/118								zhang et al, (2018)	3,31575	0,19471153	2,06467839
349-U1433B-67R-1-W 55/58	16,3	0,513109097	9,18965263	9,17402898	0,28323831	16,4907432	16,6021285	zhang et al, (2018)	3,04155	0,15507355	2,05536207
349-U1433B-66R-1-W 39/43								zhang et al, (2018)	3,37555	0,11109003	1,54617685
349-U1433B-68R-2-W 52/56								zhang et al, (2018)	3,1317	0,14888704	2,10695041
349-U1433B-71R-1-W 66/71	16,3	0,513084648	8,71274433	8,71231886	0,28320322	15,2496803	15,3627949	zhang et al, (2018)	3,0283	0,20979881	2,15326938
349-U1433B-71R-2-W 2/6								zhang et al, (2018)	3,1868	0,2072519	2,12535389
349-U1433B-65R-3-W 81/85	16,3	0,513074927	8,52310069	8,52633216	0,28323118	16,2385937	16,3399707	zhang et al, (2018)	3,19125	0,14044638	1,84967888
349-U1433B-71R-1-W 85/90								zhang et al, (2018)	3,1801	0,20510191	2,09580858
349-U1433B-72R-1-W 105/110	16,3	0,513078256	8,58805249	8,59423324	0,28322337	15,9624902	16,0583266	zhang et al, (2018)	2,9695	0,1747362	2,06258261
349-U1433B-70R-1-W 137/141								zhang et al, (2018)	3,11725	0,2041549	2,07287218
349-U1433B-65R-4-W 7/9								zhang et al, (2018)	3,3745	0,1255041	1,94166229
349-U1433B-65R-4-W 19/23	16,3	0,513075121	8,52689433	8,52245503	0,2832226	15,935091	16,0373049	zhang et al, (2018)	3,2904	0,11455323	1,83409672
349-U1433B-65R-3-W 34/38								zhang et al, (2018)	3,14495	0,1273074	1,88623751
349-U1433B-73R-1-W 137/141								zhang et al, (2018)	3,0292	0,18145439	2,14316874
349-U1433B-65R-3-W 58/62								zhang et al, (2018)	3,4881	0,11385725	1,86965267
349-U1433B-65R-3-W 114/118	16,3	0,513078992	8,60241095	8,60250098	0,28322768	16,1147525	16,2159373	zhang et al, (2018)	3,32235	0,12997814	1,85412689
349-U1433B-65R-3-W 67/71								zhang et al, (2018)	3,2284	0,12432844	1,87074393
349-U1433B-65R-2-W 72/76								zhang et al, (2018)	3,36295	0,13234284	1,90296993
349-U1433B-65R-2-W 95/99	16,3	0,513079567	8,61361683	8,61181549	0,283223	15,9494066	16,0554216	zhang et al, (2018)	3,3634	0,12999855	1,92946772
349-U1433B-73R-1-W 89/93	16,3	0,51307662	8,55612869	8,55993072	0,28321705	15,7390047	15,8328621	zhang et al, (2018)	3,0952	0,17630381	2,08794611
349-U1433B-65R-2-W 4/8	16,3	0,513079155	8,60558561	8,6083987	0,28322376	15,9760285	16,0783626	zhang et al, (2018)	3,3418	0,13180189	1,92266573
Sample ID	Age/Ma	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNd	εNd(t)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	EHF	EHF(t)	Reference	K2O+Na2O	Th/Yb	Nb/Yb
349-U1433B-74R-1-W 31/36								zhang et al, (2018)	3,15625	0,17698962	2,12353629
349-U1433B-73R-3-W 30/34	16,3	0,513079721	8,61661855	8,62597065	0,28316622	13,9412703	14,0366887	zhang et al, (2018)	3,0469	0,18301007	2,1385112
