Accommodation du mouvement relatif entre l'Inde et la Sonde depuis la faille de Sagaing (Birmanie) jusqu'à la Syntaxe Est Himalayenne

Anne Socquet

▶ **To cite this version:**

Anne Socquet. Accommodation du mouvement relatif entre l'Inde et la Sonde depuis la faille de Sagaing (Birmanie) jusqu'à la Syntaxe Est Himalayenne. Géologie appliquée. Migration - université en cours d'affectation, 2003. Français. NNT : . tel-00006110v1

HAL Id: tel-00006110

https://theses.hal.science/tel-00006110v1

Submitted on 17 May 2004 (v1), last revised 18 May 2004 (v2)

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 de doctorat de l'Université Paris XI

présentée par

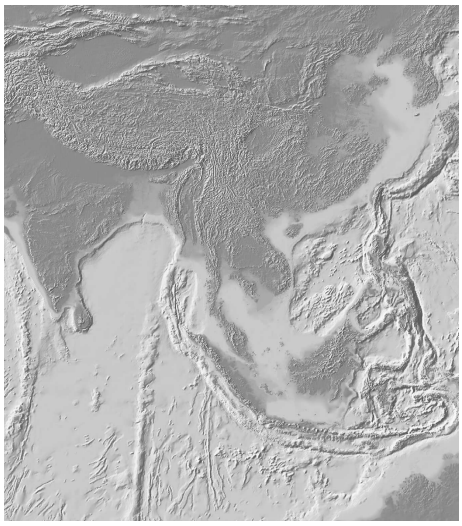
Anne Socquet

pour obtenir le titre de docteur de
l'Université Paris-Sud (Paris XI)

Spécialité : **Sciences de la Terre**

Accommodation du mouvement relatif entre l'Inde et la Sonde

depuis la Faille de Sagaing jusqu'à la Syntaxe Est Himalayenne



Soutenue le 19 décembre 2003 devant le jury composé de :

Paul Tapponnier ..... Rapporteur
Eric Calais ..... Rapporteur
Boudewijn Ambrosius ..... Examinateur
Pierre Vergely ..... Examinateur
Laurent Jolivet ..... Examinateur
Manuel Pubellier ..... Co-Directeur de thèse
Christophe Vigny ..... Co-Directeur de thèse

Thèse préparée au Laboratoire de Géologie
de l'École Normale Supérieure de Paris

A mon père.

«

LE DOCTEUR

Comment ? Ne m'avez-vous pas dit que vous veniez de passer votre thèse l'été dernier ?

KNOCK

Oui, trente-deux pages in-octavo : `Sur les prétendus états de santé`*, avec cette épigraphe, que j'ai attribuée à Claude Bernard : "Les gens bien portants sont des malades qui s'ignorent."*

LE DOCTEUR

Nous sommes d'accord, mon cher confrère.

KNOCK

Sur le fond de ma théorie ?

LE DOCTEUR

Non, sur le fait que vous êtes un débutant. »

Jules Romains,
Knock ou Le triomphe de la Médecine

Remerciements

Je tiens en premier lieu à remercier mes directeurs de thèse, Manuel Pubellier et Christophe Vigny, pour m'avoir proposé un sujet aussi vaste et riche que celui-ci.
Merci à Manuel, pour son enthousiasme et son soutien, et pour avoir guidé mes premiers pas de géologue de terrain, en France d'abord en tant qu'étudiante, puis au Yunnan comme thésarde.
Merci à Christophe, pour m'avoir orientée vers la géodésie, et m'avoir expliqué avec sa pédagogie désormais célèbre et sa patience (et il en a fallu!) les rudiments du GPS. Pourtant ce n'était pas gagné au départ, mais les discussions sans fin lors desquelles nous avons refait la science et le monde autour d'un "teh manis manis" en fumant des "kretek" auront sans doute su me motiver dans les moments difficiles.

Je remercie Paul Tapponnier et Eric Calais d'avoir accepté de rapporter sur cette thèse, de l'avoir éclairée avec leur regard critique et constructif qui m'a aidé à prendre du recul. Merci également à Boudewijn Ambrosius, Pierre Vergely et Laurent Jolivet d'avoir accepté l'examiner.

Je remercie Claude Rangin pour m'avoir accueillie dans l'équipe de géodynamique du laboratoire de géologie de l'ENS et surtout pour m'avoir fait découvrir la tectonique de la Birmanie (et de bien d'autres endroits), autant sur le terrain qu'au cours des nombreuses discussions qui ont ponctué cette thèse.
Ce travail reprend des études antérieures sur la Birmanie, je pense notamment aux thèses de Guillaume Bertrand et de Charlotte Nielsen, sans lesquelles je n'aurais pas pu aller bien loin dans mes interprétations. Merci d'avoir défriché le terrain avec brio!
Merci beaucoup à Nicolas Chamot-Rooke pour avoir apporté son regard cinématique sur mes résultats GPS lors de longues discussions et m'avoir aidée à interpréter mes données.
La dernière partie de cette thèse présente des modèles cinématiques réalisés en collaboration avec Corné Kreemer. Merci à Corné, alias l'homme orchestre, de m'avoir formée, hébergée, nourrie et divertie pendant que les modèles tournaient!
La partie géodésique de cette thèse n'en serait pas là sans la collaboration entre l'ENS et le DUT (Delft University of Technology), où Wim Simons constitue mon interlocuteur privilégié. Merci à Wim pour avoir mis à disposition une grande partie de ses données sur l'Asie du Sud-Est, pour les débats enlevés sur le traitement des données GPS afin d'arriver à une solution combinée, et pour m'avoir prouvé qu'on peut faire du patin à glace à Bandung.
Je tiens également à remercier toutes les personnes qui ont gracieusement mis à ma disposition leurs données GPS (François Jouanne, Mireille Flouzat entre autres) ainsi que tous ceux qui ont contribué à les acquérir. Ces données sont essentielles aux conclusions de ma thèse.

Merci à Raul Madariaga de m'avoir accueillie dans le laboratoire de géologie de l'ENS et de m'avoir permis de faire tourner des programmes sans fin sur son disque.
Merci aussi à Bruno Goffé qui devait initialement encadrer cette thèse, mais avec qui je n'ai pu

travailler à cause d'une réorientation de sujet. Merci de m'avoir suivie jusque là, de loin.
Je remercie également tous les autres membres du laboratoire, et de l'équipe. Les suggestions et enseignements des uns et des autres ont beaucoup orienté mon travail quand ils ne l'ont pas directement inspiré.
Merci à François Farcy, Pier Paolo Dubernet, David Tsang-Hin-Sung et Patrick Chassevent qui résolvent les problèmes informatiques dans lesquels j'ai un don pour m'embourber.
Merci à Mireille qui résoud tous les autres problèmes en moins de temps qu'il n'en faut pour les lui soumettre, et avec le sourire!
Merci à tous ceux qui font la vie du laboratoire, qui débrouillent les problèmes techniques (de vélo par exemple) et administratifs (Mireille ne s'en sortirait pas seule!), qui s'investissent pour notre culture musicale, qui militent, qui rient dans les couloirs, qui râlent contre les imprimantes et le système, qui proposent des pauses café (les pauses cigarettes étant interdites par "Hygiène et Sécurité"), qui font des tartes pour les pots de thèse (ce n'est pas du tout intéressé...), enfin tous ceux qui font les choses dans l'ombre et qui font que tout roule.

Merci beaucoup à Georges Pascal et Hélène Horen de m'avoir initiée à l'enseignement. Grâce à eux, et aux membres à plus ou moins long terme l'équipe pédagogique, les cours à Versailles prennent une forme interactive et stimulante. Merci aussi à Christelle Gosselin qui sait, entre autres, si bien gérer les emplois du temps en pointillés!

Je remercie également tous ceux avec qui j'ai passé du temps sur le terrain, Zhu-Li-Dong de l'Université de Chengdu (Sichuan, Chine) qui m'a guidée pendant un mois au Yunnan, les permanents et étudiants de l'ITB et du BAKOSURTAL en Indonésie (je pense notamment à Iwan Hermawan), l'équipe de l'Observatoire Géophysique d'Arta (Djibouti), nos collègues des Universités de Yangoon et Mandalay (Myanmar) ainsi que le personnel de MOGE. Ils se sont tous investis pour que les campagnes de terrain se passent au mieux, bien qu'ils n'aient pas la chance d'avoir accès aux moyens que l'on connaît en France.
Merci aussi aux géologues, géophysiciens, géodésiens européens qui m'ont beaucoup appris sur le terrain, aussi bien sur le plan scientifique qu'humain. Merci à Jean-Philippe Avouac et Arnaud Pêcher de nous avoir fait découvrir l'Himalaya du Népal qu'ils connaissent si bien, et à Julia de Sigoyer d'avoir partagé avec moi cette émotion unique. En Nouvelle Zélande, Jarg Pettinga et Russel van Dissen ont présenté à Xavier le Pichon (et donc aux petites fourmis qui l'escortaient) la magnifique tectonique active de l'île sud. A Djibouti, Jean-Bernard de Chabalier nous a montré qu'il savait continuer à cuisiner à l'huile d'olive dans le désert pendant que Rodolphe Cattin, Alain et Marie-Hélène tentaient de survivre au point "F". En Birmanie, Marie-Noëlle Bouin a dû se faire réhydrater par perfusion à la suite d'une indigestion de sauterelles...

Je remercie tous mes co-thésards de l'ENS. Sylvain, d'abord car il m'a supportée dans son bureau pendant ces trois ans de thèse..., ainsi que Alain, Alexandre, Anne L., Anne V., Anthony, Antoine, Catherine, Charlotte, Christina, Diane, Emilie, Francesco, François, Gaëtan, Gilles, Guillaume C. et Guillaume C., Jean-Paul, Nicolas, Sébastien, Victor, Xavier...

Enfin, et surtout, je remercie celles et ceux auxquels la lecture de ce manuscrit ne s'adresse pas directement mais sans qui il n'existerait pas. Je n'ai pas besoin de faire une liste ici pour qu'elles et ils sachent la part primordiale qui leur est due, là comme ailleurs. Merci à tous d'être présents, même si ce n'est parfois qu'en souvenir.

Résumé

Dans cette thèse, sont présentées la façon dont est accommodé le mouvement relatif entre les blocs Inde et Sonde à l'actuel ainsi que l'évolution de la déformation de la Zone de Cisaillement Est Indienne depuis le cénozoïque.
J'ai utilisé une approche pluridisciplinaire, basée sur la combinaison de la géodésie spatiale et de la géologie structurale, pour répondre à ces questions. Le GPS (Global Positioning System) permet de quantifier les déplacements relatifs des plaques ainsi que les mouvements intra-continentaux instantanés. La cartographie de failles à partir d'images satellitaires et les données structurales de terrain permettent d'identifier les structures tectoniques sur lesquelles ces déplacements ont été accommodés au cours du temps, ainsi que le type de déformation qui leur est associé.
J'ai pu contraindre le pôle de rotation entre les plaques Inde et Sonde. Leur mouvement relatif à la frontière n'est pas accommodé sur une seule faille isolée, mais sur plusieurs structures discrètes affectant une bande large d'environ 500 km, correspondant géographiquement à la Birmanie. La faille de Sagaing, intersismiquement bloquée, n'accommode que 18 mm/an en décrochement dextre. La partie restante de la déformation est sans doute prise dans le prisme indo-birman, aussi bien en décrochement qu'en chevauchement.
Au nord, le système partitionné birman se connecte à la Syntaxe Est Himalayenne. La transition entre ces deux systèmes est assurée, au Yunnan Occidental (Chine), par la rotation de micro-blocs le long de failles sénestres NE-SW, depuis le pliocène.
Auparavant, entre l'éocène et le miocène, la zone de cisaillement Shan Scarp - Gaoligong Shan constituait la limite majeure dextre entre l'Inde et l'Indochine tandis que les massifs de l'Ailao / Diangcan Shan et de la Chong Shan étaient cisaillés en sénestre, autorisant un déplacement du bloc Indochinois vers le SE.

Mots-clefs : GPS, cinématique, SIG, faille décrochante, tectonique ductile et cassante, Inde, Sonde, Syntaxe Est Himalayenne, Yunnan, Myanmar.

Abstract

The present-day accommodation of the relative motion between India and Sunda blocks and the deformation mode evolution since Cenozoic are explored in this memoir.
To investigate these issues, I used a multidisciplinary approach, based on the combination of spatial geodesy and structural geology. GPS (Global Positioning System) quantifies relative plates motions as well as intra-continental displacements. Mapping of faults from satellite imagery and structural field data allow to identify tectonic structures accommodating these motions through time, and to define their associated deformation mode.
Rotation poles of India and Sunda plates were better constrained. Their relative motion at the border is not accommodated on one single fault, but rather on many discrete structures cutting through a 500 km wide band, corresponding geographically to Myanmar. The Sagaing fault, interseismically locked, moves at only 18 mm/yr by right-lateral slip. The remaining motion is probably taken within the indo-burmese wedge, both by strike-slip and thrust.
To the north, the partitionned Myanmar system connects to the Eastern Himalayan Syntaxis. Transition between these two systems is accommodated, since Pliocene in Western Yunnan (China), by rotation of micro-blocs sliding against left-lateral NE-trending faults.
In earlier time, between Eocene and Miocene, the Shan Scarp - Gaoligong Shan shear zone constituted the main right-lateral boundary between India and Indochina, whereas the Ailao / Diangcan Shan ranges were sheared left-laterally, allowing a southeastward displacement of Indochina block.

Key words : GPS, kinematics, GIS, strike-slip fault, ductile and brittle tectonics, India, Sunda, Eastern Himalayan Syntaxis, Yunnan, Myanmar.

Table des matières

Remerciements vii

Résumé ix

Abstract xi

Introduction générale 7

I La Zone de Cisaillement Est-Indienne : contexte structural et évolution de la déformation depuis le cénozoïque 9

1 Introduction : contexte géodynamique 11
1.1 La déformation de l'Asie suite à la collision Himalayenne . . . 11
1.1.1 Histoire de la collision . . . 11
1.1.2 Mouvement de l'Inde : déplacements finis . . . 12
1.1.3 Différents modèles de déformation de l'Asie pour accommoder la convergence 13
1.1.3.1 L'extrusion . . . 14
1.1.3.2 L'épaississement . . . 14
1.1.4 Modèles appréhendant la déformation de la zone de cisaillement Est Indienne 14
1.2 Cadre structural de la zone d'étude . . . 15
1.2.1 Localisation spatio-temporelle des structures cénozoïques indochinoises . . 15
1.2.2 Les structures actives . . . 17
1.2.2.1 Partitionnement depuis la fosse de la Sonde jusqu'en Birmanie . 17
1.2.2.2 Les structures courbes de la Syntaxe Est Himalayenne . . . 19

2 Localisation progressive de la déformation en Birmanie depuis le cénozoïque 21
2.1 Description des différentes unités birmanes . . . 23
2.2 La chaîne de l'Arakan . . . 23
2.2.1 Structure de la chaîne . . . 23
2.2.2 Le métamorphisme crétacé à éocène des zones internes . . . 25
2.2.3 La déformation active en transpression du prisme . . . 26
2.2.3.1 Les structures actives à terre . . . 26
2.2.3.2 Terminaison sud de l'Arakan, connection avec la fosse Andaman-Nicobar : apport des données marines . . . 26
2.2.3.3 En résumé . . . 26
2.3 Les Bassins Centraux Birmans : de l'ouverture à l'inversion . . . 28
2.3.1 Une ouverture en échelon à partir de l'éocène . . . 28
2.3.2 Inversion des bassins depuis le miocène supérieur . . . 28

2.4 Le Shan Scarp et la ceinture métamorphique de Mogok 29
2.4.1 La ceinture métamorphique de Mogok 29
2.4.1.1 Principales paragénèses métamorphiques 29
2.4.1.2 La déformation 29
2.4.1.3 Datations des minéraux du métamorphisme 30
2.4.2 Le Shan Scarp 31
2.4.2.1 Limite entre le plateau Shan et les Bassins Centraux Birmans . . 31
2.4.2.2 Démantèlement du plateau Shan au Nord, dans la région de Mogok 31
2.5 La faille de Sagaing 33
2.5.1 Sismicité 33
2.5.1.1 Séisme du 21/09/2003 33
2.5.1.2 Activité sismique plus ancienne 35
2.5.2 Relation entre la trace de la faille et les structures préexistantes 37
2.5.3 Vitesse long terme de la faille de Sagaing 37
2.5.3.1 Décalage du plateau basaltique de Singu 37
2.5.3.2 Décalage du réseau fluviatile 37
2.5.4 Vitesse actuelle de la faille mesurée par GPS 39
2.5.5 Age de la faille et rejet fini 39
2.6 Résumé synthétique sur la déformation birmane 39

3 Evolution de la déformation au Yunnan Occidental 43
3.1 Description des unités majeures du Yunnan Occidental 43
3.2 La région de Tengchong-Ruili 46
3.2.1 Les massifs gneissiques : connection entre Mogok et la Gaoligong Shan . . 46
3.2.2 Ouverture des bassins quaternaires et néogènes le long du système de failles de Ruili 49
3.2.3 Le volcanisme quaternaire du rift de Tengchong 50
3.2.3.1 Géométrie du rift 50
3.2.3.2 Analyse géochimique de quelques laves du Rift : implications sur la source 53
3.2.4 Chaîne métamorphique de la Gaoligong Shan 53
3.2.5 Le pluton granitique au Sud de Longling 55
3.3 La région de Baoshan 56
3.3.1 La zone de failles de Liu Ku, décalage sénestre de la Chong Shan 58
3.3.2 Ouverture polyphasée du bassin de Baoshan 58
3.3.3 Le bassin de BuBiao 58
3.3.4 Faille de Wanding 61
3.3.5 Faille de Nanting 63
3.4 Chaîne métamorphique de la Chong Shan 63
3.4.1 Structure de la chaîne 63
3.4.2 Analyse de la déformation : inversion du sens de cisaillement ductile . . . 64
3.5 Ceinture de plissement chevauchement de Lamping 66
3.6 La région de Dali : interaction entre la faille de ChengHai et la faille du Fleuve Rouge 66
3.6.1 La zone de cisaillement de la Diangcan Shan 66
3.6.2 Terminaison de la faille de Chenghai 67

4 Synthèse sur l'accommodation de la déformation au cénozoïque 73
4.1 Déformation ductile . . . 73
4.2 Déformation cassante . . . 75
4.3 Interprétation . . . 75

II Cinématique actuelle de la frontière Inde Sonde quantifiée par GPS 79

1 Introduction 81
1.1 Pourquoi utiliser le GPS pour quantifier les mouvements tectoniques? . . . 81
1.2 Problématique et stratégie . . . 82

2 Positionnement précis par GPS : quelques notions clefs 85
2.1 Principe de la mesure GPS . . . 85
2.2 Mesure des pseudo-distances sur les codes . . . 86
2.3 Mesure de phase . . . 87
2.4 Sources d'erreur sur les mesures de phase . . . 88
2.4.1 La dégradation des signaux . . . 88
2.4.2 Les horloges . . . 89
2.4.3 La réfraction dans l'ionosphère . . . 89
2.4.4 La réfraction dans la troposphère . . . 90
2.4.5 La précision des orbites des satellites . . . 90
2.4.6 Les phénomènes de multi-trajet . . . 90
2.4.7 La position du centre de phase des antennes . . . 91
2.5 En résumé: quelques règles de base pour obtenir un positionnement précis . . . 91