349-U1433B-73R-3-W 42/45								zhang et al, (2018)	3,23685	0,17978716	2,14023372
349-U1433B-75R-3-W 35/39	16,3	0,513079371	8,60980111	8,61590477	0,28321514	15,6711066	15,7716373	zhang et al, (2018)	3,05985	0,18181682	2,14746576
349-U1433B-73R-2-W 92/96								zhang et al, (2018)	3,2217	0,18648203	2,08859042
349-U1433B-75R-1-W 46/48								zhang et al, (2018)	3,01255	0,17824926	2,13619989
349-U1433B-74R-2-W 0/4								zhang et al, (2018)	3,10145	0,18262647	2,14690169
349-U1433B-74R-1-W 67/72	16,3	0,513070189	8,43068584	8,4437111	0,2832223	15,9244893	16,0274498	zhang et al, (2018)	3,0432	0,18482467	2,18609382
349-U1434A-11R-1-W 2/4	17,3	0,513019867	7,44905316	7,45832186	0,28317627	14,2965466	14,4299688	zhang et al, (2018)	3,2337	0,25349978	2,94651856
349-U1434A-12R-1-W 21/23	17,3	0,513012592	7,30713938	7,31988266	0,28316961	14,0612166	14,1934152	zhang et al, (2018)	3,07515	0,25046898	2,952565
349-U1434A-13R-1-W 52/55	17,3	0,513017666	7,4061322	7,41622083	0,28317533	14,2633108	14,4016427	zhang et al, (2018)	3,25515	0,25882129	3,00436735
349-U1434A-12R-1-W 61/63	17,3	0,513014094	7,33644204	7,35115979	0,28317358	14,2014422	14,3331053	zhang et al, (2018)	3,28715	0,26024104	2,99122954
349-U1434A-15R-1-W 86/88								zhang et al, (2018)	3,31925	0,26392446	3,00966602
349-U1434A-11R-1-W 26/29	17,3	0,513013264	7,32024496	7,3377341	0,28317377	14,2082161	14,3434785	zhang et al, (2018)	3,3168	0,25263958	2,99013477
349-U1434A-12R-1-W 27/29	17,3	0,513017289	7,39877483	7,41283193	0,28317515	14,2569455	14,3922618	zhang et al, (2018)	3,14025	0,26015354	3,02011956
349-U1434A-15R-1-W 52/54	17,3	0,513018546	7,42329067	7,43657837	0,28322198	15,9132138	16,0482898	zhang et al, (2018)	3,3196	0,25725622	2,99778528
349-U1434A-14R-1-W 30/32	17,3	0,513016872	7,39063674	7,39904199	0,28315835	13,662931	13,7965588	zhang et al, (2018)	3,29575	0,26014319	2,97902171
349-U1434A-11R-1-W 92/95								zhang et al, (2018)	3,23765	0,25943831	2,98413249
349-U1434A-14R-1-W 51/53	17,3	0,513013278	7,32053004	7,32934164	0,28316605	13,9353783	14,0686914	zhang et al, (2018)	3,172	0,2537086	2,99194612
349-U1434A-15R-1-W 24/27	17,3	0,513015228	7,35855551	7,37076916	0,28316459	13,8835009	14,017141	zhang et al, (2018)	3,33905	0,263148	2,99783992
349-U1434A-11R-1-W 42/44								zhang et al, (2018)	3,1423	0,2582784	3,01971821
349-U1434A-11R-1-W 84/86								zhang et al, (2018)	3,42725	0,25918946	3,03461006
349-U1434A-13R-1-W 71/74								zhang et al, (2018)	3,0726	0,25877223	2,99042988
349-U1431E-48G-1-W 35/39								zhang et al, (2018)	3,49585	0,27618782	3,30286116
349-U1431E-47R-1-W 36/40								zhang et al, (2018)	3,511	0,2747166	3,38662455
349-U1431E-47R-1-W 14/18								zhang et al, (2018)	3,57895	0,27449137	3,32246119
OCEAN06-VC-3		0,512963						Yan et al., 2015	2,51	0,30263158	8,35526316
OCEAN06-WR-4		0,512962						Yan et al., 2015	4,76	0,81918819	12,5830258
OCEAN06-WR-3		0,51296						Yan et al., 2015	4,98	0,7	

Matériel supplémentaire 7: suite et fin

Sample ID	Age/Ma	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	EnD	EnD(t)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	EhF	EhF(t)	Reference	K2O+Na2O	Th/Yb	Nb/Yb
349-U1431E-10R-1-W 41/44	7,40*	0,51288887	4,89370667	4,95346347	0,28301451	8,57616737	8,69960195	zhang et al, (2017)	6,526	1,46876807	19,2406667
349-U1431E-10R-4-W 120/124	7,40*	0,51288319	4,78290724	4,84949451	0,28300674	8,30138769	8,42490905	zhang et al, (2017)	7,881224	1,4401262	24,8022314
349-U1431E-18R-3-W 37/41	11,00*	0,51286247	4,37872339	4,4926015	0,28301337	8,53585221	8,71534781	zhang et al, (2017)	4,431	1,04736842	18,1911758
349-U1431E-17R-4-W 110/112	9,75*	0,51285087	4,15244285	4,25196724	0,28299149	7,76208394	7,92673099	zhang et al, (2017)	4,2375	1,39772577	17,9977071
349-U1431E-10R-2-W 127/131	7,40*	0,51289868	5,08506978	5,14646548	0,28301356	8,5425714	8,66968261	zhang et al, (2017)	6,683	1,3465587	20,4573947
349-U1431E-26R-2-W 92/94	12,80*	0,5128672	4,47099123	4,62025635	0,28298092	7,38828455	7,59243529	zhang et al, (2017)	5,286	1,32456899	16,7121413
349-U1431E-26R-2-W 32/35	12,80*	0,51285595	4,25153812	4,37587302	0,28298696	7,6018842	7,82077606	zhang et al, (2017)	4,3502	1,47145499	21,2705293
349-U1431E-17R-4-W 74/78	9,75*	0,51283905	3,92187079	4,01903534	0,28298907	7,67650262	7,83696009	zhang et al, (2017)	6,5	1,30234153	16,1645989
349-U1431E-20R-5-W 33/37	11,60*	0,51288723	4,86171528	5,00327877	0,28298503	7,53363134	7,7240612	zhang et al, (2017)	4,756	0,99452031	14,8156119
349-U1431E-17R-4-W 106/108	9,75*	0,51283959	3,93240454	4,03197317	0,28298803	7,63972388	7,78064068	zhang et al, (2017)	7,817	1,00553682	13,4796974
349-U1431E-26R-2-W 60/63	12,80*	0,51285175	4,16960896	4,33508373	0,28297827	7,29456948	7,49340309	zhang et al, (2017)	4,622	0,94910785	15,0992742
349-U1431E-25R-1-W 116/120	11,90*	0,51286113	4,35258408	4,44614729	0,2829895	7,69170922	7,86505894	zhang et al, (2017)	4,696	1,02654027	12,6517131
349-U1431E-21R-1-W 9/11	11,60*	0,51285172	4,16902376	4,32014151	0,28300296	8,16771109	8,30629751	zhang et al, (2017)	3,734	0,84977732	10,5699273
349-U1431E-37R-1-W 22/26	15,6	0,512989175	6,85034377	7,24211494	0,28306463	10,3485743	10,690946	zhang et al, (2018)	0		
349-U1431E-38R-2-W 18/22	15,6	0,513004612	7,151479	7,54326196	0,28310918	11,9239837	12,2664093	zhang et al, (2018)	0		