3 Les données utilisées pour le traitement 93
3.1 Acquisition des données en Birmanie : le réseau . . . 93
3.1.1 Configuration du réseau . . . 93
3.1.2 Comment monumente-t-on un site GPS? . . . 93
3.2 Les campagnes de mesure : exemple de la campagne Myanmar 2000 . . . 96
3.3 Les données régionales utilisées . . . 96

4 Résultats après comparaison de différentes stratégies de traitement 101
4.1 Traitement des sessions journalières et analyse des résultats . . . 102
4.1.1 Le principe de fonctionnement de GAMIT . . . 102
4.1.2 Les contraintes a priori utilisées pour le traitement . . . 102
4.1.3 La résolution des ambiguïtés . . . 103
4.1.4 Nrms des résultats journaliers . . . 105
4.1.4.1 Influence de la résolution des ambiguïtés . . . 105
4.1.4.2 Influence de la ré-estimation des orbites des satellites . . . 106
4.1.5 Les répétabilités . . . 107
4.1.5.1 Influence de la résolution des ambiguïtés . . . 108
4.1.5.2 Influence de la ré-estimation des orbites des satellites: trop de paramètres à estimer dans le modèle tue la pertinence . . . 109
4.1.5.3 Les répétabilités obtenues pour chaque campagne . . . 111
4.2 Combinaison, estimation des vitesses et mise en référence . . . 113
4.2.1 Le principe . . . 113
4.2.1.1 Le logiciel GlobK . . . 113

4.2.1.2 Procédure suivie . . . 113
4.2.2 Résultat de la combinaison des sessions journalières . . . 114
4.2.3 Obtention des vitesses : combinaison des solutions globales de chaque campagne . . . 114
4.2.3.1 Estimation des vitesses . . . 114
4.2.3.2 Projection dans l'ITRF 2000 . . . 117
4.2.3.3 Quelle est l'incertitude de notre champ de vitesses . . . 119
4.2.3.4 Influence de l'introduction de markov sur la combinaison . . . 119
4.2.3.5 Comment améliorer le rattachement du réseau local à un système régional ou mondial? . . . 120
4.2.4 Combinaison de notre solution avec une solution réalisée au DUT avec Gypsy 122
4.2.4.1 Les données traitées au DUT . . . 122
4.2.4.2 Principe de fonctionnement de GIPSY . . . 123
4.2.4.3 La combinaison: méthode et résultats . . . 123
4.2.4.4 Ajout des données indiennes à la solution combinée . . . 125

5 Cinématique et rigidité des plaques Inde et Sonde 133
5.1 Introduction . . . 133
5.1.1 Les études cinématiques précédentes . . . 133
5.1.2 Contexte géodynamique . . . 134
5.2 Mouvement de la plaque Sonde et déformation en bordure . . . 137
5.2.1 Determination du pôle de rotation et rigidité de la Sonde . . . 137
5.2.2 Déformation des bordures de la Sonde . . . 140
5.2.2.1 Déformation de l'est de la Sonde . . . 140
5.2.2.2 Déformation du sud de la Sonde . . . 140
5.2.2.3 Déformation de l'ouest de la Sonde . . . 142
5.2.2.4 Déformation du nord de la Sonde . . . 142
5.2.3 Mouvement de la Sonde par rapport aux autres plaques . . . 144
5.3 Quel est le mouvement actuel de l'Inde? . . . 145
5.3.1 Détermination du pôle . . . 145
5.3.2 Rigidité de l'Inde . . . 146
5.3.3 Déformation au Nepal . . . 146
5.3.4 Mouvement Inde / Eurasie . . . 148
5.4 Mouvement relatif Inde / Sonde . . . 150

6 Quelles sont les structures qui accommodent le mouvement relatif Inde-Sonde ? 151
6.1 Répartition de la déformation en Birmanie . . . 151
6.1.1 Deformation du Myanmar Central (∼21°N) . . . 152
6.1.2 Deformation du Myanmar méridional (∼17°N) . . . 152
6.1.3 Taux de déformation et de rotation . . . 154
6.1.3.1 Méthode . . . 154
6.1.3.2 Analyse des taux de déformation et de rotation au Myanmar . . . 154
6.2 Comportement inter-sismique de la faille de Sagaing . . . 155
6.2.1 Modèle de dislocation élastique . . . 155
6.2.2 Variations de vitesses le long de la faille . . . 157
6.2.3 Discussion: Origine possible d'un chargement élastique asymétrique à travers la faille de Sagaing . . . 157
6.2.3.1 Faille pentée . . . 157

6.2.3.2 Hétérogénéités latérales 158
6.2.3.3 Connection avec le Shan Scarp 159
6.2.4 Conclusion 161

7 Relation cinématique avec la Syntaxe Est Himalayenne 163
7.1 Problématique 163
7.2 Méthode suivie pour la modélisation cinématique 164
7.2.1 Principe général 164
7.2.2 Modèle "global": méthode et résultats 164
7.2.2.1 Procédure suivie 164
7.2.2.2 Mise en référence 164
7.2.2.3 Pôles de rotation pour les paires de plaques 165
7.2.3 Modèle régional: méthode et contraintes appliquées 165
7.2.3.1 Procédure suivie 165
7.2.3.2 Méthode d'interpolation des vitesses et des tenseurs de déformation 166
7.2.3.3 Modèle homogène et facilement déformable 166
7.2.3.4 Modèles peu déformables et faillés 166
7.2.3.5 Ajout de contraintes géologiques pour les vitesses de déformation 167
7.3 Analyse des résultats préliminaires obtenus pour les modèles régionaux 167
7.3.1 Champ de vitesse 167
7.3.1.1 Le champ de vitesses dans le référenciel Indien 169
7.3.1.2 Le champ de vitesses dans le référenciel Sonde 169
7.3.2 Champ de déformation 170
7.3.2.1 Influence de l'introduction de vitesses imposées sur la déformation 170
7.3.2.2 Déformation dilatante versus cisaillement 172

Bilan et perspectives 175

Bibliographie 179

Table des figures 190

Liste des tableaux 194

Introduction générale

Depuis 55 Ma, l'Inde entre en collision avec l'Asie. Son déplacement vers le Nord a donc impliqué un mouvement décrochant dextre par rapport à l'Asie du Sud-Est qui a dû être accommodé depuis le cénozoïque.
La collision Inde-Asie et la déformation de sa lithosphère ont été l'objet de nombreuses études et de controverses. Deux principales familles de modèles appréhendent la déformation de l'Asie et, notamment, de la Zone de Cisaillement Est-Indienne:

- Une première considère une lithosphère composée de blocs rigides séparés par de grandes failles qui localisent la déformation (Tapponnier et al., 1982, 1986; Peltzer et al., 1988; Avouac and Tapponnier, 1993; Peltzer and Saucier, 1996): l'extrusion successive de blocs continentaux le long de grandes failles décrochantes se conjugue aux chevauchements himalayens pour absorber le raccourcissement (Meyer et al., 1998).
- Une seconde considère la lithosphère comme une couche visqueuse qui absorbe la déformation de manière continue en profondeur (England and McKenzie, 1982; England and Houseman, 1986; Houseman and England, 1986b, 1993; Houseman et al., 2001): le plateau du Tibet s'épaissit et s'étend vers l'Est par écoulement gravitaire autour de la Syntaxe Est Himalayenne. En surface, la déformation est accommodée par des failles distribuées (Ratschbacher et al., 1996; Wang et al., 1998).

Par ailleurs, le mouvement de l'Inde est mal contraint aussi bien sur les temps géologiques qu'en instantané. Les études géodésiques récentes (Paul et al., 2001) ont montré un mouvement plus lent que celui de Nuvel1A (DeMets et al., 1994) et ce groupe a récemment revu son estimation à la baisse (Gordon et al., 1999). De plus, l'Inde ne glisse pas contre l'Eurasie le long de sa bordure orientale mais contre l'Indochine au cénozoïque et les blocs de la Sonde et de Chine du Sud actuellement.

L'objectif de cette thèse est de comprendre la façon dont est accommodé le mouvement relatif entre ces blocs à l'actuel et d'appréhender l'évolution de la déformation de la Zone de Cisaillement Est Indienne depuis le cénozoïque.
J'ai utilisé une approche pluridisciplinaire basée sur la combinaison de la géodésie spatiale et de la géologie structurale pour répondre à ces questions. Le GPS (Global Positioning System) permet de quantifier les déplacements relatifs des plaques ainsi que les mouvements intra-continentaux instantanés. La cartographie de failles à partir d'images satellitaires et les données structurales de terrain permettent d'identifier les structures tectoniques sur lesquelles ces déplacements ont été accommodés au cours du temps, et quel type de déformation leur est associé.
Cette thèse a débuté par une campagne de mesures GPS en Birmanie, au cours de laquelle j'ai également observé les structures birmanes le long d'une coupe entre l'Arakan et le Shan Scarp en Birmanie centrale. J'ai par la suite participé à d'autres campagnes géodésiques à Sulawesi (Indonésie) et à Djibouti qui m'ont permis de me familiariser avec les techniques, les outils et

d'appréhender différentes stratégies de mesures dans plusieurs contextes. J'ai appris à traiter les données GPS avec le logiciel GAMIT en traitant les données birmanes, puis j'ai intégré à mon traitement toutes les données disponibles en Asie du Sud-Est. Une solution géodésique combinée sur la Sonde a été réalisée en collaboration avec Wim Simons (Delft University of Technology). J'ai analysé ces résultats géodésiques en termes de cinématique et de déformation régionale, puis j'ai réalisé, en collaboration avec Corné Kreemer (Collège de France) un modèle cinématique pour étudier l'interaction entre le système partitionné birman et la Syntaxe Est Himalayenne. En parallèle, j'ai effectué une étude structurale de terrain de deux mois au Yunnan Occidental et l'analyse des données structurales, cassantes et ductiles, a été complétée par une analyse des structures par interprétation d'images satellitaires. Quelques-uns des échantillons prélevés pendant cette mission de terrain ont été étudiés en terme de déformation ductile et des analyses géochimiques ont également été faites sur les laves de la province magmatique de Tengchong. Malheureusement, les études pétrologiques et géochronologiques initialement prévues n'ont pu être réalisées faute de temps.

Ce mémoire de thèse se divise donc en deux parties.

La première partie s'intéresse au contexte géodynamique et à l'évolution de la déformation dans la Zone de Cisaillement Est Indienne depuis le cénozoïque.
Après avoir rappelé les différents modèles proposés pour la déformation de l'Asie *(Chapitre 1)* et le cadre structural régional, une synthèse des études tectoniques réalisées en Birmanie ainsi que les résultats d'une étude de terrain au Yunnan Occidental sont présentés.
L'étude des structures birmanes *(Chapitre 2)* a été réalisée dans le cadre du projet GIAC par différents membres de l'équipe de géodynamique du laboratoire de géologie de l'ENS et en collaboration avec les universités de Rangoon et de Mandalay. Ces études, qui regroupent des approches à différentes échelles de temps et d'espace et des techniques variées (interprétation d'imagerie satellitaire, géodésie spatiale, sismique réflection, bathymétrie multifaisceaux, géochronologie, pétrologie métamorphique, géologie structurale de terrain...), sont présentées sous l'angle de l'évolution du style de la déformation au cours du temps.
L'étude structurale de terrain réalisée au Yunnan Occidental *(Chapitre 3)* aborde aussi bien la déformation finie des massifs ductiles que l'évolution temporelle du tenseur des contraintes et la géométrie des failles actives dans cette zone.

La seconde partie détaille la cinématique actuelle de la frontière entre l'Inde et la Sonde en Birmanie ainsi que ses interactions avec la Syntaxe Est Himalayenne.
Après avoir rappelé succinctement la technique de positionnement précis par GPS *(Chapitre 2)* et les données utilisées pour cette étude *(Chapitre 3)*, les résultats du traitement des données GPS sont comparés en fonction de différentes stratégies de traitement *(Chapitre 4)*.
La cinématique et la rigidité des plaques Inde et Sonde *(Chapitre 5)* ainsi que la façon dont est accommodé leur mouvement relatif en Birmanie et le comportement intersismique de la faille de Sagaing *(Chapitre 6)* sont déterminés à partir de la solution géodésique obtenue. Enfin, un modèle cinématique *(Chapitre 7)*, réalisé en collaboration avec Corné Kreemer (Collège de France) est présenté comme perspective. Il intègre les vitesses d'autres études géodésiques en Asie et présente les interactions entre les décrochements birmans et la rotation autour de la Syntaxe Est Himalayenne.

Première partie

La Zone de Cisaillement Est-Indienne : contexte structural et évolution de la déformation depuis le cénozoïque

Chapitre 1

Introduction : contexte géodynamique

Sommaire

1.1 La déformation de l'Asie suite à la collision Himalayenne 11
1.1.1 Histoire de la collision 11
1.1.2 Mouvement de l'Inde : déplacements finis 12
1.1.3 Différents modèles de déformation de l'Asie pour accommoder la convergence 13
1.1.3.1 L'extrusion 14
1.1.3.2 L'épaississement 14
1.1.4 Modèles appréhendant la déformation de la zone de cisaillement Est Indienne 14
1.2 Cadre structural de la zone d'étude 15
1.2.1 Localisation spatio-temporelle des structures cénozoïques indochinoises . 15
1.2.2 Les structures actives 17
1.2.2.1 Partitionnement depuis la fosse de la Sonde jusqu'en Birmanie 17
1.2.2.2 Les structures courbes de la Syntaxe Est Himalayenne 19

1.1 La déformation de l'Asie suite à la collision Himalayenne

La tectonique cénozoïque de l'Asie découle du mouvement de l'Inde vers le Nord et de sa collision avec l'Eurasie. Cette collision a formé l'Himalaya, mais aussi déformé tout le continent asiatique jusqu'en Asie du Sud Est. La Birmanie et le Yunnan Occidental occupent une position structurale charnière entre l'Inde et l'Asie du SE et doivent accommoder leur mouvement relatif depuis le cénozoïque.

1.1.1 Histoire de la collision

La collision Inde Asie débute par l'accrétion de micro blocs qui constituent aujourd'hui le Nord et le Sud Tibet : collision du bloc de Lhassa au Jurassique suivie de la fermeture de l'océan Téthys (Xu et al., 1985). La collision finale de cette série de micro-blocs résulte de la fermeture de la néo-Téthys le long de la ceinture ophiolitique du Tsang-Po, entre l'Himalaya et le Sud-Tibet. Ceci marque le début de la collision Inde - Asie au Paléocène. Elle a été décrite en trois épisodes par Lefort (1996) :

– Entre 55 (Garzanti et al., 1996) et 50 millions d'années (Searle, 1991), se produit la collision entre la plaque indienne et la plaque asiatique, ce qui entraîne l'obduction de nappes

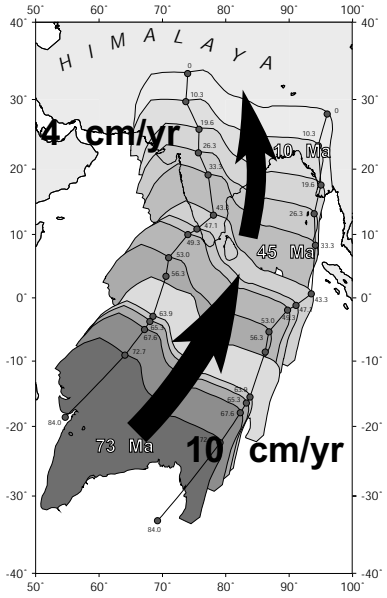


FIG. 1.1 – *Mouvement de l'Inde depuis 80 Ma déduit en suivant un chemin : Ride Nord Atlantique - Ride Sud Atlantique - Rift Est Africain - Dorsale de Carlsberg (réalisé par Nicolas Chamot-Rooke).*

ophiolitiques et la formation de rares éclogites dans le Nord-Ouest de l'Himalaya (au Tso-Morari par exemple). Dans l'Himalaya central, ainsi que plus à l'Est, l'initiation de la convergence continentale reste mal contrainte. Toutefois, l'âge communément accepté pour la collision est 45 +/- 5 Ma. Un âge similaire a été déduit du changement dans le mouvement de l'Inde.

– Ensuite, de larges nappes de chevauchement se mettent en place, ayant pour conséquence un métamorphisme Eo-Himalayen visible surtout dans le Nord-Ouest de l'Himalaya.
– Enfin, la croûte se dédouble le long du MCT (Main Central Thrust), produisant des linéations d'étirement, des écoulements gravitaires, des failles normales à composante dextre et une inversion du métamorphisme sous le MCT. Ces chevauchements progressent ensuite vers le Sud par sauts successifs : du MCT au MBT (Main Boundary Thrust), puis au MFT (Main Frontal Thrust) actuellement.

1.1.2 Mouvement de l'Inde : déplacements finis

Depuis le début de la collision, l'Inde rigide a poinçonné une Eurasie plus facilement déformable. Il est donc nécessaire d'avoir une idée de la quantité de poinçonnement pour estimer le taux de cisaillement subi dans les régions situées à l'Est de l'Inde, et particulièrement en Birmanie et au Yunnan Occidental.

A partir d'études paléomagnétiques de roches tibétaines, Achache et al. (1984) ont proposé 1700 +/- 600 km de raccourcissement crustal, associé à un épaississement de la croûte eurasienne au nord de l'Inde. Ceci implique une pénétration équivalente de l'Inde dans l'Eurasie et requiert une valeur comparable de cisaillement dextre, soit $\approx$ 2000 km, dans la région située directement à l'Est de l'Inde. Ces déplacements relatifs doivent donc être enregistrés dans la déformation des massifs de Birmanie et du Yunnan Occidental.

Plus récemment, Hallet and Molnar (2001) ont montré à partir d'analyses du drainage qu'un intense cisaillement dextre à travers la région des Trois rivières (Salween, Mekong et Yangtze : voir figure 1.3), large de 150 km, aurait accommodé 1000 km du mouvement de l'Inde vers le

Nord. Les 1000 km restant auraient été accommodés par décrochement distribué dans une bande de plusieurs centaines de kilomètres de large à l'est des trois rivières.
Plus au sud, ce décrochement a été accommodé par un étirement de la croûte birmane associé à un intense cisaillement ductile au cours du cénozoïque (Bertrand et al., 1999).

1.1.3 Différents modèles de déformation de l'Asie pour accommoder la convergence

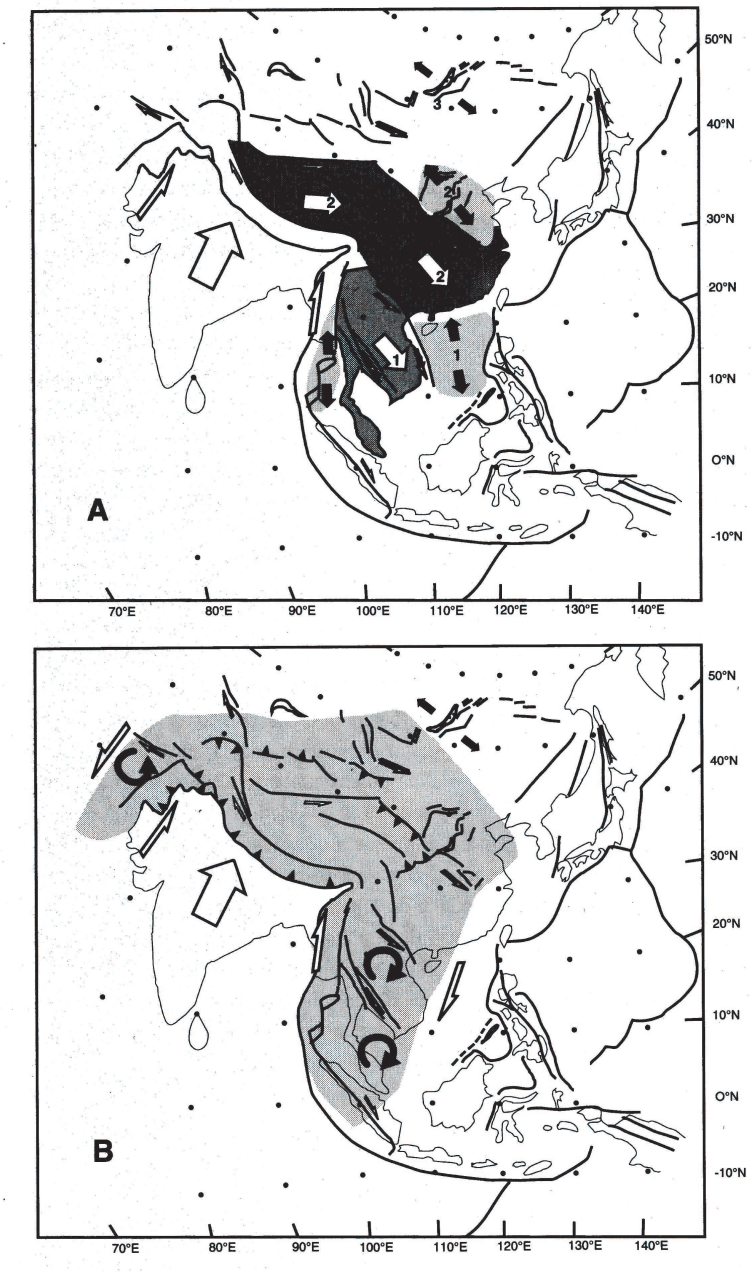


FIG. 1.2 – *Synthèse des deux principaux modèles de déformation pour la collision Inde - Asie A - Extrusion de blocs continentaux rigides en séquence du sud au nord. B - Épaississement crustal et rotation des blocs (modifié d'après Tapponnier et al. (1982); Dewey et al. (1989), tiré de Jolivet (1997))*

Toute la convergence entre l'Inde et l'Asie n'est pas accommodée par la subduction continentale.

En conséquence, l'Asie se déforme à une très grande échelle : les reliefs tels que le plateau du Tibet, le bassin du Tarim, le Pamir, le Tien Shan, l'Altaï ou le Rift Baïkal ainsi que les failles de l'Altyn Tagh, du Fleuve Rouge ou de Kunlun en sont des exemples frappants.
La relation entre la déformation de l'Asie et le poinçonnement indien a été initialement imaginée par Argand (1924), et a par la suite été l'objet de nombreuses études et modélisations.

1.1.3.1 L'extrusion

En comparant les structures actives asiatiques (Molnar and Tapponnier, 1975; Tapponnier and Molnar, 1977; Tapponnier et al., 1977; Molnar and Tapponnier, 1977a, 1978; Tapponnier et al., 1981; Tapponnier and Molnar, 1979; Tapponnier et al., 1981) avec des expériences analogiques en plasticine (Peltzer et al., 1982), Tapponnier et al. (1982) montrent qu'une part importante de la convergence pourrait être accommodée par des déplacements de plusieurs centaines de kilomètres et proposent l'extrusion successive de blocs continentaux rigides (figure 1.2). Le bloc indochinois d'abord, puis le bloc Tibet / Chine du Sud sont extrudés vers l'est le long de grands décrochements NW-SE. L'extrusion de ce second bloc implique l'inversion du sens de cisaillement le long de la faille décrochante du Fleuve Rouge.

1.1.3.2 L'épaississement

L'extrusion vers le Sud-Est n'est pas le seul mécanisme susceptible d'accommoder le mouvement de convergence entre l'Inde et l'Asie. Dewey et al. (1989) notamment proposent que la convergence Inde-Asie peut avoir été absorbée par épaississement crustal sans extrusion majeure. Des modèles numériques d'une Eurasie visqueuse indentée par une Inde rigide (England and McKenzie, 1982; England and Houseman, 1986; Houseman and England, 1986a,b, 1993; Houseman et al., 2001) montrent la croissance du plateau tibétain par raccourcissement et épaississement de la croûte tibétaine. La région épaissie s'étend vers l'est autour de la Syntaxe Est Himalayenne par un écoulement gravitaire continu. Ces modèles prédisent une rotation horaire des axes de la déformation autour de la Syntaxe Est Himalayenne.
Chacun des mécanismes invoqués dans ces modèles a des conséquences géologiques testables et joue vraisemblablement un rôle dans la déformation du continent asiatique.

1.1.4 Modèles appréhendant la déformation de la zone de cisaillement Est Indienne

A une échelle plus réduite, d'autres auteurs soutiennent que la région d'intérêt, située immédiatement à l'Est du poinçon indien, a subi un cisaillement dextre important associé à des rotation horaires importantes (Dewey et al., 1989; Davy and Cobbold, 1991; Jolivet et al., 1990). Ces modèles, comme les précédents (England and McKenzie, 1982; England and Houseman, 1986; Houseman and England, 1986a,b, 1993; Houseman et al., 2001), et en contradiction avec ceux de Tapponnier et al. (1982), accommoderaient sans extrusion la migration de l'Inde vers le nord le long d'une étroite bande s'étendant depuis le sud de la Birmanie jusqu'à la Syntaxe Est Himalayenne (figure 1.2).
Plus récemment, England and Houseman (1986); Holt et al. (1991, 1995); Huchon et al. (1994) ont modélisé la déformation et les contraintes autour de la Syntaxe Est Himalayenne, en se basant sur des observations géologiques, ou bien directement à partir de données géodésiques et

sismologiques. A cause du mouvement de l'Inde, et donc de la Syntaxe, vers le Nord la région a subi des changements rapides du sens des contraintes et des déformations associées (Tapponnier et al., 1986). Huchon et al. (1994) ont tenté de corréler des données géologiques avec le champs de contraintes prédit au cours de la période de convergence post-collision, pour un mouvement continu entre les plaques. Holt et al. (1991, 1995) ont dérivé le champs de vitesse et de déformation actuel à partir de données de sismicité. Ces modèles considèrent la déformation dans la région de la Syntaxe Est Himalayenne comme un continuum. Ils montrent que le champs de contraintes est helicoidal avec une rotation de 180° du sens de la contrainte horizontale maximale, depuis une direction Nord-Sud dans l'arc Himalayen à une direction Est-Ouest au Sichuan occidental et en Chine du Sud, jusqu'à finalement de nouveau Nord-Sud au Myanmar et en Indochine. Cette rotation du champ de contrainte a été précédemment décrite par Tapponnier and Molnar (1976); Molnar and Tapponnier (1977b).
Des études géologiques, principalement basées sur la cartographie des structures récentes et des analyses microtectoniques au Sichuan et au Yunnan Occidental (Ratschbacher et al., 1996; Wang, 1994; Wang and Burchfiel, 1997; Wang et al., 1998, 2000), ont interprété les grandes failles décrochantes incurvées de cette région (failles de Xianshuihe, de Litang, de Ganzi...) comme des structures superficielles accommodant un flux profond autour de la Syntaxe Est Himalayenne, en individualisant des segments crustaux en surface.
Tous ces modèles indiquent une déformation intense autour de la Syntaxe dont le champs radial est caractéristique. Les régions situées initialement au nord de la Syntaxe subissent deux phases de déformation distinctes : une première phase de pur raccourcissement Nord-Est Sud-Ouest, suivie par une phase de cisaillement dextre une fois que la région se déformant a été advectée à l'est de la syntaxe (Tapponnier and Molnar, 1976; Molnar and Tapponnier, 1977b; Wang et al., 2000).

1.2 Cadre structural de la zone d'étude

La Zone de Cisaillement Est-Indienne a donc été déformée depuis le cénozoïque en relation avec la collision Inde Asie et le mouvement de l'Inde vers le nord. La région présente des structures fossiles (zones de cisaillement ductiles et bassins cénozoïques) ainsi que des failles actives, comme l'atteste la sismicité régionale.
La carte simplifiée 1.3 de la région d'intérêt montre les principales structures actives, ainsi que la localisation des massifs métamorphiques et des bassins cénozoïques.

1.2.1 Localisation spatio-temporelle des structures cénozoïques indochinoises

L'Indochine est traversée par plusieurs massifs métamorphiques qui ont été le siège d'un cisaillement ductile au cénozoïque. De nombreux bassins se sont également ouverts pendant cette période, notamment en Thaïlande et en Birmanie.
En Thaïlande, les failles de Wang Chao et des Trois Pagodes décalent en sénestre la ceinture métamorphique de Chiang Mai-Lincang. Le jeu sénestre de ces failles se situait entre 36 et 30 Ma (Lacassin et al., 1997), le sens de mouvement s'est inversé par la suite pour devenir dextre, mais moins important. De nombreux bassins d'orientation N-S se sont ouverts en Thaïlande au cénozoïque et montrent une grande variabilité dans l'âge de l'initiation du rifting, le temps de subsidence et la date de leur déformation. Ces grabens N-S sont classiquement considérés comme s'ouvrant en pull-apart dextre le long des failles décrochantes qui affectent l'Indochine. Toutefois, Morley et al. (2001) a montré que l'ouverture d'une grande partie de ces bassins s'est effectuée après 30 Ma, la période cisaillement majeure en Thaïlande. Morley (2001) invoque donc un mé-

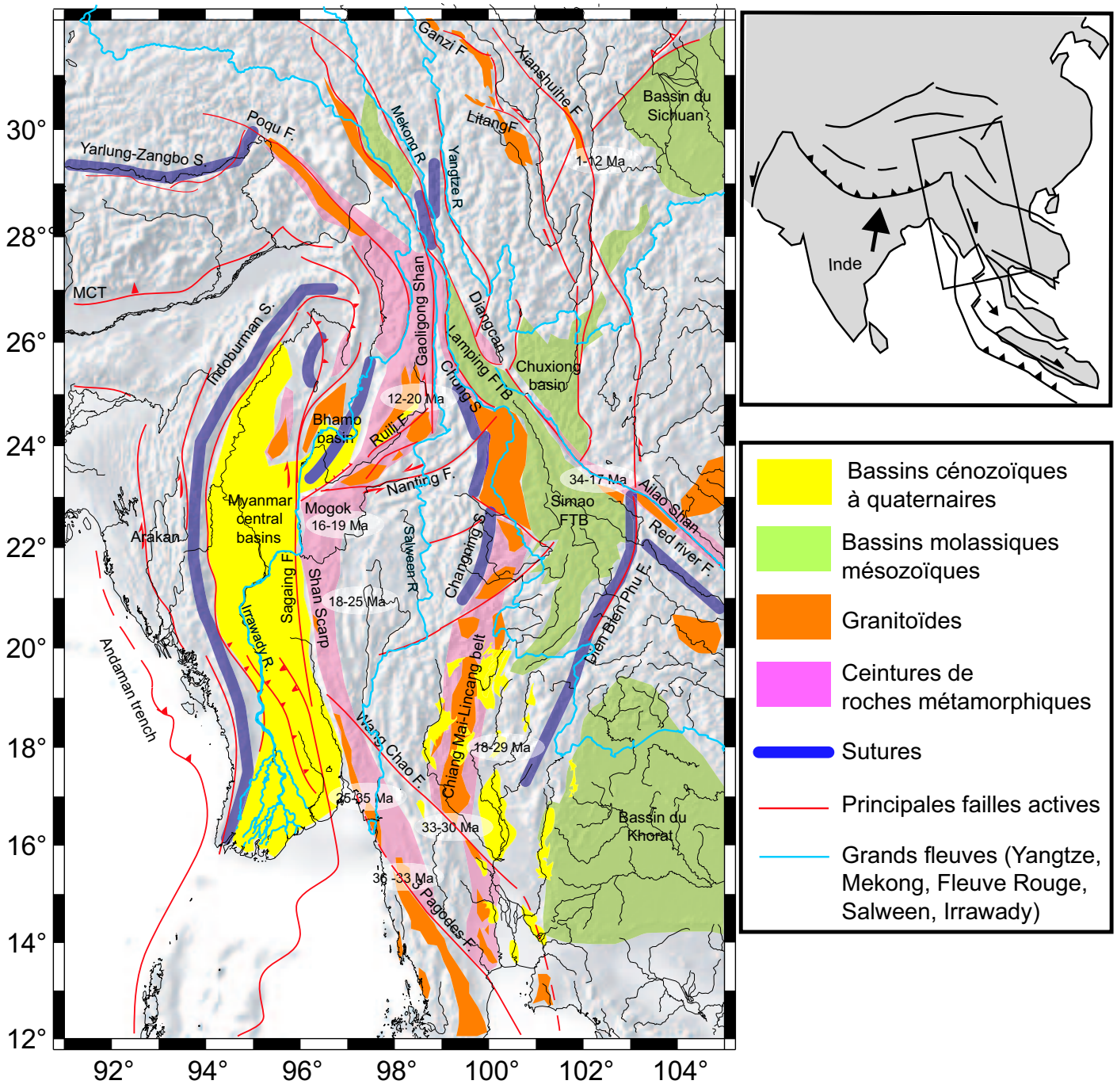


FIG. 1.3 – *Carte simplifiée de l'Indochine montrant les principales structures actives, les chaînes métamorphiques et les bassins qui se sont mis en place au cénozoïque.*

canisme de retrait de la subduction à l'ouest de la Thaïlande pour expliquer l'ouverture de ces bassins.
Les failles de Wang Chao et des Trois Pagodes rejoignent le Shan Scarp en Birmanie où affleure la ceinture métamorphique de Mogok. La ceinture métamorphique de Mogok, exposée dans les piedmonts du Shan Scarp, est affectée par une déformation ductile caractéristique d'un mouvement dextre, datée entre 31 et 16 Ma (Bertrand et al., 1999, 2001; Barley et al., 2003). Plus à l'ouest, le Shan Scarp est bordé par une série de bassins en échelon ouverts entre l'éocène et le miocène moyen. Au nord, la ceinture métamorphique de Mogok s'étend jusqu'à la frontière sino-birmane, où elle rejoint les massifs gneissiques de la région de Ruili, puis la Gaoligong Shan. Cette zone de cisaillement dextre aurait été mylonitisée entre 12 et 20 Ma (Wang and Burchfiel, 1997; Zhong et al., 1991). Ce système est bordé à l'Est par la chaîne métamorphique de l'Ailao Shan, située sur le parcours de la zone de cisaillement du fleuve rouge, qui a joué en sénestre de $\approx$ 35 Ma à 17 Ma (Tapponnier et al., 1990; Schärer et al., 1990; Harrison et al., 1992a; Schärer et al., 1994; Leloup et al., 1995; Chung et al., 1997; Leloup et al., 2001; Gilley et al., 2003).

1.2.2 Les structures actives

La région d'intérêt constitue la frontière entre deux plaques majeures : l'Inde et la Sonde (figure 1.4). Le mouvement de l'Inde est sujet de controverses puisque les mesures géodésiques indiquent un mouvement plus lent (Paul et al., 2001) que celui prévu par le modèle Nuvel1-A (DeMets et al., 1994). De plus, la Sonde présente un mouvement indépendant de l'Eurasie, qui a été mis en évidence après le projet GEODYSSEA (Walpersdorf, 1997; Simons et al., 1999; Chamot-Rooke and Le Pichon, 1999; Michel et al., 2001).
La bloc de la Sonde est bordé au Sud par la subduction de la Sonde qui évolue d'ouest en est d'une subduction libre à une collision en Nouvelle Guinée Papouasie qui implique une tectonique d'extrusion s'étendant jusqu'à Sulawesi. A l'est, la Sonde est bordée par le système de subduction de Manille-Philippines. A nord, la frontière avec la Chine du Sud est matérialisée par la faille du Fleuve Rouge (figure 1.4).
Le long de sa frontière occidentale, la Sonde borde soit la plaque australienne soit la plaque indienne selon la latitude. De la déformation intraplaque est présente dans l'océan indien et la plaque indo-australienne classiquement décrite est en réalité composée de trois plaques (Inde, Australie et Capricorne) séparées par des frontières diffuses. La limite diffuse entre l'Inde et l'Australie, généralement considérée comme la ride 90°E, est en fait une région plus large affectée par une compression NW-SE étendue de la lithosphère océanique et par des décrochements actifs N-S sénestres. Ainsi, au nord de la latitude 12°N, le bloc de la Sonde est bordé par l'Inde. La région d'intérêt est située entre la Syntaxe Est Himalayenne et la mer d'Andaman, qui s'ouvre en pull-apart entre la grande faille de Sumatra et la faille de Sagaing. Ainsi on passe progressivement d'un système décrochant partitionné au sud (Faille de Sumatra, relayée par la faille de Sagaing) à une zone où la déformation devient complexe et rotationelle, la Syntaxe Est Himalayenne.