349-U1431E-41R-2-W 120/125	15,6	0,512986267	6,79362979	7,18539874	0,28309251	11,3345093	11,6769147	zhang et al, (2018)	0		
349-U1431E-41R-5-W 8/12	15,6	0,512987139	6,81062486	7,20239447	0,28310773	11,8727996	12,2152234	zhang et al, (2018)	0		
349-U1431E-42R-3-W 19/23	15,6	0,512993641	6,93746042	7,329235	0,28309714	11,4984783	11,8408894	zhang et al, (2018)	0		
349-U1431E-42R-4-W 114/118	15,6	0,512986454	6,79727992	7,18904901	0,28307391	10,6767244	11,0191073	zhang et al, (2018)	0		
349-U1431E-42R-6-W 18/22	15,6	0,512960579	6,29253745	6,68428678	0,28306148	10,2372499	10,5796178	zhang et al, (2018)	0		
349-U1431E-43R-2-W 5/10	15,6	0,512972629	6,52757929	6,91933782	0,28306555	10,381322	10,7236948	zhang et al, (2018)	0		
349-U1431E-43R-3-W 47/51	15,6	0,512967932	6,43596633	6,82772127	0,28305649	10,0606451	10,403007	zhang et al, (2018)	0		
V36D9		0,512973			0,283083			Yu et al., 2018	3,9	0,65298507	7,01492537
S04-12-12	5,00*	0,512863	4,38906207	4,43833753				Yan et al, (2008)	4,49	2,74074074	24,1975309
S08-69-1	3,8	0,512687	0,95584018	0,99580743				Yan et al, (2008)	5	5,32777778	38,7777778
S08-69-2	4,71	0,512663	0,48767356	0,53839705				Yan et al, (2008)	5	5,35555556	40,3333333
BBL	16,5	0,512964	6,35926326	6,42979155				Yan et al, (2015)	3,7	0,61271676	10,1734104
VC-1	16,5	0,512961	6,30074243	6,40989788				Yan et al, (2015)	3,87	0,72204473	10,7348243
VC-1-1	16,5	0,512958	6,24222161	6,34910136				Yan et al, (2015)	3,9	0,73248408	10,9235669
VC-3	16,5	0,512963	6,33975632	6,43869998				Yan et al, (2015)	2,51	0,30263158	8,35526316
VC-4	16,5	0,512957	6,22271466	6,32883049				Yan et al, (2015)	3,74	0,73976608	10,8771793
VC-5	16,5	0,512958	6,24222161	6,36602186				Yan et al, (2015)	3,83	0,363047	5,25121556
WR-1	16,5	0,512959	6,26172855	6,37640812				Yan et al, (2015)	3,2	0,64620939	10
WR-2	16,5	0,512961	6,30074243	6,41725168				Yan et al, (2015)	4,28	0,60504202	8,96358543
WR-3	16,5	0,51296	6,28123549	6,37929716				Yan et al, (2015)	4,98	0,77289377	11,6117216
WR-4	16,5	0,512962	6,32024938	6,41693217				Yan et al, (2015)	4,76	0,81918819	12,5830258
WR-5	16,5	0,512963	6,33975632	6,45924895				Yan et al, (2015)	4,39	0,40935673	6,10136452
S04-11	7,91	0,512965	6,37877702	6,45387196				Yan et al, (2008)	7,07	4,15730337	37,1910112
S04-12-11	5,74							Yan et al, (2008)	6,9	3,98214286	30,9375
S04-12-20	4,76	0,512855	4,23300653	4,28043713				Yan et al, (2008)	6,09	3,24150943	27,0188679
S04-12-21	4,94							Yan et al, (2008)	7,5	3,79497908	31,1715481
S04-12-22	5,00*							Yan et al, (2008)	3,88	2,559375	17,53125
S04-13-3B	5,00*	0,512847	4,07695099	4,12463325				Yan et al, (2008)	4,61	1,953125	21,09375