1.2.2.1 Partitionnement depuis la fosse de la Sonde jusqu'en Birmanie

La forme arquée de la fosse de la sonde implique une variation de l'obliquité du mouvement accommodé entre la plaque subduite (Inde ou Australie selon la latitude) et de bloc de la Sonde. Ainsi la convergence entre les deux plaques est perpendiculaire au niveau du détroit de la sonde, puis devient oblique avec une composante dextre lorsque l'on se déplace vers le Nord. Ainsi, à Sumatra, la convergence oblique est accommodée par un système partitionné entre un glissement perpendiculaire à la fosse de long du plan de subduction et un décrochement dextre le long

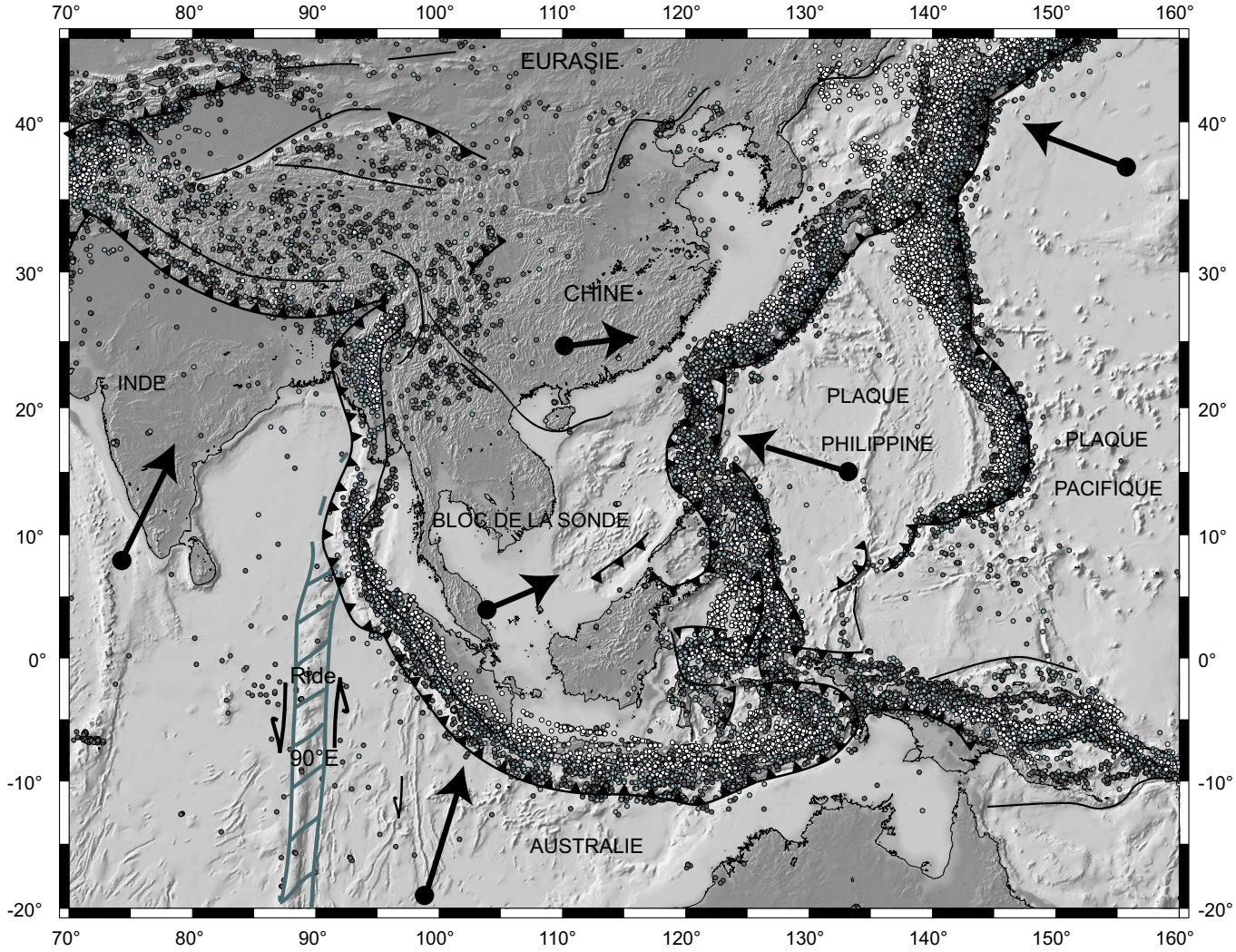


FIG. 1.4 – *Sismicité (tirée du catalogue Engdahl : foncé séisme superficiel, clair séisme profond) et structure simplifiée de l'Asie du sud-Est montrant les principales plaques et leur mouvement par rapport à l'Eurasie Nuvel1A.*

de la Grande Faille de Sumatra (McCaffrey, 1991; Prawirodirdjo et al., 1997; Bellier et al., 1999; Duquesnoy et al., 1999; McCaffrey et al., 2000; Genrich et al., 2000). Au Nord, le bassin d'Andaman connecte la Grande faille de Sumatra à la faille de Sagaing. Ce bassin s'ouvre en pull-apart dextre entre les deux failles et résulte du partitionnement du mouvement oblique sur la fosse à l'ouest des îles Andaman. Au nord, en Birmanie, Curray et al. (1979) ont été les premiers à proposer un partitionnement entre la fosse de l'Arakan et la faille de Sagaing. Toutefois, ces auteurs ne prenaient pas en compte le mouvement du bloc de la Sonde par rapport à l'Eurasie et de fait surestimaient les vitesses sur les structures, car la convergence Inde-Asie a une norme plus importante et un azimuth différent de celle de la convergence Inde-Sonde. En prenant en compte le mouvement de la Sonde et l'orientation des structures en Birmanie, Nielsen et al. (subm) a montré un partitionnement entre la fosse Andaman-Arakan et la faille de Sagaing différent entre le sud et le nord.

1.2.2.2 Les structures courbes de la Syntaxe Est Himalayenne

Au Nord, les structures Birmanes connectent les zones internes de la Syntaxe Est Himalayenne. Cette zone peut être considérée comme la limite entre l'Inde, le bloc de la Sonde et le bloc Chine du Sud. La déformation est caractérisée par une rotation des contraintes et des structures, comme les grands décrochements courbes de Xianshuihe, de Ganzi ou de Litang) (Tapponnier and Molnar, 1976; Molnar and Tapponnier, 1977b; Tapponnier et al., 1977; Allen et al., 1991; Ratschbacher et al., 1996; Wang et al., 1998, 2000).
Ainsi la région d'intérêt connecte un système partitionné au sud à une zone où les structures sont courbes et la déformation rotationelle.

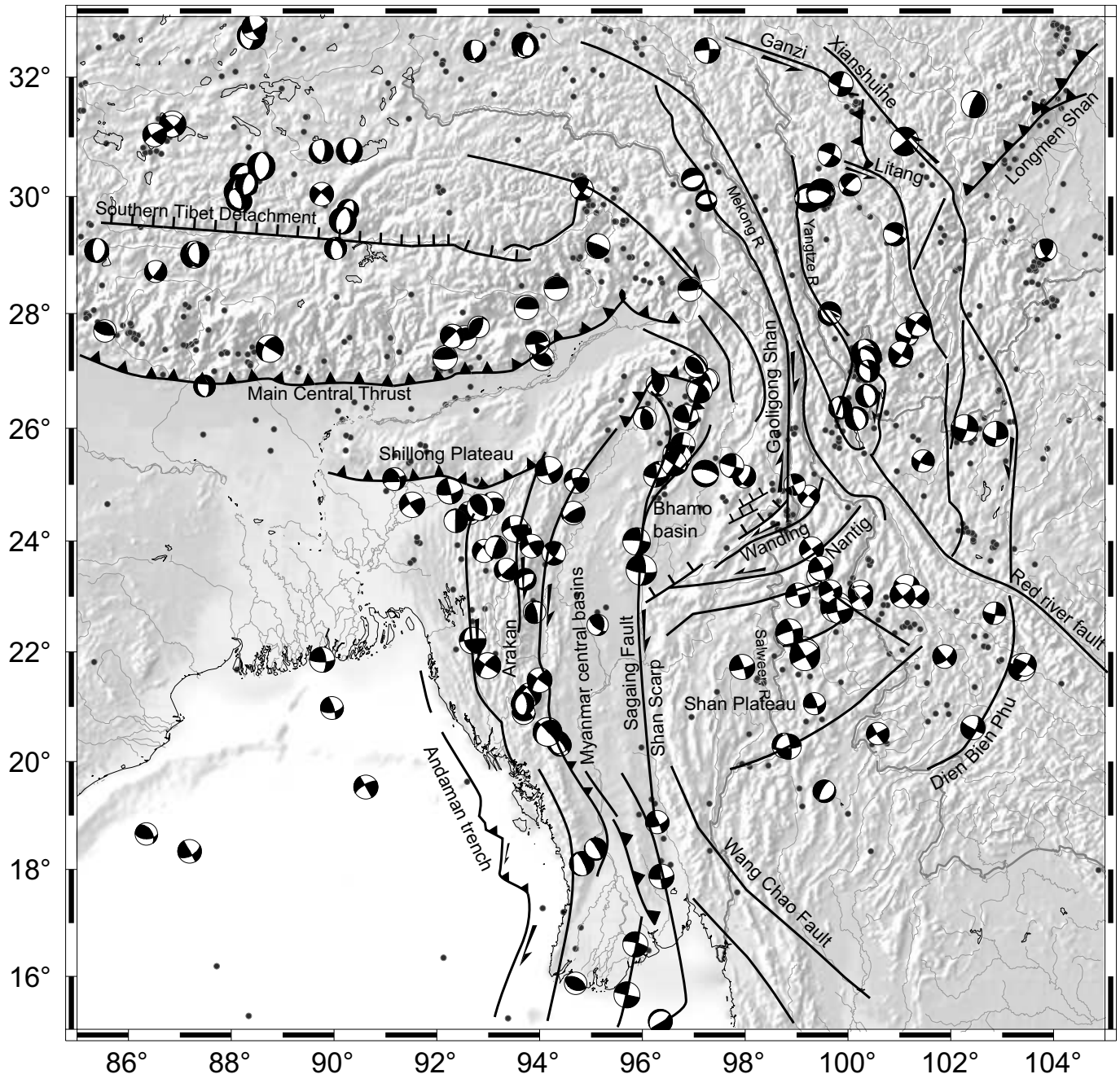


FIG. 1.5 – *Sismicité superficielle en Birmanie et autour de la Syntaxe Est Himalayenne. Les mécanismes au foyer sont extraits du catalogue CMT Harvard.*

Chapitre 2

Localisation progressive de la déformation en Birmanie depuis le cénozoïque

Sommaire

2.1 Description des différentes unités birmanes 23
2.2 La chaîne de l'Arakan 23
2.2.1 Structure de la chaîne 23
2.2.2 Le métamorphisme crétacé à éocène des zones internes 25
2.2.3 La déformation active en transpression du prisme 26
2.2.3.1 Les structures actives à terre 26
2.2.3.2 Terminaison sud de l'Arakan, connection avec la fosse Andaman-Nicobar : apport des données marines 26
2.2.3.3 En résumé 26
2.3 Les Bassins Centraux Birmans : de l'ouverture à l'inversion 28
2.3.1 Une ouverture en échelon à partir de l'éocène 28
2.3.2 Inversion des bassins depuis le miocène supérieur 28
2.4 Le Shan Scarp et la ceinture métamorphique de Mogok 29
2.4.1 La ceinture métamorphique de Mogok 29
2.4.1.1 Principales paragénèses métamorphiques 29
2.4.1.2 La déformation 29
2.4.1.3 Datations des minéraux du métamorphisme 30
2.4.2 Le Shan Scarp 31
2.4.2.1 Limite entre le plateau Shan et les Bassins Centraux Birmans 31
2.4.2.2 Démantèlement du plateau Shan au Nord, dans la région de Mogok 31
2.5 La faille de Sagaing 33
2.5.1 Sismicité 33
2.5.1.1 Séisme du 21/09/2003 33
2.5.1.2 Activité sismique plus ancienne 35
2.5.2 Relation entre la trace de la faille et les structures préexistantes 37
2.5.3 Vitesse long terme de la faille de Sagaing 37
2.5.3.1 Décalage du plateau basaltique de Singu 37
2.5.3.2 Décalage du réseau fluviatile 37
2.5.4 Vitesse actuelle de la faille mesurée par GPS 39
2.5.5 Age de la faille et rejet fini 39
2.6 Résumé synthétique sur la déformation birmane 39

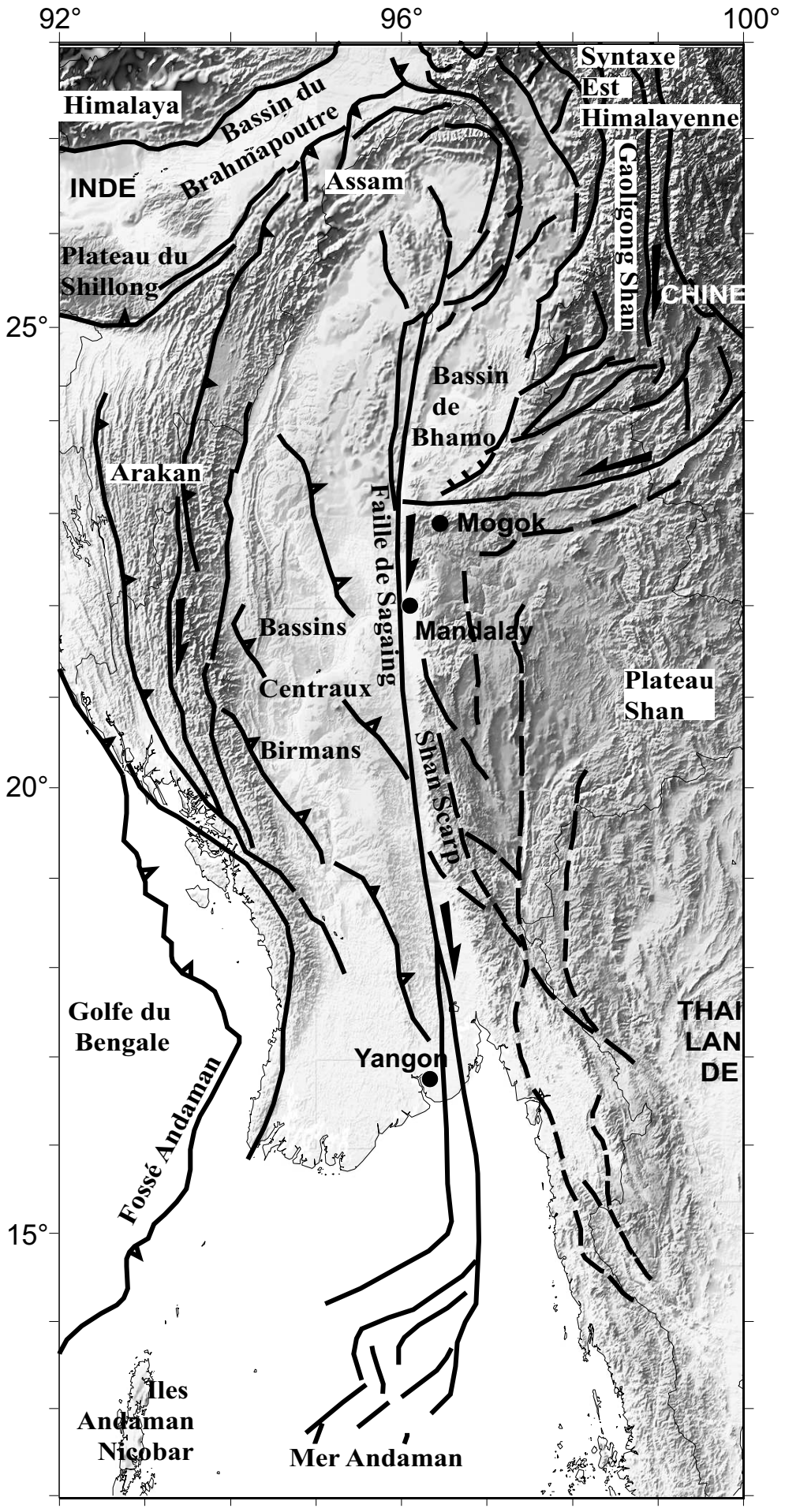


FIG. 2.1 – *Structure simplifiée de la Birmanie*

2.1 Description des différentes unités birmanes

Le Myanmar (Birmanie) occupe une position structurale charnière entre l'Inde et l'Indochine. Les structures observées en Birmanie sont donc une conséquence de la migration de l'Inde vers le Nord. D'un point de vue morphostructural, on peut distinguer plusieurs assemblages tectoniques principaux allongés N-S, qui s'étendent depuis la Syntaxe Est Himalayenne au Nord jusqu'à la Mer d'Andaman au Sud :

Le prisme de l'Arakan (ou ceinture indo-birmane, figure 2.2) est une ceinture sédimentaire arquée, principalement formée de roches cénozoïques. Cette chaîne est composée d'une large ceinture de turbidites à l'ouest, et d'un butoir à l'est le long duquel viennent s'accréter les sédiments, composé dun mélange de roches métamorphiques (Socquet et al., 2002), ophiolites, schistes triasiques et crétacé supérieur (Nandy, 1986).

Les Bassins Centraux Birmans sont situés immédiatement à l'est du prisme. Ces bassins s'étendent vers le Sud dans la mer d'Andaman et sont classiquement considérés comme un couple de bassins d'avant arc/arrière arc pour le système de subduction du Bengale. La ligne volcanique centrale est interprétée comme l'arc volcanique séparant le bassin d'avant arc épais à l'Ouest du bassin d'arrière arc relativement fin à l'Est.

Le plateau Shan est la limite Est naturelle du bassin et le relief majeur de Birmanie, avec une altitude moyenne de 1000 m. Il occupe toute la partie Est de la Birmanie et s'étend jusqu'en Thaïlande. Il est composé de roches Paléozoïques et de sédiments continentaux Mésozoïques. Le bord Ouest de ce plateau, ou escarpement Shan, s'étend du golfe de Moktama au Sud jusqu'à Mogok au Nord. Le long de l'Escarpement Shan, des roches métamorphiques de haute température affleurent. Au nord, l'escarpement Shan rejoint la ceinture métamorphique de Mogok qui borde le plateau Shan au NW, puis la Gaoligong shan au Yunnan.

La faille de Sagaing classiquement considérée comme la limite entre le plateau Shan et le Bassin Central, recoupe en réalité le bassin avec une tendance N-S. Elle accommode actuellement plus de la moitié du mouvement dextre entre l'Inde et l'Asie du SE.

2.2 La chaîne de l'Arakan

2.2.1 Structure de la chaîne

La chaîne de l'Arakan est très élevée dans sa partie septentrionale, et sa topographie diminue jusqu'à devenir sous marine au sud, où elle marque la limite entre le golfe du Bengale et la mer d'Andaman. La ceinture indo-birmane est une ceinture sédimentaire arquée, principalement formée de roches cénozoïques. Cette chaîne a une histoire et une structure complexes. Au nord de 20°N, la chaîne est large et deux unités géologiques distinctes affleurent (figure 2.2) :

- A l'ouest, une large ceinture de turbidites qui s'étend jusque dans les plaines du Bengladesh, révèle des structures tectoniques principalement Nord-Sud, qui sont aussi bien compressives (chevauchements, plissements), liées à la subduction de la croûte océanique du Bengale sous l'Indochine, que décrochantes (structures en fleur, plis de rampe, rides compressives ...) qui accommodent le mouvement dextre entre l'Inde et l'Indochine.
- A l'est, une zone relativement étroite, mélange de roches métamorphiques, ophiolites, schistes triasiques et crétacé supérieur (Nandy, 1986), compose le butoir du prisme le long duquel viennent s'accréter les sédiments.