S04-14-1B	6,33	0,512675	0,72175687	0,78082633				Yan et al, (2008)	6,25	1,76021314	12,3268206
S04-14-2B	6,64							Yan et al, (2008)	6,36	3,15652174	28,826087
S04-16	6,00*	0,512906	5,2278606	5,28071751				Yan et al, (2008)	6,73	4,30921053	34,8684211
S05-34A		0,51287	4,52561066	4,52561066				Yan et al, (2008)	8,1	4,22818792	42,2818792
VC-2	16,5	0,512967	6,41778409	6,53131385				Yan et al, (2015)	3,92	0,65988372	9,70930233
PETDB-3054-ZD101								Yang and Fang, 2015	6,44	1,82061069	19,4656489
PETDB-3054-ZD202								Yang and Fang, 2015	5,32	1,70229008	19,1603053
PETDB-3054-ZD203								Yang and Fang, 2015	6,27	1,65503876	18,255814
QL07-1		0,512478		-2,77	0,282795		0,74	Huang et al., 2013	4,82	2,13756614	3,17460317
QILIN-1	35	0,512434		-3,64	0,282775		0,06	Huang et al., 2013	5	1,85550459	2,77522936
QILIN-3		0,512451		-3,29	0,282784		0,41	Huang et al., 2013	5,03	1,94354839	3,25268817
JCD-1		0,512932		5,95	0,283047		9,64	Huang et al., 2013	4,62	4,2295082	46,9945355
JCD-2		0,512883		5	0,283033		9,15	Huang et al., 2013	6,46	6,35675676	70,5405405
JCD-3								Huang et al., 2013	4,48	4,11578947	46
JCD-4								Huang et al., 2013	4,71	3,72486772	41,9047619
JCD-5								Huang et al., 2013	4,64	3,98412698	44,4444444
JCD-6								Huang et al., 2013	4,76	3,88172043	45,0537634
JCD-7								Huang et al., 2013	4,55	3,89784946	43,0645161
JCD-8		0,512928		5,88	0,28303		9,03	Huang et al., 2013	5,4	4,27567568	48,7567568
JCD-9	21	0,512924		5,8	0,283041		9,4	Huang et al., 2013	4,76	4,03846154	46,1538462
PUZ-1								Huang et al., 2013	5,3	3,92788462	42,5
PUZ-2		0,512902		5,36	0,28302		8,66	Huang et al., 2013	5,45	4,02403846	41,875
PUZ-3		0,512915		5,62	0,283023		8,75	Huang et al., 2013	5,06	4,2254902	44,8039216
PUZ-4								Huang et al., 2013	5,26	3,96172249	42,7751196
PUZ-5		0,512906		5,45	0,283028		8,92	Huang et al., 2013	5,13	4,07582938	41,1374408
PUZ-7								Huang et al., 2013	5,19	4,01428571	41,952381
PUZ-8								Huang et al., 2013	5,34	3,84931507	38,0821918
PUZ-9		0,51288		4,94	0,283019		8,62	Huang et al., 2013	5,22	4,125	42,8365385
PUZ-10								Huang et al., 2013	5,33	4,21052632	43,1100478
PUZ-11								Huang et al., 2013	4,96	4,09313725	44,1666667
PUZ-13		0,512893		5,19				Huang et al., 2013	5,18	3,94859813	41,8224299
JLS-1		0,512863		4,44	0,282999		7,67	Huang et al., 2013	5,32	5,33121019	54,5859873
JLS-4	7	0,512864		4,48	0,283018		8,36	Huang et al., 2013	5,33	5,58783784	58,3783784
JLS-9		0,512872		4,63	0,283017		8,31	Huang et al., 2013	5,13	5,38157895	56,0526316
JLS-10		0,512869		4,57	0,283009		8,05	Huang et al., 2013	5,93	7,81690141	76,056338
PETDB-3054-WJG203								Yang and Fang, 2015	6,96	1,76691729	23,8345865