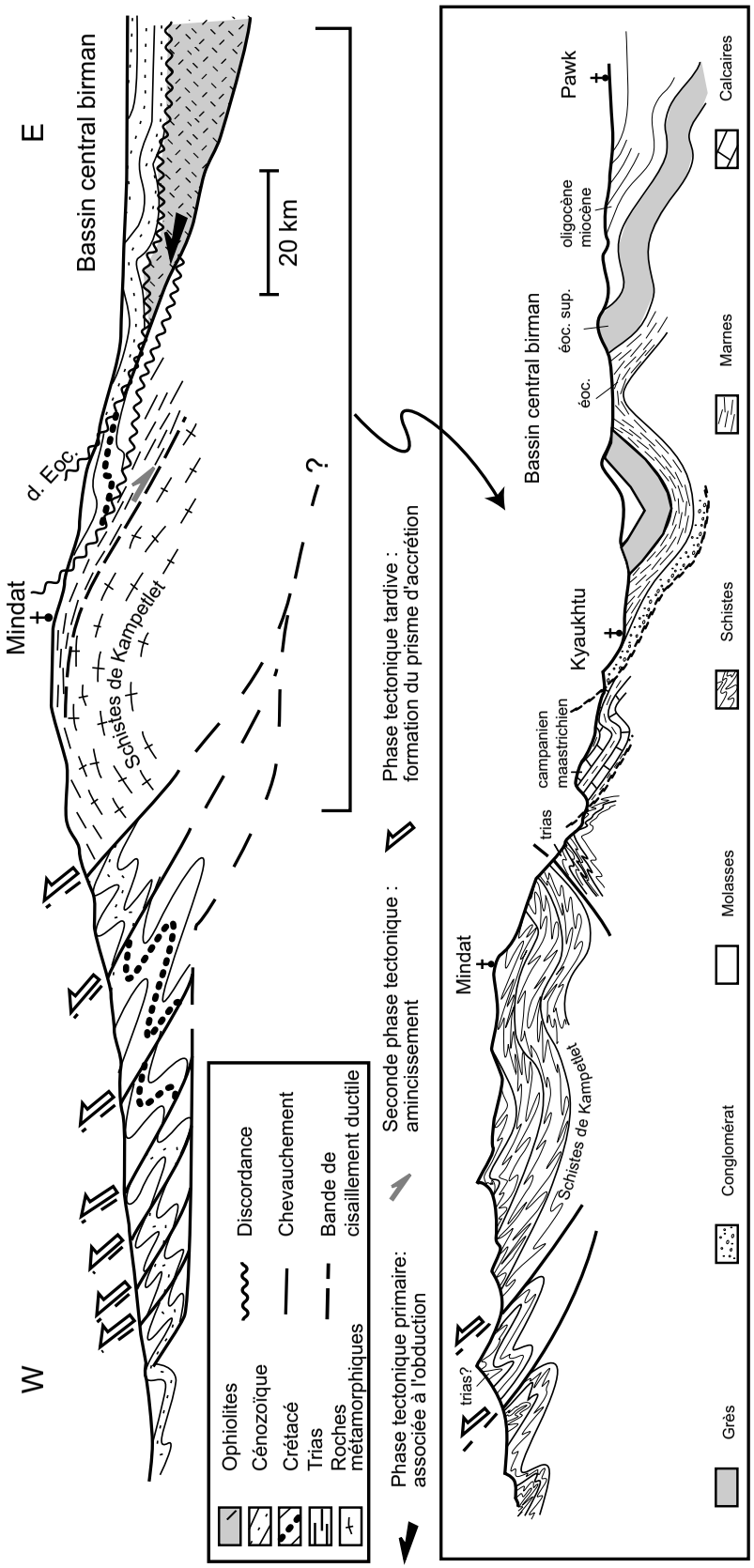


FIG. 2.2 – *Haut : Coupe schématique de la chaîne indo-birmane (Arakan) montrant les relations entre les différentes unités. Bas : Coupe de terrain de la bordure occidentale des Bassins Centraux Birmans montrant le plissement des sédiments lié à l'inversion tectonique qui affecte les bassins, ainsi que la relation avec les schistes triasiques métamorphiques de l'Arakan.*

2.2.2 Le métamorphisme crétacé à éocène des zones internes

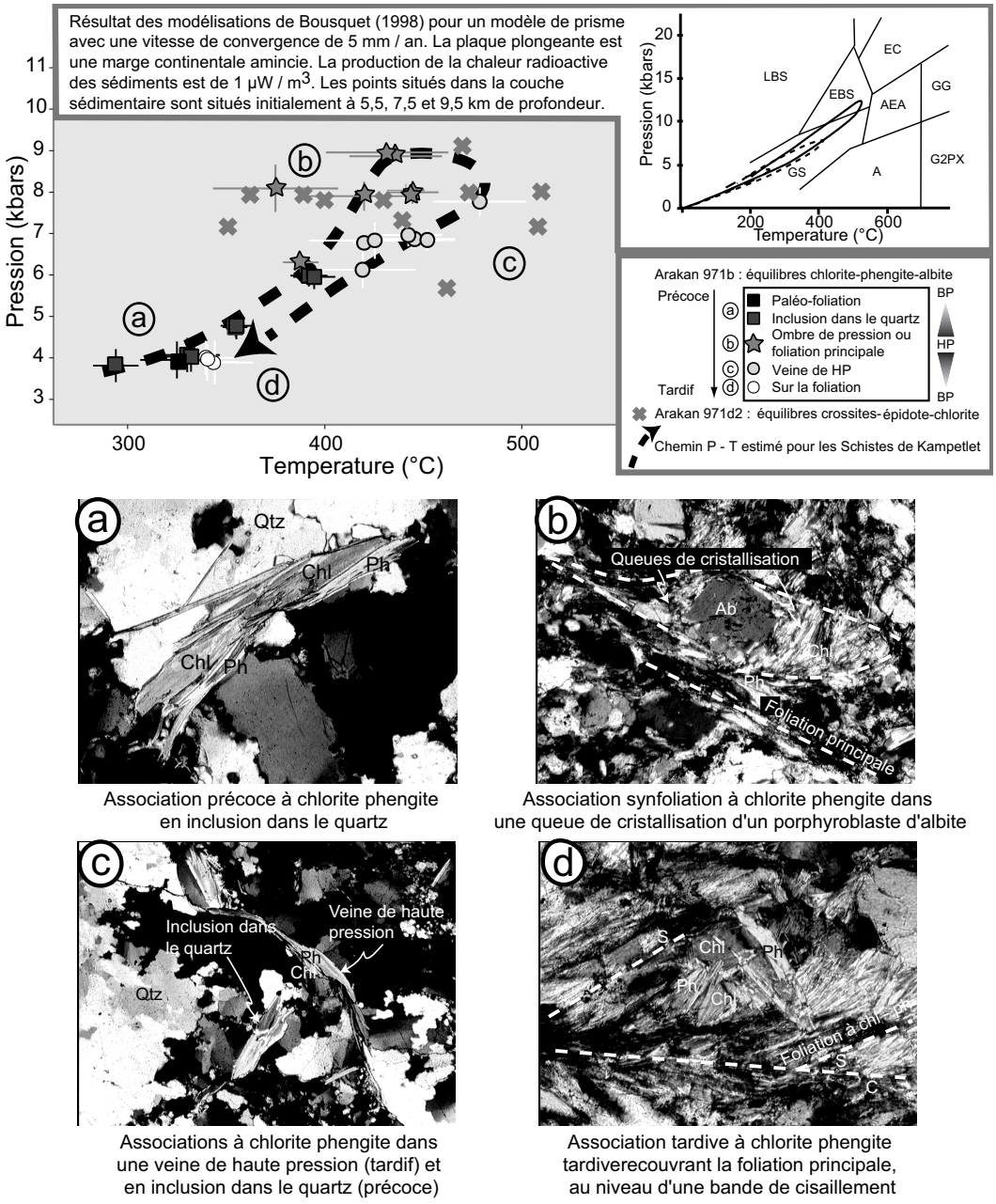


FIG. 2.3 – *Trajet P-T des schistes de Kampetlet estimé grâce aux calculs multi-équilibres sur les associations chlorite-mica et crossite-chlorite. Relations microtexturales entre les différentes associations chlorite-mica. Comparaison avec les modélisations thermiques de Bousquet (1998).*

L'étude métamorphique de ces schistes triasiques, essentiellement basée sur les équilibres chlorites - micas dans les métapélite (Socquet et al., 2002), donne des conditions de pic autour de 8 - 9 kbars et 450°C (figure 2.3).

L'épaississement associé (25 - 30 km) s'est vraisemblablement fait dans un prisme édifié entre le Crétacé supérieur et l'Eocène édifiifié à l'avant de l'obduction dûe à la fermeture de la Néo-Thétys. Le chemin rétrograde froid (figure 2.3) obtenu nécessite une exhumation lente avec un rééquilibrage thermique qui peut s'effectuer le long d'une bande de cisaillement mettant en contact des micaschistes au cœur d'un dôme avec des schistes triasiques au toit. Des données de traces de fission sur apatite indiqueraient que cette exhumation s'est terminée au miocène moyen

($\sim$ 15 Ma) (Nielsen, 2003, dans), ce qui correspond à la fin de l'ouverture des Bassins Centraux Birmans.

2.2.3 La déformation active en transpression du prisme

2.2.3.1 Les structures actives à terre

Entre 15° et 20°N, la chaîne est très peu élevée, n'est large que de 20 km et seules les séries turbiditiques affleurent. A l'extrême sud de la Birmanie, la chaîne est séparée du bassin de l'Irrawady par une grande faille décrochante dextre orientée N15°. Les séries turbiditiques sont également affectées par des failles secondaires inverses à composante dextre N-S à N170° (Rangin and the GIAC project team members, 2001). Des chevauchements NW-SE à pendage vers le SW sont associés à ces chevauchements.
Au nord de 19°N, les structures s'infléchissent et les décrochements deviennent N160°-170° et sont associés à des plis orientés dans la même direction. Plus au nord, ces structures parallèles décrochantes et chevauchantes subissent une rotation horaire progressive, pour arriver à une direction N-S entre 21°N et 24°N, et jusqu'à N30° au nord du plateau du Shillong, dans les Naga Hills et l'Assam.
Dans la partie centrale de la chaîne, entre 21°N et 25°N, là où la chaîne est la plus développée, les décrochements semblent affecter principalement les zones internes allant jusqu'à se localiser sur une zone principale de cisaillement dextre située à la limite avec les Bassins Centraux Birmans (Rangin et al., 2002). A l'inverse, les structures de plissement chevauchement à vergence Est affectent les séries turbiditiques occidentales et décollent la couverture sédimentaire jusqu'au bassin du Bengladesh.

2.2.3.2 Terminaison sud de l'Arakan, connection avec la fosse Andaman-Nicobar : apport des données marines

En mer, la chaîne de l'Arakan continue, mais elle est beaucoup moins développée. Pendant sa thèse, Charlotte Nielsen s'est intéressée notamment à la partie sous-marine de la chaîne en travaillant sur des données de bathymétrie multifaisceau et des profils de sismique réflection. Ainsi, en mer le front birman est très étroit et correspond à un escarpement morphologique d'une pente d'environ 12°, ce qui contraste avec les pentes classiques de 1 à 2 ° des prismes d'accrétion (Lallemand et al., 1994). Les structures qui caractérisent l'extrémité sud de la chaîne de l'Arakan à terre se prolongent en mer jusqu'à 17.5°N, avec des chevauchement N120° à vergence sud associés à des failles décrochantes dextres N160° (Nielsen et al., subm) (figure 2.4).
A l'extrémité sud de la chaîne, entre 17.5°N et 14°N, le front, orienté $\pm$ N20° est transpressif avec des segments N40° purement décrochants dextres, relayés par des segments chevauchants NW-SE.

2.2.3.3 En résumé

La chaîne de l'Arakan est sensée correspondre au prisme d'accrétion de la zone de subduction oblique du Bengale. Toutefois, la structure de la chaîne montre qu'elle n'est pas seulement le résultat de la composante perpendiculaire à la fosse de l'Arakan, mais qu'elle présente également des structures décrochantes. Pour simplifier on peut caractériser trois zones de déformation distinctes :

- Entre 21°N et 25°N, les décrochements dextres sont orientées $\sim$ N-S et sont parallèles aux structures compressives (plis et chevauchements). Ainsi une part de l'obliquité de la convergence peut-être accommodée par partitionnement sur ces deux familles structurales.

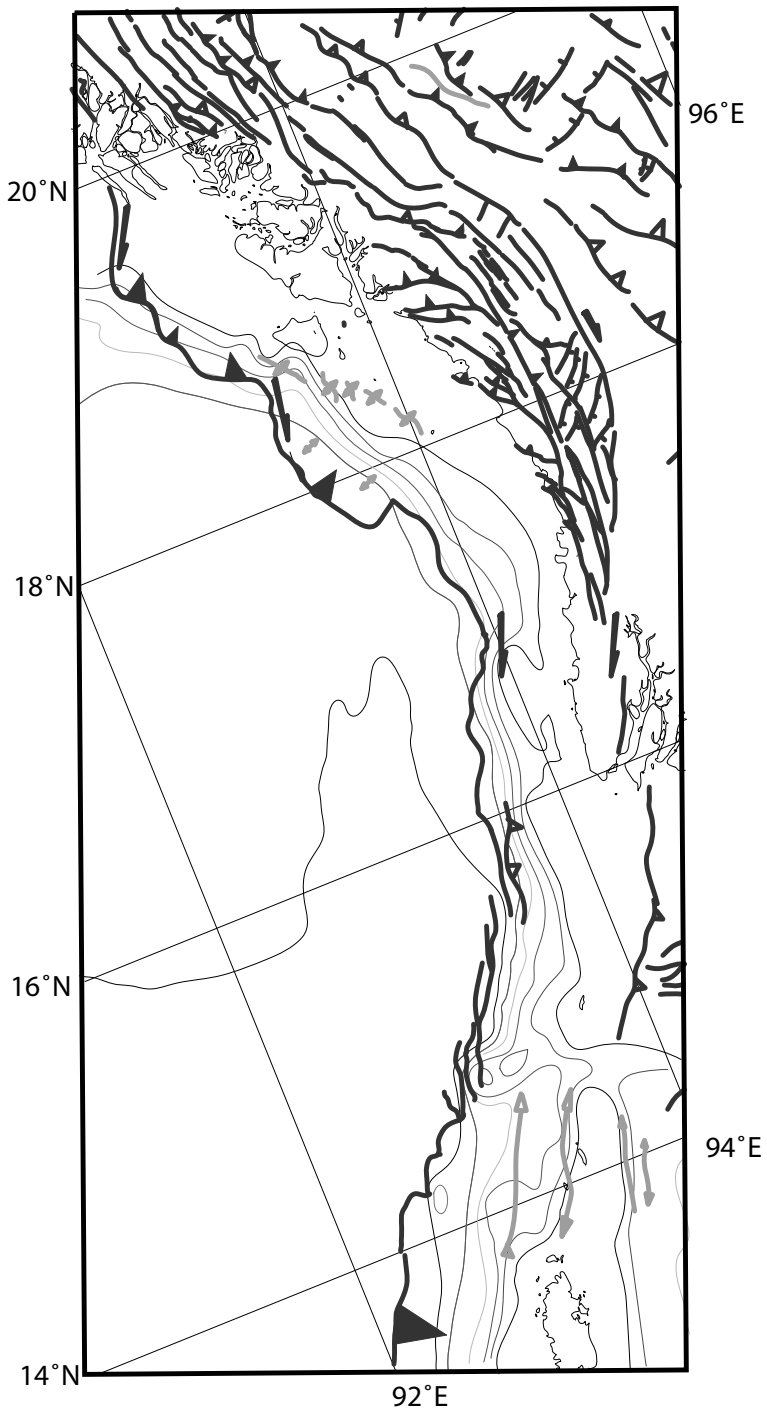


FIG. 2.4 – *Cartographie de la terminaison sud de la chaîne de l'Arakan (d'après Nielsen (2003) et Rangin et al. (en préparation))*

- Au sud de 17.5°N, la chaîne n'a plus les caractéristiques d'un prisme d'accrétion et présente une morphologie escarpée et sigmoïdale (Nielsen, 2003; Nielsen et al., subm). Des décrochements dextres N40° sont relayés par des zones compressives perpendiculaires. Là, le fossé birman peut être considéré comme une zone de cisaillement dextre N40° segmentée par des relais compressifs.
- Entre 17.5°N et 21°N, se trouve une zone de transition entre ces deux modes de déformation distincts.

2.3 Les Bassins Centraux Birmans : de l'ouverture à l'inversion

Les Bassins Centraux Birmans s'étendent sur une bande large de 200 km environ et allongée nord sud. Dans le cadre du projet GIAC, quatre lignes sismiques EW ont été interprétée par Guillaume Bertrand et Claude Rangin (Bertrand and Rangin, 2003). Ils ont montré que les bassins étaient dissymétriques, plus épais à l'Ouest qu'à l'Est et séparés au centre par une remontée de socle ponctuée par des intrusions volcaniques (volcan Narcondam, le Mont Popa, les caldeiras de Monywa et le volcan Tongtonton, du Sud au Nord). La signature géochimique de ces laves (calc-alcalines ou shoshonitiques) est typique d'une marge en subduction (Maury et al., subm).

2.3.1 Une ouverture en échelon à partir de l'éocène

A l'ouest, l'épaisseur des sédiments atteint 15 km et les dépôts basaux sont d'âge Eocène (localement Paléocène). A l'Est, l'épaisseur décroît à 5 km et l'âge maximum des sédiments varie entre l'Oligocène et le Miocène (Bertrand, 1999). Les bassins se sont ouverts à la faveur de failles normales NE-SW, qui ont été identifiées par la sismique (Pivnik et al., 1998; Rangin et al., 1999) et qui contrôlent l'orientation N45° des dépôts centres. Les failles normales, disposées en relais dextres, sont connectées par des décrochements N150° (Rangin et al., 1999).
On peut donc considérer les Bassins Centraux Birmans comme une série de dépôts centres en échelon s'ouvrant selon une direction NW-SE à NNW-SSE (figure 2.13), formés à partir de l'Eocène inférieur le long d'une grande bande de transtension formant la frontière orientale de l'Inde (Tankard et al., 1994; Rangin et al., 1999). Ils sont classiquement considérés comme un couple de bassins d'avant arc/arrière arc pour le système de subduction du Bengale. Ces bassins sont de plus en plus jeunes lorsque l'on va vers le nord, ce qui a été interprété comme le résultat de la migration de l'Inde et de la Syntaxe Est Himalayenne vers le nord qui créeraient un étirement NW - SE à leur passage (Bertrand et al., 1999).

2.3.2 Inversion des bassins depuis le miocène supérieur

Les bassins sont actuellement affectés par un processus d'inversion, qui affecte principalement leur bordure ouest (Nandy, 1986). L'inversion plisse les sédiments (figure 2.2) et active des failles N150° en chevauchement. Ces chevauchements sont bien imagés par la sismique et se verticalisent en profondeur. Ils réactivent sans doute les anciens décrochements dextres N150° bordant les bassins. Cette inversion est contemporaine du dépôt des séries miocène supérieur. En effet, elle soulève la bordure occidentale des bassins en décalant les dépôts centres de ces séries vers l'Est.

2.4 Le Shan Scarp et la ceinture métamorphique de Mogok

Le Shan Scarp est exposé le long de la bordure Est des bassins. Entre 18 et 25°N, la fabrique structurale du Shan Scarp est caractéristique d'une ceinture de plissement-chevauchement orientée N140° à N160°. La ceinture métamorphique de Mogok est exposée dans les piedmonts du Shan Scarp.