PETDB-3054-WJG201								Yang and Fang, 2015	6,51	1,78313253	25,6626506
PETDB-3054-WJG204								Yang and Fang, 2015	6,66	1,71794872	24,9084249
CAOCHI-LON-XB-4								Cao et al., 1987	2,84		
SG01								Tian et al., 2019	4,32011993	0,04614173	0,39888335
SM-2		0,513153	10		0,283255	17,1		Chen et al., 2018	4,89	0,01449275	0,45072464
SM-1		0,512966	6,4		0,283086	11,1		Chen et al., 2018	5,131	1,88687783	22,081448
SG08								Tian et al., 2019	6,93736951	0,23577874	2,63515104
SG02		0,512967274	6,42313039	6,53803394	0,28306962	10,5250873	10,782539	Tian et al., 2019	5,85881648	1,77669903	24,0835661
SG03								Tian et al., 2019	5,12127062	1,67274234	16,6652858
SG04		0,512959674	6,27488037	6,37600609	0,28306349	10,3083049	10,566578	Tian et al., 2019	6,11789191	1,81725888	24,0460068
SG05								Tian et al., 2019	5,50168839	1,65908133	17,5389802
SG07								Tian et al., 2019	4,52891405	1,62270899	15,476084

Matériel supplémentaire 8 : Données de datations

Area	Sub-Area	Lithologie	Method	Age (Ma)	Incertitude	Reference
CoR	CoR	Andesite	40Ar/39Ar	16	0.2	Lo et al., 1994
CoR	CoR	Basalte	40Ar/39Ar	5.6	0.2	Lo et al., 1994
CoR	CoR	Andesite	40Ar/39Ar	4.4	0.3	Lo et al., 1994
CoR	CoR	Andesites		>16-4		Juang and Bellon, 1984 ; Yang et al., 1988, 1992
CoR	Luluanshan frm - Chi-mei	Dike	ZFT	0.5	0.1	Yang et al., 2003
CoR	Lingding - Yuemei volcano	Igimbrite	40Ar/39Ar	7.3	0.1	Lai et al., 2017
CoR	Fanshuliao - Chimei volcano	Igimbrite	40Ar/39Ar	7.9	0.1	Lai et al., 2017
CoR	Shiitiping - Chimei volcano	Igimbrite	40Ar/39Ar	4.1	0.1	Lai et al., 2017
CoR	Taiyuan - Chegkuangao volcano	Igimbrite	40Ar/39Ar	7	0.1	Lai et al., 2017
CoR	Tunghochiao - Chegkuangao volcano	Igimbrite	40Ar/39Ar	6.1	0.1	Lai et al., 2017
CoR	Lingding	Igimbrite	40Ar/39Ar	7.2	0.1	Lai et al., 2017
CoR	Chimei	Igimbrite	40Ar/39Ar	8.4	0.1	Lai et al., 2017
CoR	Chimei	Breche monolithologique	40Ar/39Ar	16		Lo et al., 1994
CoR	Chimei	Diabase	U-Pb Zircon	9		Shao, 2015
CoR	Chimei	Igimbrite	U-Pb Zircon	4.2		Shao, 2015
CoR	Chimei	Igimbrite	40Ar/39Ar	4.2	0.1	Lai et al., 2017
CoR	Chengkuang'ao	Igimbrite	U-Pb Zircon	6.5		Shao, 2015
CoR	Chengkuang'ao	Igimbrite	U-Pb Zircon	7.8		Shao, 2015
CoR	Chengkuang'ao	Igimbrite	40Ar/39Ar	6.2	0.1	Lai et al., 2017
CoR	Chengkuang'ao	Igimbrite	40Ar/39Ar	7.4	0.1	Lai et al., 2017
CoR	Tuluanshan	Igimbrite	U-Pb Zircon	8.5		Shao, 2015
Arc de Lzuon	Lanhsu	Andesite (hornblende)	40Ar/39Ar	6.6	0.1	Lo et al., 1994
Arc de Lzuon	Lanhsu	Andesite (hornblende)	40Ar/39Ar	3.5	0.1	Lo et al., 1994
Arc de Lzuon	Lutao	Andesite (biotite-hornblende)	40Ar/39Ar	1.6	0.1	Lo et al., 1994
Arc de Lzuon	Lutao	Andesite (biotite-hornblende)	40Ar/39Ar	1.5	0.2	Lo et al., 1994