2.4.1 La ceinture métamorphique de Mogok

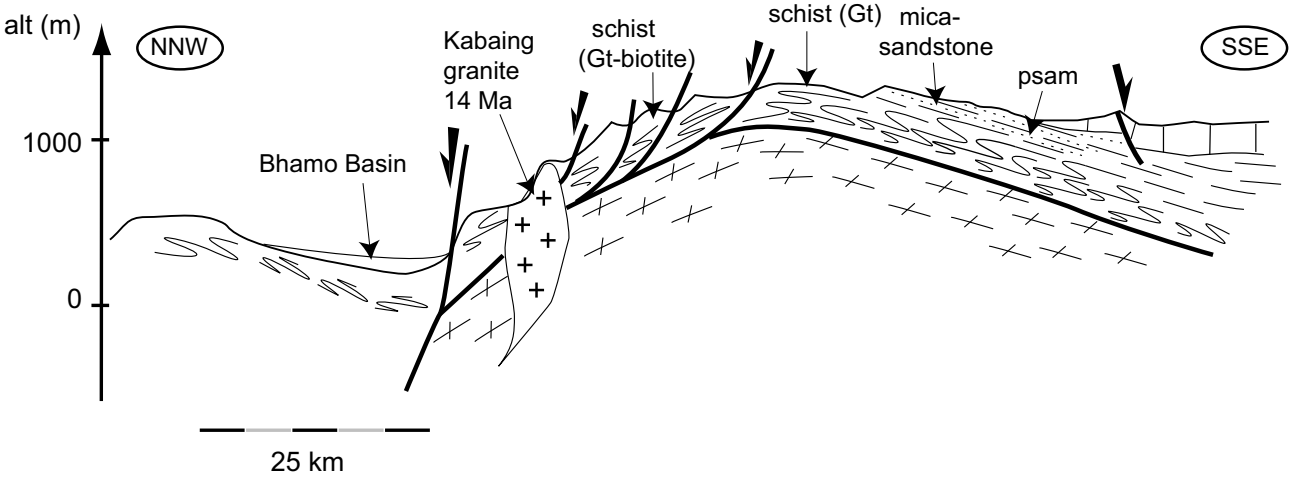


FIG. 2.5 – *Coupe schématique de la chaîne métamorphique de Mogok d'après Pubellier (non publié)*

2.4.1.1 Principales paragénèses métamorphiques

Cette ceinture métamorphique est composée de roches métamorphiques de haute température et de roches intrusives (granites ou pegmatites) plus ou moins foliées. Les roches métamorphiques affleurant sont principalement des micaschistes, des gneiss, des marbres, des granulites et de rares quartzites, et leur degré métamorphique va du faciès Schiste Vert au faciès Granulite (Bender, 1983). Les gneiss à pyroxène et sillimanite sont intercalés par des marbres dans la région de Mogok, qui est connue pour ses gisements de rubis et de saphirs (Garnier et al., 2002). Pendant sa thèse, Garnier (2003) s'est intéressée notamment aux lames à minéralisations de rubis de la ceinture métamorphique de Mogok : des marbres à humite, graphite, phlogopite essentiellement. Une étude de thermométrie basée sur le fractionnement des isotopes du carbone entre graphite et carbonate (surtout calcite mais aussi dolomite) indique des températures moyennes de minéralisation de ces marbres comprises entre 735° et 785°C ± 40°C (Garnier, 2003).

2.4.1.2 La déformation

Structures ductiles

Les roches métamorphiques exposées le long du Shan Scarp sont des roches très foliées. La foliation est sub-horizontale, généralement orientée E-W et avec un faible pendage soit vers le sud soit vers le nord. Sur cette foliation, une linéation d'étirement est souvent surimprimée. La direction de cette linéation n'est pas constante et peut localement varier de plusieurs degrés en formant des structures en éventail, mais on peut considérer qu'elle s'oriente autour d'une direction moyenne

N160°, ce qui a été interprété comme une extension NNW-SSE par Bertrand et al. (1999); Bertrand and Rangin (2003). La linéation n'est pas le seul critère à indiquer un fort étirement, des plis en fourreau ou bien des crayons (Bertrand et al., 1999; Bertrand and Rangin, 2003) en sont également témoins.
Des figures de cisaillement (bandes S-C, ombres de pression autour de feldspaths magmatiques) indiquent un cisaillement simple et des sens de transport aussi bien vers le Nord que vers le Sud. A certains endroits, ce cisaillement a créé du boudinage ou des plis isoclinaux. Cette déformation se retrouve aussi à l'échelle microscopique, l'observation de lames minces orientées ayant révélé des bandes S-C et des minéraux cisaillés (Bertrand, 1999).
Si l'on observe plus attentivement les mesures de linéations obtenues par Guillaume Bertrand pendant sa thèse, on peut remarquer que la direction d'étirement NNW-SSE qu'il décrit devient marginale lorsque l'on va vers le Nord, à partir de la région de Mogok (23°N). Etant donné qu'il dispose de peu de mesures au dessus de cette latitude, ces mesures de linéation d'orientation différente n'ont pas de poids dans ses statistiques et de fait il les néglige. Au nord de la latitude 23°N, la direction des linéations tourne dans le sens horaire et devient N-S à NE-SW.

Transition cassant-ductile

Cette extension ductile a continué dans le cassant lors de l'exhumation des roches métamorphiques et postérieurement. La bordure du Shan Scarp est ainsi affectée par une séries de failles normales NE-SW à ENE-WSW à vergence nord que l'on retrouve à plusieurs échelles (Bertrand and Rangin, 2003). Ces failles peuvent être comparées aux failles normales NE-SW bordières des bassins centraux birmans contrôlant l'orientation des dépôts centres. A la latitude de Mogok (23°N), ces détachements sont plus marqués et participent au démantèlement du plateau Shan et à l'exhumation des roches métamorphiques (figure 2.5). Le Plateau Shan, est à cet endroit séparé du bassin de Bhamo au nord par un gradient topographique important formé par ces failles normales.

2.4.1.3 Datations des minéraux du métamorphisme

Le métamorphisme le long du Shan Scarp a longtemps été considéré comme Précambrien à Paléozoïque (Bender, 1983). Toutefois des datations U/Pb à la microsonde ionique sur des zircons ayant crû dans les roches magmatiques et métamorphiques (Barley et al., 2003), ont montré que la chaîne a subi une histoire complexe. Un âge jurassique (≈ 170 Ma) dans un orthogneiss granitique fortement déformé est cohérent avec les suggestion que la marge Sud de l'Eurasie était une marge de type Andin à cette période (Searle et al., 1999). Les mêmes zircons ont partiellement recristallisé autour de 43 Ma. Des âges similaires ont été mesurés en $^{39}Ar/^{40}Ar$ par Guillaume Bertrand pendant sa thèse dans des granites de la région de Bawgali (≈ 45 Ma, 19°N 96.5°E) et dans la région du Jade (≈ 46 Ma), où des éclogites affleurent. Cet âge Eocène, contemporain du pic de métamorphisme décrit au Karakorum, peut être relié au métamorphisme de haut grade dû à l'épaississement crustal suivant les premiers stades de la collision Inde/Asie (Barley et al., 2003).
Les études radiochronologiques sur les minéraux syntectoniques (Bertrand et al., 1999, 2001; Barley et al., 2003) ont daté la déformation ductile qui affecte la ceinture métamorphique de Mogok entre l'Oligocène et le Miocène moyen. Barley et al. (2003) obtiennent des âges allant de 31 à 23 Ma, contemporains de la deformation dans l'Ailao Shan (Zhang and Schärer, 1999). Ces âges ont également une fenêtre commune avec les âges $^{39}Ar/^{40}Ar$, allant de 36 à 30 Ma, datant la déformation le long des failles de Wang Chao et des Trois Pagodes en Thaïlande (Lacassin

et al., 1997), qui rejoignent probablement le Shan Scarp. L'âge U/Pb le plus jeune (Barley et al., 2003) tend vers les déterminations $^{39}Ar/^{40}$ effectuées au laboratoire (Bertrand et al., 1999, 2001) qui varient entre 30 et 16 Ma. Le granite de Kabaing intrude les séries métamorphiques dans la région de Mogok et n'est pas déformé (figure 2.5). Il a été daté à 15.8 Ma par la méthode $^{39}Ar/^{40}Ar$ et post-date la déformation ductile le long de la chaîne (Bertrand and Rangin, 2003). Les âges de la linéation d'étirement présentent un diachronisme (Bertrand et al., 1999, 2001). En effet, l'âge le plus récent obtenu pour chaque site varie de 30 Ma au sud (à la latitude de 17°N, au sud de Rangoon) à 16 Ma au nord dans la région de Mogok. Cette diminution des âges du Sud vers le Nord a été interprétée comme la trace ductile de la migration de la Syntaxe vers le Nord (Bertrand et al., 1999, 2001), induite par le mouvement de l'Inde. Ce phénomène de migration avait précédemment été interprété comme une propagation de l'extrusion vers le nord (Peltzer and Tapponnier, 1988).
Toutefois, si l'on prend la moyenne des âges obtenus par Bertrand et al. (1999, 2001), le diachronisme est moins net. Les âges les plus récents sont effectivement obtenus dans la région de Mogok, mais plus au nord, dans le bassin de Bhamo par exemple, ces auteurs obtiennent des âges plus anciens.
Des âges Oligocène-Miocène ont également été enregistrés sur les failles de Wang Chao et des Trois Pagodes ainsi que pour de la déformation ductile et le magmatisme granitique dans le nord de la Thaïlande (Dunning et al., 1995; Lacassin et al., 1997). Le magmatisme et l'exhumation dans l'Ailao Shan (Harrison et al., 1992a; Leloup et al., 1995; Zhang and Schärer, 1999; Leloup et al., 2001) ainsi que de la déformation extensive et le magmatisme granitique au nord Viet Nam sont également datés à cette période (Jolivet et al., 1999; Jolivet, 2001; Nagy et al., 2001).

2.4.2 Le Shan Scarp

2.4.2.1 Limite entre le plateau Shan et les Bassins Centraux Birmans

Le Shan Scarp est une limite topographique entre les bassins centraux birmans et le plateau Shan. Il est caractérisé par une importante variation de topographie sur une courte distance (jusqu'à 1800 m de dénivelé sur quelques km de large). Cet escarpement topographique est le lieu de failles inverses et de grands plis retournés qui affectent les séquences métamorphiques et sédimentaires du plateau Shan. La direction des structures majeures formant l'escarpement est N160°, approximativement parallèle aux linéations d'étirement qui affectent la ceinture métamorphique de Mogok affleurant dans le piedmont. Les structures dominantes sont des failles inverses à faible pendage vers l'ENE (figure 2.6) qui font chevaucher les séries plissées précambriennes, paléozoïques et mésozoïques du plateau sur les sédiments et les roches métamorphiques mésozoïques à cénozoïques du piedmont (Bertrand and Rangin, 2003). Les analyses de fracturation le long du Shan Scarp montrent une composante dextre du mouvement non négligeable le long de ces failles inverses, indiquant une déformation en transpression (Bertrand and Rangin, 2003). Ces failles transpressives dextres N160° sont relayées par des segments normaux NE-SW à pendage vers le NW, dans la région de Mandalay (figure 2.6). Des failles décrochantes N50° à N80° sénestres on été observées et interprétées comme le système conjugué au Shan Scarp N160°. Les mesures microtectoniques réalisées le long du Shan Scarp montrent principalement des tenseurs de contraintes caractérisés par une compression NNE-SSW à NE-SW et une extension NW-SE.

2.4.2.2 Démantèlement du plateau Shan au Nord, dans la région de Mogok

Au nord, à la latitude de Mogok, les structures ductiles comme cassantes subissent une virgation horaire. Ainsi la limite entre le plateau Shan et les bassins n'est plus orientée N160°, mais

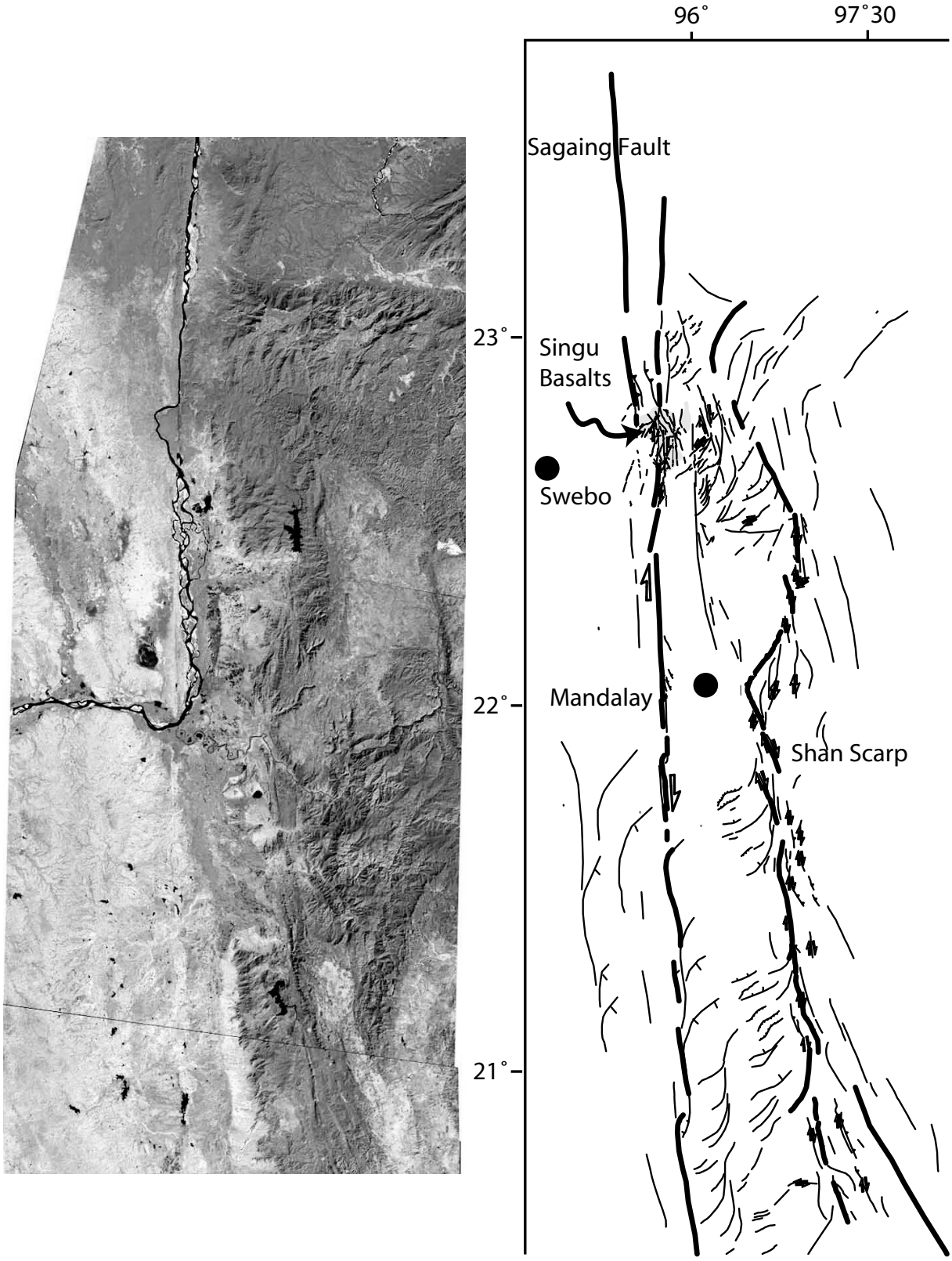


FIG. 2.6 – *Structure du Shan Scarp et de la faille de Sagaing entre les latitudes 20.5° N et 23.5° N. Cette cartographie est modifiée à partir des interprétation d'imagerie satellitaire effectuées par Bertrand and Rangin (2003) et Claude Rangin. On peut observer les relations la structure en baïonnette du Shan Scarp et les relations structurales de ce dernier avec la faille de Sagaing dans sa partie centrale.*

devient ENE-WSW. A cet endroit, les structures caractéristiques de la déformation cassante, voire active, sont des failles normales à vergence nord qui suivent l'orientation de la chaîne. Elles sont morphologiquement caractérisées par un fort gradient topographique et constituent la limite avec le bassin de Bhamo et permettent l'exhumation tardive des roches métamorphiques de haute température de Mogok. Ces failles rejoignent la frontière sino-birmane au NE et s'étendent au Yunnan Occidental (voir chapitre suivant).

2.5 La faille de Sagaing

La faille de Sagaing s'étend sur plus de mille kilomètres, entre la mer d'Andaman et la Syntaxe est Himalayenne. Elle est classiquement interprétée comme étant la limite entre la plaque indienne et le bloc de la Sonde (Ledain et al., 1984; Guzman-Speziale and Ni, 1996). Mais d'autres auteurs (Maung, 1987; Holt et al., 1991) suggèrent qu'une partie du mouvement entre ces deux plaques pourrait être accommodé le long d'autres failles décrochantes en Birmanie.

Les 700 km centraux de la faille de Sagaing sont remarquablement linéaires (17°N à 23°N). La faille présente une morphologie clairement définie entre Swebo et Mandalay mais devient plus difficile à suivre au Sud, aussi bien sur les images satellites que sur le terrain. La faille se sépare en plusieurs branches au nord de Swebo (22,5°N) et termine en une queue de cheval compressive de 200 km de large au niveau des mines de jade, dans le bassin de Hukwang. Plus au nord, la faille se connecte avec le chevauchement du Mishmi, qui constitue le cœur de la Syntaxe Est Himalayenne (Ledain et al., 1984). Au sud la faille finit en une queue de cheval extensive (Bertrand et al., 2001) qui se connecte à la mer d'Andaman.

2.5.1 Sismicité

2.5.1.1 Séisme du 21/09/2003

La faille de Sagaing présente un potentiel sismique important comme en témoigne le récent séisme du 21/09/2003 de magnitude 6.6 (détermination CMT) (figure 2.7). Ce séisme est localisé à l'ouest de la faille, mais sa position n'est pas très précise étant donné que des données en champ proche ne sont pas disponibles. Sa profondeur n'est pas non plus très bien contrainte et elle varie de 10 (NEIC) à 24.3 km (CMT). Le mécanisme au foyer indique un mouvement décrochant dextre (figure 2.7) le long d'un plan subvertical presque N-S, ce qui est compatible avec le jeu sur la faille de Sagaing. Toutefois, il est difficile de déterminer si ce séisme a rompu la faille elle-même ou bien une nouvelle branche de faille, étant donnée l'erreur sur sa localisation.

Afin de préciser un peu les informations sur ce séisme, des investigations sismologiques ont été réalisées au Laboratoire de Géologie de l'ENS par Anthony Sladen, Hélène Lyon-Caen et Christophe Vigny. En effet les procédures automatiques CMT ou USGS nécessitent d'être raffinées. C'est pourquoi les mécanismes au foyer, profondeur, moment scalaire etc ont été réestimés en utilisant l'algorithme de Nabelek pour l'inversion des ondes P et SH des sismogrammes du réseau IRIS.

La profondeur du séisme est mieux contrainte par les ondes P que les ondes S. Elle est estimée à 8 ± 1 km (figure 2.8), ce qui confirme que le séisme est un événement superficiel. Le mécanisme au foyer est un décrochement dextre très clair. Son orientation est N03° le long d'un plan quasi-vertical (82°). Le glissement sur ce plan est quasi horizontal. La fonction source de ce séisme

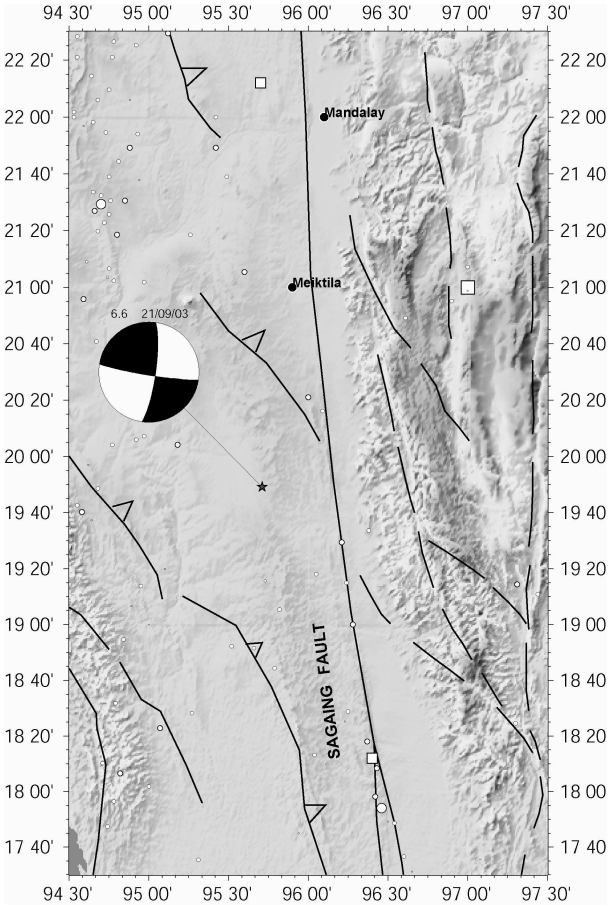


FIG. 2.7 – *Localisation du séisme de Meiktila du 21/09/2003. Le mécanisme au foyer CMT est représenté sur le MNT Gtopo30. Les failles ont été cartographiées par Claude Rangin. La sismicité instrumentale et historique de la région est également représentée.*

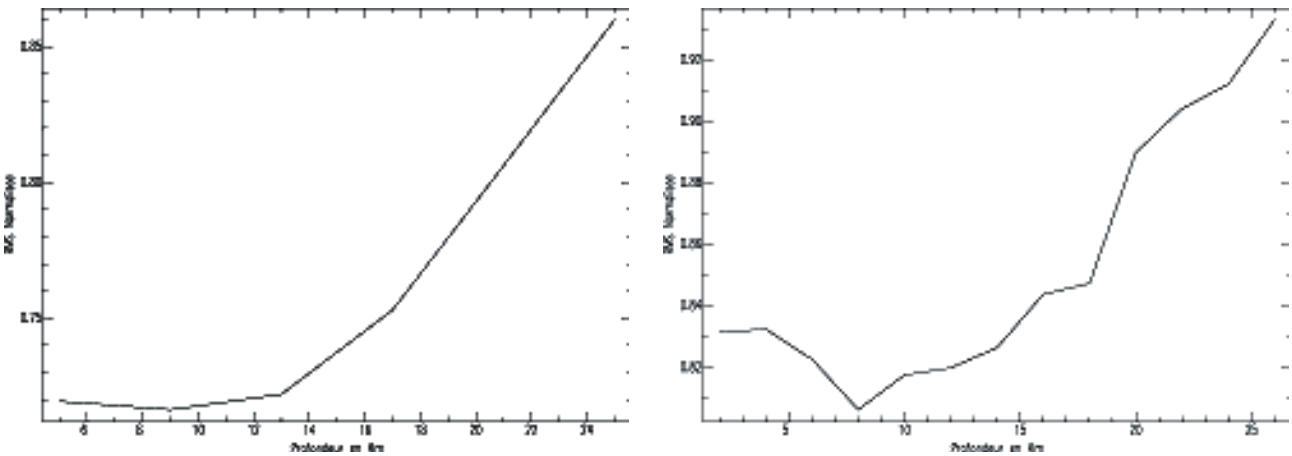


FIG. 2.8 – *Inversion des ondes de volume pour la profondeur du séisme. Gauche : ondes SH. Droite : ondes P.*

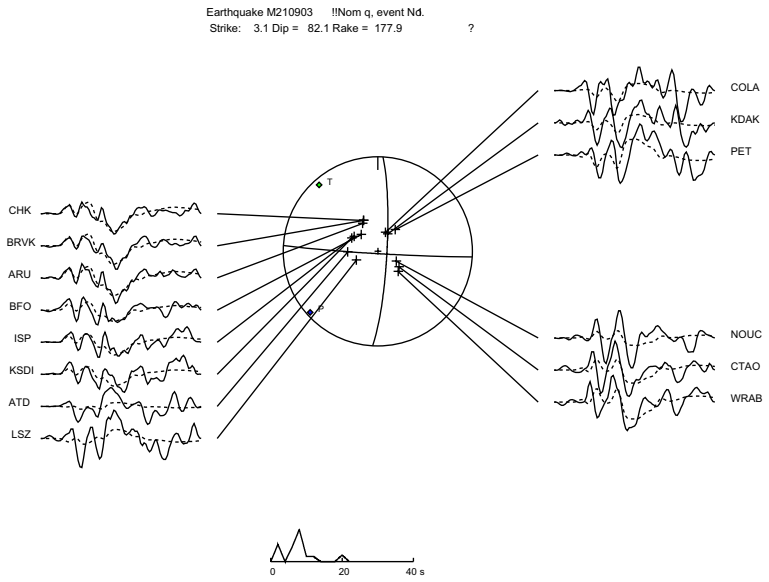


FIG. 2.9 – *Inversion des ondes P pour le mécanisme au foyer et la fonction temps de la source.*

est probablement complexe. En effet la forme d'onde présente un signal long et ne montre pas d'arrivée claire de l'onde P en raison de perturbations de haute fréquence avant sont arrivée.

2.5.1.2 Activité sismique plus ancienne

La faille de Sagaing est caractérisée par une activité sismique intense à ses deux extrémités Nord et Sud (figure 2.10). Tous les mécanismes au foyer sont compatibles avec un jeu décrochant dextre.

Au nord, les épicentres sont nombreux et soulignent plusieurs branches de la queue de cheval compressive qui termine la faille. Certaines de ces branches se connectent au chevauchement du Mishmi, la partie interne de la Syntaxe Est Himalayenne, qui lui aussi est souligné par une activité sismique importante. Sur la branche du milieu, deux mécanismes au foyer indiquent un mouvement décrochant dextre le long d'une faille NNE-SSW, avec un axe T orienté N-S. L'épicentre de ces séisme est situé sur une branche de même direction qui rejoint le chevauchement du Mishmi (figure 2.10). Plus au nord, un mécanisme transpressif situé à proximité de cette même branche souligne la composante compressive de cette queue de cheval. A cet endroit, les structures sont de nouveau orientées N-S, impliquant une légère rotation de l'axe T dans une direction NW-SE. A l'est, un mécanisme au foyer en faille normale, d'axe T N-S, se situe à l'extrémité nord du bassin de Bhamo et indique que les failles normales associées à ce bassin semblent être toujours actives.

Plus au sud, entre les latitudes 23°N et 24°N, un essaim de sismicité souligne la faille de Sagaing dans la région de Mogok (figure 2.10). Les deux mécanismes au foyer disponibles indiquent un mouvement décrochant dextre le long d'un plan de dislocation N-S. A cette latitude, un séisme historique a également été reporté en 1931.

La partie centrale de la faille (de 20°30 à 22°45 de latitude), en revanche, présente une lacune de sismicité mais des séismes historiques ont été reportés au voisinage de la faille en 1956 et en 1912 (figure 2.10). Auparavant, le 23 mars 1839, un séisme important suivi de répliques pendant plus de six mois a détruit la pagode de Mingun (Chhibber, 1934), située à une dizaine de kilomètres à l'ouest de la faille ($\sim$ 22°25 de latitude et 95°55 de longitude). Ce séisme de forte magnitude n'est cependant pas reporté dans le catalogue USGS représenté sur la figure 2.10.

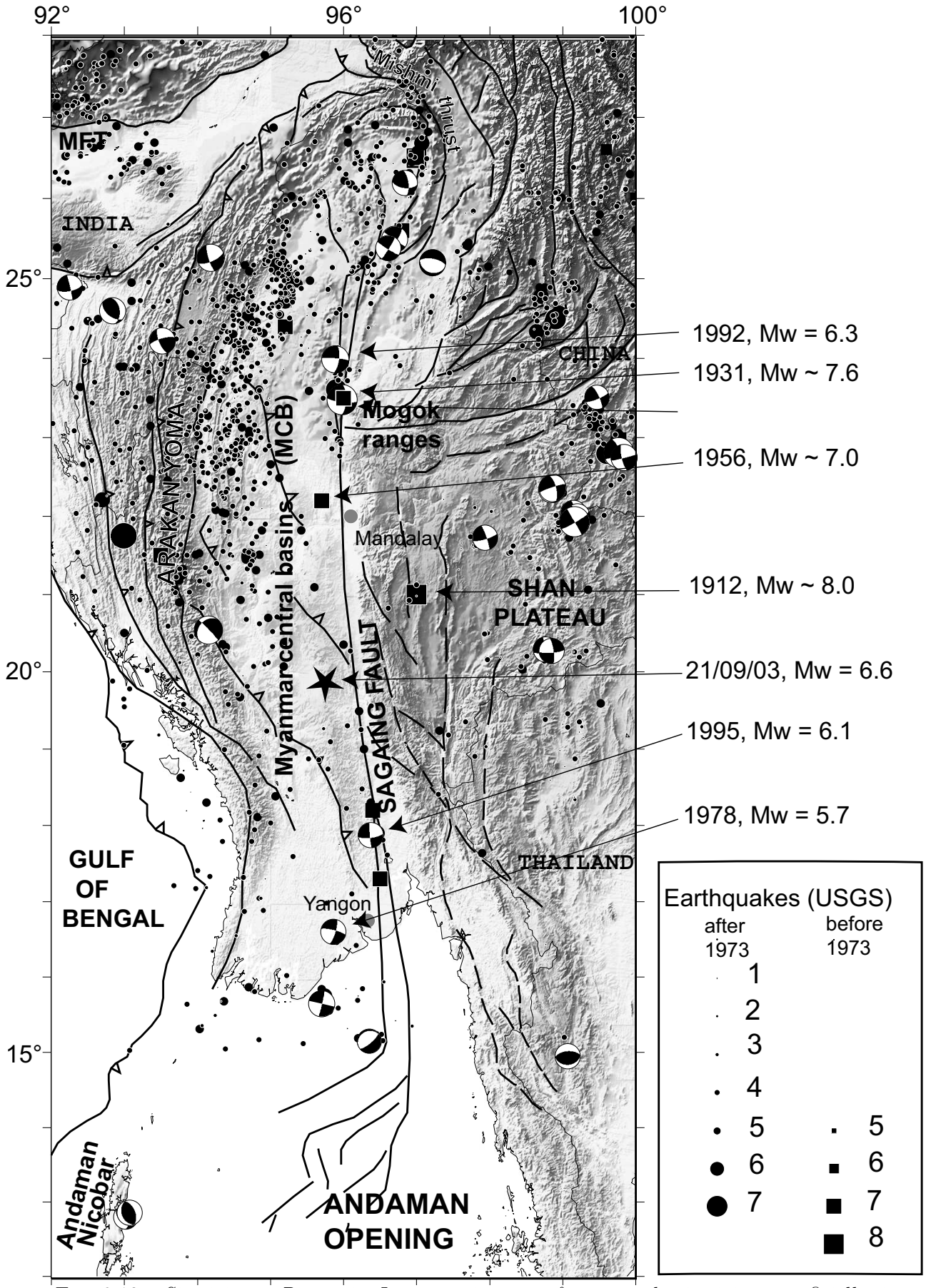


FIG. 2.10 – *Sismicité en Birmanie. Les mécanismes au foyer sont la sismicité superficielle tirées des catalogues CMT. La localisation USGS du séisme de Meiktila du 21/09/2003 est représentée par une étoile. Les épicentres depuis 1973 et les séismes historiques (USGS) sont également représentés.*

Au sud de la faille, la sismicité est moins dense mais quelques épicentres sont centrés sur la trace de la faille de Sagaing. Un mécanisme au foyer situé sur la faille à la latitude 18 °N montre encore un mouvement décrochant dextre (figure 2.10). Deux séismes historiques ont été reportés dans la région.
Au SW de Yangoon, deux mécanismes au foyer en décrochement soulignent peut-être une branche secondaire de la faille de Sagaing. La branche principale continue vers le sud et se connecte aux failles normales de la mer d'Andaman soulignées par des mécanismes extensif.

2.5.2 Relation entre la trace de la faille et les structures préexistantes

Dans sa partie centrale, la faille affecte les séries sédimentaires des bassins et sa trace se différencie clairement du Shan Scarp décrit plus haut (figure 2.11). A la latitude de Swebo le Shan Scarp, orienté N160°, rejoint la faille de Sagaing. Plus au sud, les failles N160° transpressives du Shan Scarp se connectent à une série de failles normales NE-SW qui affectent les séries métamorphiques qui affleurent dans les piedmonts ainsi que les sédiments des bassins centraux birmans. Cette structure transtensive en baïonnette souligne le Shan Scarp et borde une dépression orientée N-S. Au nord de Swebo, une géométrie transtensive similaire a été cartographiée à l'ouest de la faille de Sagaing (figure 2.11). La nature des roches affleurantes dans cette zone (gneiss, sédiments mésozoïques et paléozoïques associé à des roches plutoniques) indique que le bord du plateau Shan s'étend jusque là. Ces deux segments du plateau Shan sont décalés en sénestre par la faille de Sagaing, indiquant que la faille est récente. La faille de Sagaing semble recouper ces séries de structures complexes qui affectent aussi bien le bord du plateau Shan que les Bassins Centraux Birmans. Toutefois l'hypothèse d'une connection entre le Shan Scarp et la faille de Sagaing par le biais d'un pull-apart ne peut être totalement rejetée.

2.5.3 Vitesse long terme de la faille de Sagaing

2.5.3.1 Décalage du plateau basaltique de Singu

A la latitude 22°40', un plateau de trachyandésites basaltiques récentes dévie vers l'ouest le cours du fleuve Irrawaddy. Ce volcanisme alcalin de Singu est susceptible de dériver de la fusion partielle d'un manteau enrichi profond de type intraplaque qui serait remonté rapidement le long de la faille de Sagaing (Maury et al., subm). Le jeu récent de la faille a décalé ultérieurement ces coulées.
Grâce à l'analyse d'images satellitaires SPOT panchromatique et Landsat TM, Bertrand et al. (1998) ont pu mesurer que le décalage dextre de ce champs volcanique variait de 6.5 km au nord du plateau à 2.7 km au sud. Ces coulées ont été datées par la méthode ^{40}K-^{39}Ar entre 0.25 et 0.31 Ma (Bertrand et al., 1998). Postulant pour une forme initiale ovoïde du plateau, ces auteurs proposent une vitesse de décrochement comprise entre 10 ± 1 et 23 ± 3 mm/an le long de la faille de Sagaing.
Parallèlement, un décalage de 7 km a été mesuré entre le barrage basaltique déviant le fleuve et le volcan considéré comme la source d'émission (Replumaz, 1999). Disposant d'une datation ^{39}Ar-^{40}Ar des laves à 0.2 ± 0.02 Ma, Replumaz (1999) en déduit une vitesse de glissement de 35 mm/an sur la faille de Sagaing.

2.5.3.2 Décalage du réseau fluviatile

Le long de la faille de Sagaing, Replumaz (1999) a décrit des décalages systématiques du réseau fluviatile qui varient de 300-400 mètres jusqu'à plusieurs kilomètres. Toutefois les décalages im-

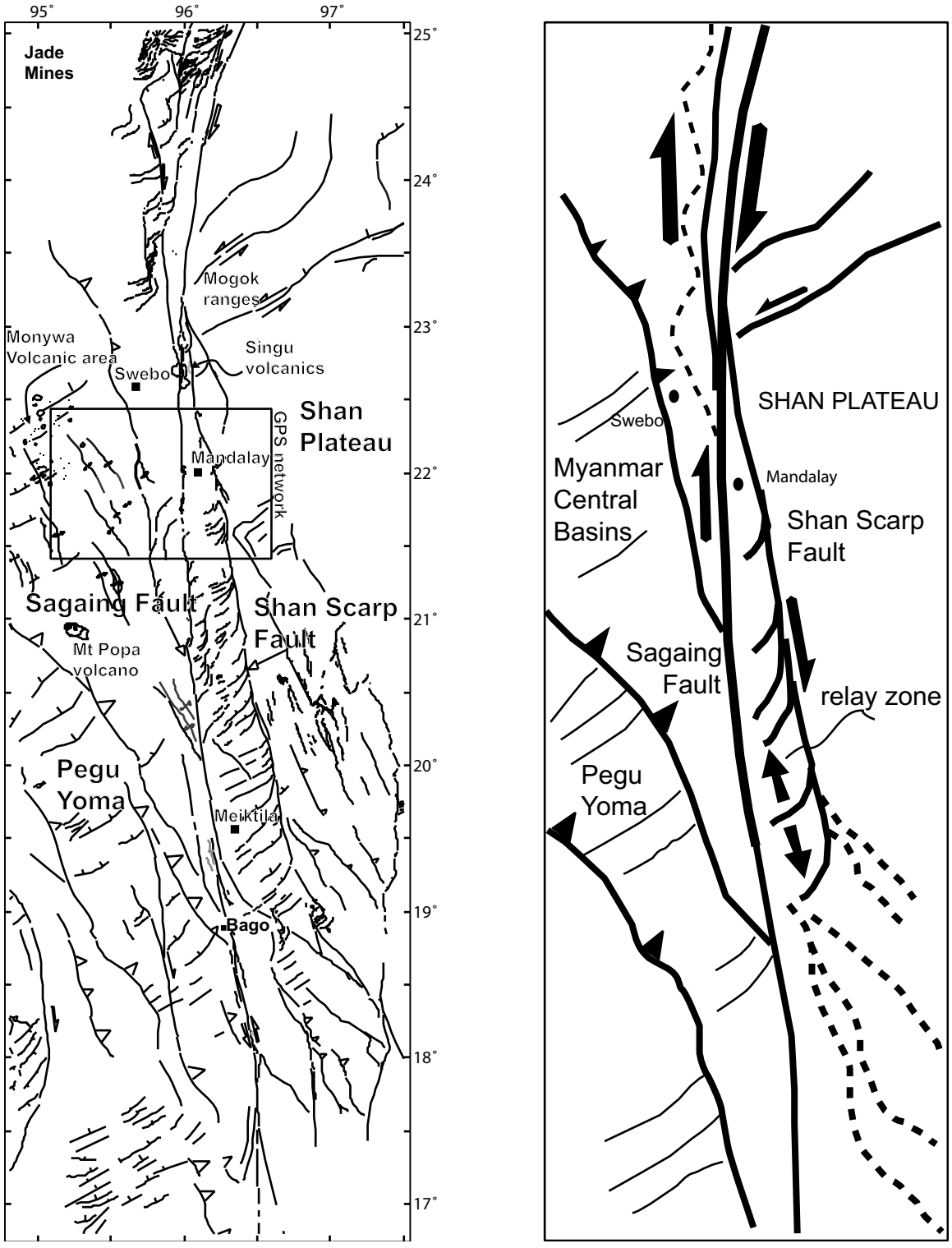


FIG. 2.11 – *Cartographie de la faille de Sagaing à partir d'analyse d'imagerie satellitaire montrant les relation entre la faille de Sagaing et les structures préexistantes. Le cadre de droite est un schéma structural simplifié de la même zone (modifié d'après Vigny et al. (2003), réalisé par Claude Rangin).*

portants sont rares et attestent de l'instabilité des lits de rivières due au climat tropical.
Au sud de la Birmanie, une rivière incise des plis qui soulèvent des séries sédimentaires récentes. Cette rivière est décalée en dextre de 4 km par la faille de Sagaing. Des bois fossiles appartenant aux terrasses récentes incisée par cette rivières ont été datée par ^{14}C. Le seul âge cohérent (46600± 2200 ans) a été obtenu pour la terrasse intermédiaire, mais il se situe toutefois aux limites de la fenêtre du ^{14}C. En postulant que la vitesse de soulèvement a été constante et en comparant les altitudes relatives des terrasses intermédiaire et supérieure, un âge aux alentours de 70000 ans est obtenu pour la terrasse supérieure. En considérant que le décalage post-date totalement l'incision des terrasses par la rivière,déduit que la faille de Sagaing pourrait glisser à près de 57 mm/an. Toutefois, les datations qui précèdent semblent mal contraintes et la vitesse obtenue, extrêmement rapide et de surcroît résultat de nombreuses hypothèses en cascade, semble fortement surestimée.
Malheureusement, cette estimation de vitesse à partir du décalage du réseau fluviatile est la seule disponible et il semble délicat la privilégier par rapport aux vitesses plus lentes.