Arc de Lzuon	Lutao	Andesite (biotite-hornblende)	40Ar/39Ar	1.4	0.1	Lo et al., 1994
Arc de Lzuon	Hsiaolanhsu	Andesite (biotite-hornblende)	40Ar/39Ar	0.5	0.1	Lo et al., 1994
Ouest PSP	Ouest PSP	Sédiments	Anomalie magnétique	46-50		Hilde and Lee, 1984
Ouest PSP	Site 293, DSDP Leg 31	Sédiments	Microfossiles	> Eocene sup		Karig et al., 1975
Ouest PSP	Site 293, DSDP Leg 31	Gabbro	39Ar-40Ar	42		Ozima et al., 1977
Ouest PSP	CBCS	Basalte et Dolerite	39Ar-40Ar	28.1	0.16	Fujioka et al., 1999
Ouest PSP	CBCS	Basalte et Dolerite	39Ar-40Ar	26.1	0.9	Okino and Fujioka, 2003
Ouest PSP	Site 292, DSDP	Basalte (Coarse grained)	39Ar-40Ar	49.4	1.5	Ozima et al., 1977
Ouest PSP	Site 294, DSDP	Alkali basalte (cumulate rock)	39Ar-40Ar	49.1	3.5	Ozima et al., 1977
Ryukyu	Tatun volcanoes	Andesites		2,8-0,2		Chen, 1978 ; Chen, 1989
Ryukyu	Keelung volcanoes	Andesites		1,7-0,8		Juang et Chen, 1989 ; Wang et Chen, 1990
Ryukyu	Offshor islets	Andesites		2,1-1,6		Chen, 1990
Bassin de Huatung	Bassin de Huatung	Sediments	Magnetic anomaly	33-42		Doo et al., 2015
Bassin de Huatung	Bassin de Huatung	Gabbro	40Ar-39Ar	115	10	Deschamps et al., 2000
Bassin de Huatung	Orchid Island	Sédiments	Radiolarian fossils	115	2	Yeh and Cheng, 2001
Iles Penghu	Iles Penghu	Basaltes	40Ar/39Ar	11.2	1	Wang et al., 2012
Iles Penghu	Iles Penghu	Basaltes	40Ar/39Ar	10.7	2.2	Wang et al., 2012
Iles Penghu	Iles Penghu	Rhyo-dacite	40Ar/39Ar	41.6	0.7	Wang et al., 2012
Iles Penghu	Iles Penghu	Rhyo-dacite	40Ar/39Ar	38	2.8	Wang et al., 2012
Iles Penghu	Iles Penghu	Basaltes		16-8		Chen et Chung, 1985 ; Juang, 1988
SE Chine		Gabbro	U-Pb zircon	172.9	4.3	Li et al., 2003
SE Chine		Granite	U-Pb zircon	171.6	4.6	Li et al., 2003
SE Chine		Syenite	U-Pb zircon	164.6	2.8	Li et al., 2003
SE Chine	Sanshui basin	Basalte		60.5		Chung et al. 1997
SE Chine	Sanshui basin	Basalte		54.3		Chung et al. 1997
SE Chine	Sanshui basin	Basalte		56.3		Chung et al. 1997
SE Chine	Sanshui basin	Basalte		49.6		Chung et al. 1997
SE Chine	Sanshui basin	Basalte		57.5		Chung et al. 1997
SE Chine	Sanshui basin	Basalte		43.1*		Chung et al. 1997; Zhu et al., 2004
SE Chine	Sanshui basin	Basalte		47.6*		Chung et al. 1997; Zhu et al., 2004
SE Chine	Sanshui basin	Basaltéic andesite		56.6		Chung et al. 1997
SE Chine	Sanshui basin	trachyte		47.7		Chung et al. 1997
SE Chine	Sanshui basin	trachyte		50.9		Chung et al. 1997
SE Chine	Sanshui basin	trachyte		51.4		Chung et al. 1997
SE Chine	Sanshui basin	rhyolite		54.7		Chung et al. 1997
SE Chine	Sanshui basin	Basalte		50		Zhou et al. 2009
SE Chine	Sanshui basin	trachyte		45.2		Zhou et al. 2009
SE Chine	Sanshui basin	trachyte		45.8		Zhou et al. 2009
SE Chine	Sanshui basin	trachyte		45.5		Zhou et al. 2009
SE Chine	Beibuwan basin	Basalte		35		Liu E et al. 2017
SE Chine	Beibuwan basin	Basalte		35		Liu E et al. 2017
SE Chine	Beibuwan basin	Basalte		35		Liu E et al. 2017
SE Chine	Beibuwan basin	Basalte		35		Liu E et al. 2017
SE Chine	Beibuwan basin	Basalte		35		Liu E et al. 2017
SE Chine	Heyuan basin	Basalte		54		Chung et al. 1997

Matériel supplémentaire 8 : Données de datations - suite et fin

Area	Sub-Area	Lithologie	Method	Age (Ma)	Incertitude	Reference
SCS	Bassin SW	Sédiments	Anomalie magnétique	31-20,5		Barckhausen et al., 2014
SCS	Bassin SW	Sédiments	Flux de chaleur et bathymétrie	~55		Ru and Pigott, 1986
SCS	Pearl River Mouth Basin	Rhyolite		51,6	8.3	Li and Liang (1994)
SCS	Pearl River Mouth Basin	Basalt		17,1	2.5	Li and Liang (1994)
SCS	Pearl River Mouth Basin	Tuff		17,6	1.8	Li and Liang (1994)
SCS	Pearl River Mouth Basin	Andesite		35,5	2.8	Li and Liang (1994)
SCS	Pearl River Mouth Basin	Basalt		41,2	2	Li and Liang (1994)
SCS	Pearl River Mouth Basin	Basalt		24,3	1.3	Li and Liang (1994)
SCS	Pearl River Mouth Basin	Dacite		27,2	0.6	Li and Liang (1994)
SCS	Pearl River Mouth Basin	Dacite tuff		43,2	0.7	Li and Liang (1994)
SCS	Pearl River Mouth Basin	Dacite		41,1		Zou et al, (1995)
SCS	Pearl River Mouth Basin	Intermediate-acid extrusive		33,6	2.5	Li and Liang (1994)
SCS	Pearl River Mouth Basin	Rhyolitic tuff		45,1	1.4	Li and Liang (1994)
SCS	Pearl River Mouth Basin	Rhyolitic tuff		<1 Ma	0.7	Li and Liang (1994)
SCS	Pearl River Mouth Basin	Basalt		3,49	1.6	Li and Liang (1994)
SCS	Pearl River Mouth Basin	Dacitic tuff				Wang et al, (1999)
SCS	South China Sea Basin	Alkali basalt				Taylor and Hayes (1983)
SCS	South China Sea Basin	Alkali basalt		11-6		Pautot et al, (1990)
SCS	South China Sea Basin	Alkali basalt		11-6		Pautot et al, (1990)
SCS	South China Sea Basin	Trachybasalt		8-6		Pautot et al, (1990)
SCS	South China Sea Basin	Tholeiitic basalt		13,95		Jin (1989)
SCS	South China Sea Basin	Tholeiitic basalt		9,7		Jin (1989)
SCS	Southern Margin of the South China Sea	Dacitic-rhyolitic tuff, volcanic ash and glass		<2 Ma		Prell et al, (1999)
SCS	Southern Margin of the South China Sea	Alkali-basalt				
SCS	Southern Margin of the South China Sea	Amphibolite		4,3		Bellon et al, (1991)
SCS	Southern Margin of the South China Sea	Vesicular basalt		146		Kudrass et al, (1986)
SCS	Southern Margin of the South China Sea	Olivine basalt		0,4		Kudrass et al, (1986)
SCS	Southern Margin of the South China Sea	Vesicular porphyritic basalt				
SCS	Southern Margin of the South China Sea	Porphyritic andesite		0,5		Kudrass et al, (1986)
SCS				2,7		Kudrass et al, (1986)
SCS				14,7		Kudrass et al, (1986)