2.5.4 Vitesse actuelle de la faille mesurée par GPS

La vitesse le long de la faille de Sagaing a récemment été mesurée par GPS et indique que la faille est une faille dextre intersismiquement bloquée accommodant une vitesse en champ lointain de 18 mm/an (Vigny et al., 2003). Cette mesure est en accord avec l'estimation long terme effectuée par Bertrand et al. (1998) et semble indiquer que les vitesses suggérées par Replumaz (1999) sont surestimées.
La façon dont sont obtenues ces vitesses GPS est développée en détails dans la seconde partie de ce mémoire.

2.5.5 Age de la faille et rejet fini

Au sud, la faille de Sagaing se termine en une queue de cheval extensive (figure 2.12) qui se connecte sur la dorsale active de la Mer d'Andaman. Ainsi, cette queue de cheval aurait aminci considérablement la croûte continentale avant la phase d'océanisation proprement dite. La série de failles normales affecte une zone d'environ 250 km de large dans le golfe de Martaban. En considérant un coefficient d'extension β fort de 2.5, en accord avec l'important flux de chaleur dans le golfe (Rangin and the GIAC project team members, 2001), Bertrand (1999); Rangin and the GIAC project team members (2001) calculent que la faille de Sagaing aurait accommodé un rejet fini de 150 km. En prenant en compte une vitesse le long de la faille entre 15 et 22 mm/an (Bertrand et al., 1998; Vigny et al., 2003), on obtient un âge d'initiation de la faille miocène moyen à supérieur, entre 10 et ∼6.5 Ma. Cette fourchette d'âge est postérieure aux datations de la déformation ductile le long du Shan Scarp (Bertrand, 1999), antérieure à l'océanisation en Mer d'Andaman (Curray et al., 1979; Nielsen, 2003) et concordante avec l'âge de l'inversion des Bassins Centraux Birmans (Bertrand and Rangin, 2003).

2.6 Résumé synthétique sur la déformation birmane

La déformation cénozoïque en Birmanie peut se résumer en deux étapes. La première est caractérisée par l'ouverture en échelon des bassins centraux birmans depuis l'éocène jusqu'au miocène moyen et par une déformation ductile qui affecte la ceinture métamorphique de Mogok, exposée dans les piedmonts du Shan Scarp, entre 30 et 15 Ma. Cette déformation ductile a été interprétée comme un étirement NNW-SSE induite par le mouvement de l'Inde vers le Nord (Bertrand et al., 1999, 2001).

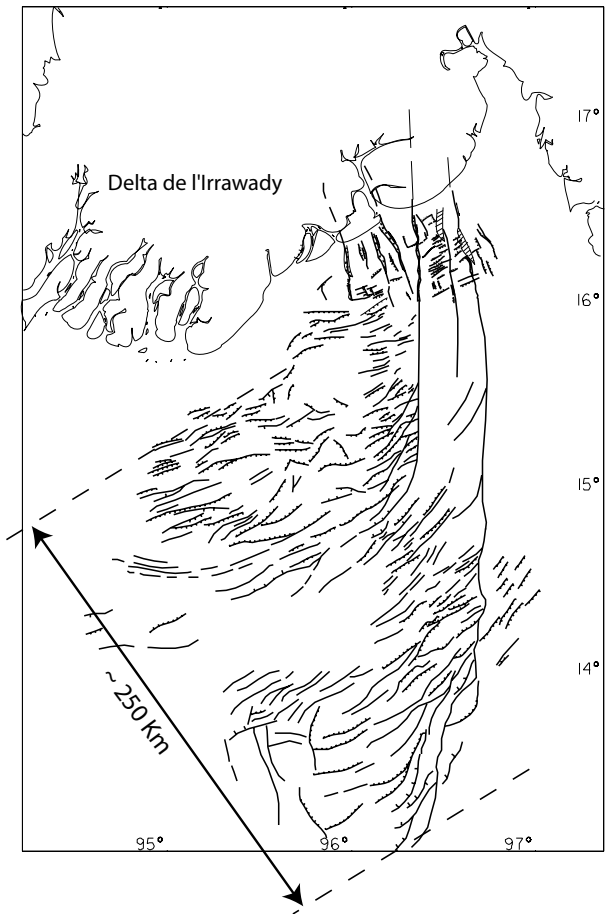


FIG. 2.12 – *Carte structurale de la terminaison méridionale de la faille de Sagaing dans le Golfe de Martaban (Bertrand, 1999)*

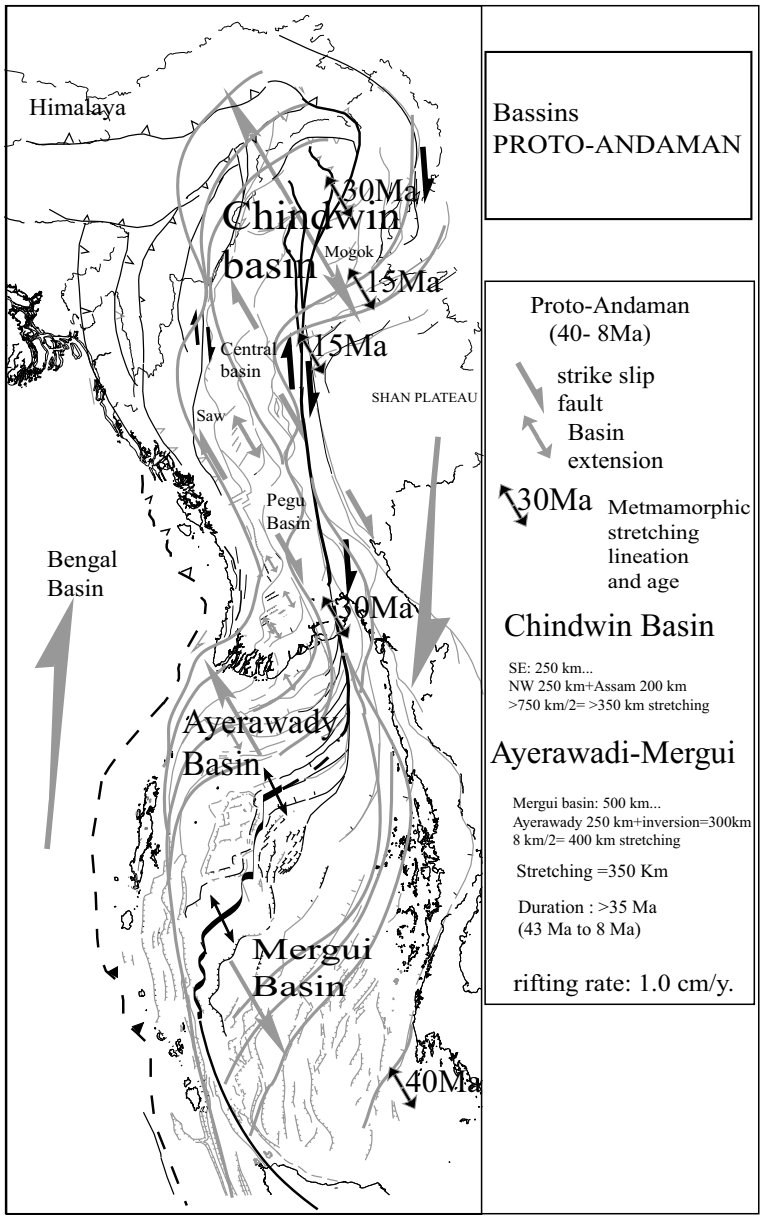


FIG. 2.13 – *Evolution et âge du système des Bassins Centraux Birmans. En gris, le système Proto-Andaman, en noir, le système actif actuel (Rangin et al., 2002; Nielsen, 2003).*

A partir du miocène moyen ou supérieur, le système actif s'est mis en place. Ainsi la faille de Sagaing aurait vu son initiation aux alentours de 10 Ma (Rangin et al., 2002). Les bassins centraux ont été affectés par une inversion à partir de cette période, enfin le prisme Indo-birman (ou prisme de l'Arakan) se déforme à la fois en compression avec des structures de plissement-chevauchement et en décrochement dextre dans la partie où il est le plus développé.

Chapitre 3

Evolution de la déformation au Yunnan Occidental

Sommaire

3.1 Description des unités majeures du Yunnan Occidental 43
3.2 La région de Tengchong-Ruili 46
3.2.1 Les massifs gneissiques : connection entre Mogok et la Gaoligong Shan . 46
3.2.2 Ouverture des bassins quaternaires et néogènes le long du système de failles de Ruili 49
3.2.3 Le volcanisme quaternaire du rift de Tengchong 50
3.2.3.1 Géométrie du rift 50
3.2.3.2 Analyse géochimique de quelques laves du Rift : implications sur la source 53
3.2.4 Chaîne métamorphique de la Gaoligong Shan 53
3.2.5 Le pluton granitique au Sud de Longling 55
3.3 La région de Baoshan 56
3.3.1 La zone de failles de Liu Ku, décalage sénestre de la Chong Shan 58
3.3.2 Ouverture polyphasée du bassin de Baoshan 58
3.3.3 Le bassin de BuBiao 58
3.3.4 Faille de Wanding 61
3.3.5 Faille de Nanting 63
3.4 Chaîne métamorphique de la Chong Shan 63
3.4.1 Structure de la chaîne 63
3.4.2 Analyse de la déformation : inversion du sens de cisaillement ductile . . 64
3.5 Ceinture de plissement chevauchement de Lamping 66
3.6 La région de Dali : interaction entre la faille de ChengHai et la faille du Fleuve Rouge 66
3.6.1 La zone de cisaillement de la Diangcan Shan 66
3.6.2 Terminaison de la faille de Chenghai 67

3.1 Description des unités majeures du Yunnan Occidental

La région d'étude au Yunnan Occidental se situe entre la frontière sino-birmane et la partie septentrionale de la faille du Fleuve Rouge, entre les latitudes 24° et 26° N et les longitudes 98° à 101° E (figures 3.1 et 3.2).

Cette région est traversée par trois grandes chaînes métamorphiques orientées NW-SE à N-S

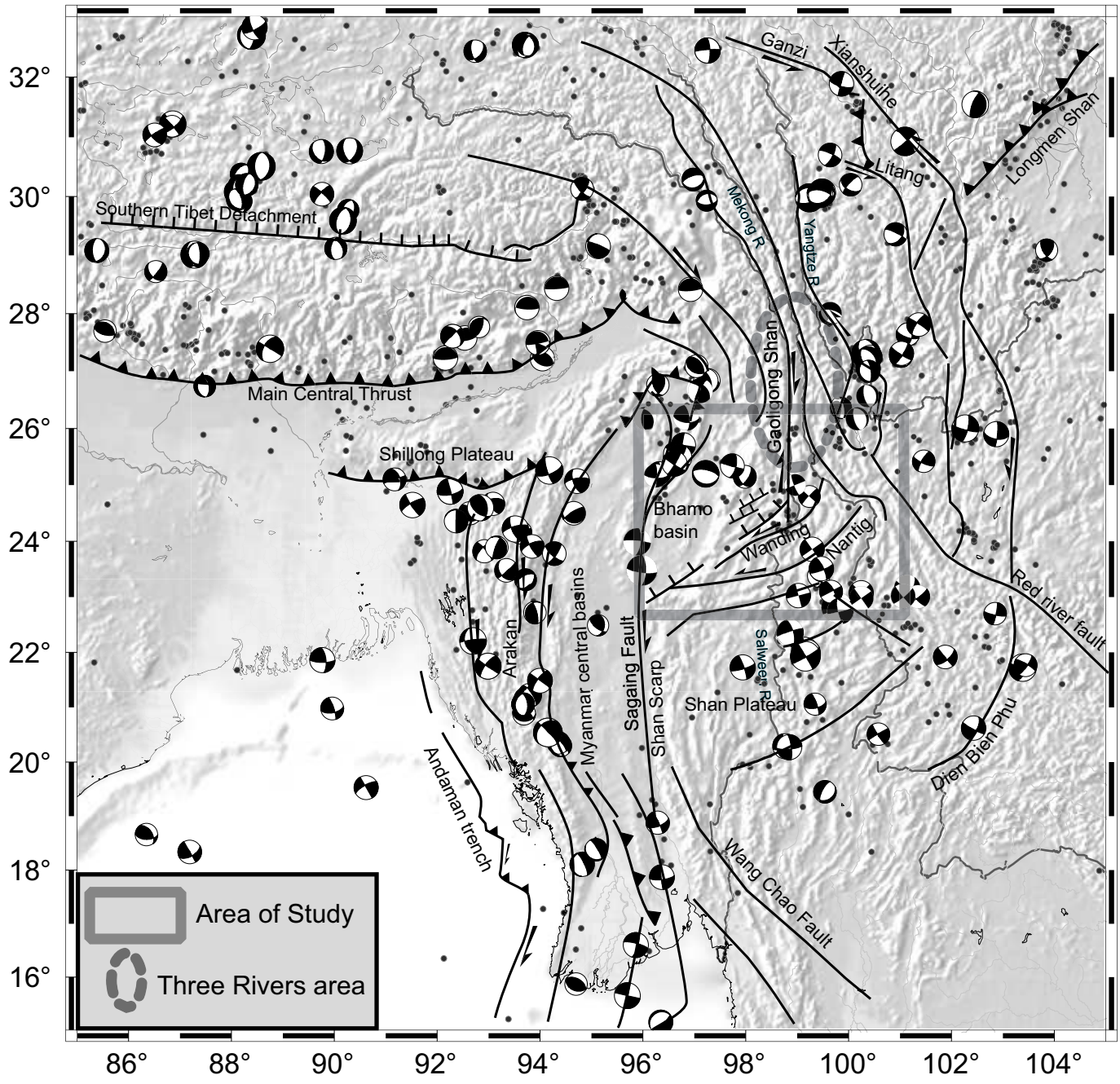


FIG. 3.1 – *Localisation de la zone d'étude au Yunnan Occidental et de la région des trois rivières. Les principales structures de la Syntaxe Est Himalayenne et de la Birmanie sont également représentées. La sismicité est tirée des catalogues de Harvard. La zone d'étude est affectée par de la sismicité superficielle, mais peu de mécanismes au foyer ont pu être résolus.*

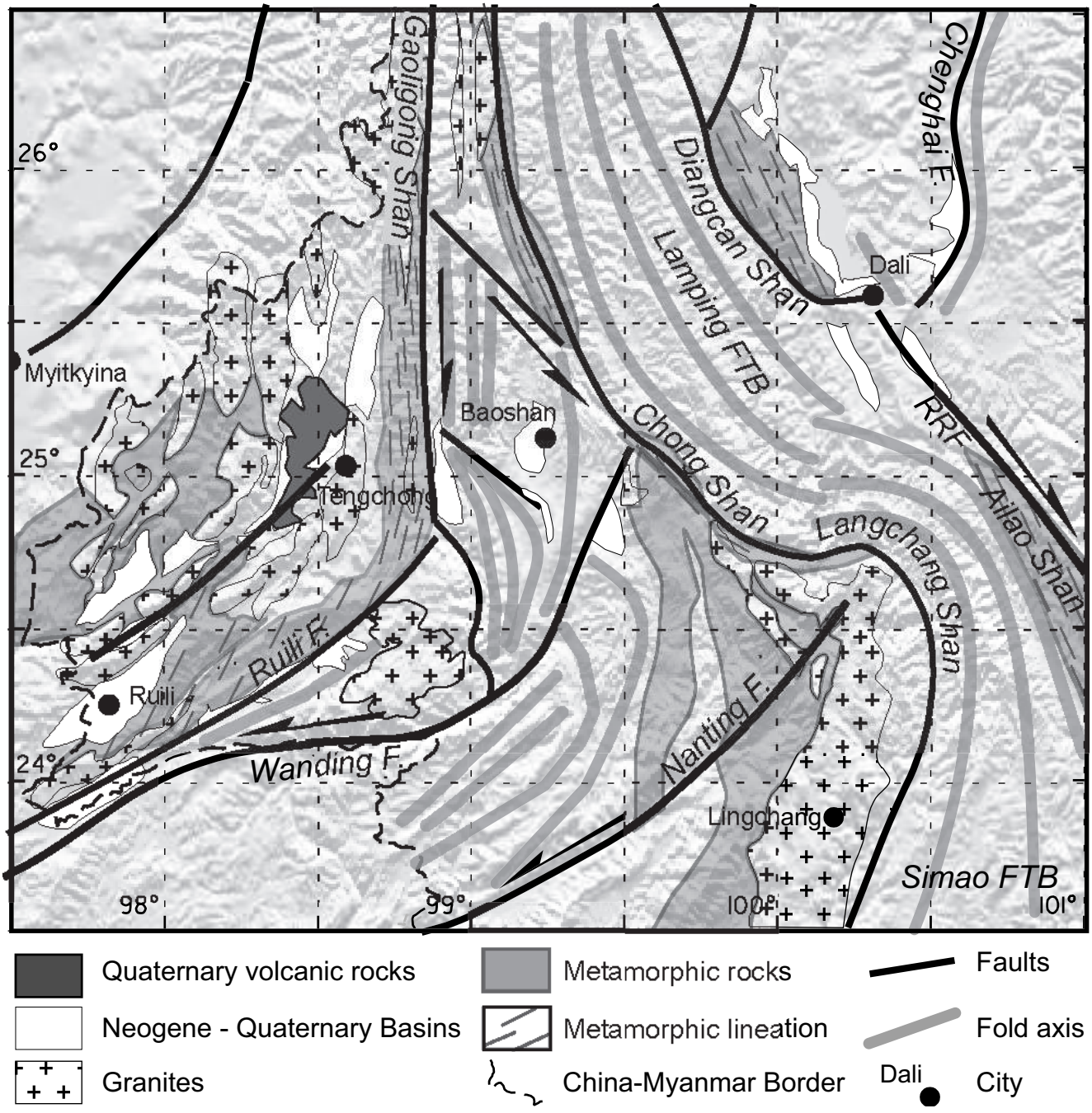


FIG. 3.2 – *Carte géologique simplifiée du Yunnan Occidental montrant les trois chaînes métamorphiques qui traversent la région (d'Est en Ouest: la Diangcan Shan, la Chong Shan et la Gaoligong Shan) ainsi que les unités tectoniques qui les séparent (d'Est en Ouest: Lamping-Simao FTB, bloc de Baoshan, bloc de Tengchong-Ruili)*

(figure 3.2) :

La Gaoligong Shan est la chaîne métamorphique située la plus à l'Ouest. Elle est composée de granites foliés et de mylonites verticalisées dont le plan de foliation s'horizontalise à l'ouest. Ils rejoignent la ceinture métamorphique de Mogok en Birmanie via les massifs gneissiques de la région de Ruili (figures 3.2 et 3.3).

La Chong Shan se situe à l'est de la précédente. C'est une chaîne relativement méconnue jusqu'à ce jour qui a été affectée par du cisaillement ductile dont le sens est mal déterminé.

La Diangcan Shan est la terminaison NW de l'Ailao Shan (ou "zone de cisaillement du fleuve rouge") qui a été l'objet de nombreuses études (Tapponnier et al., 1990; Schärer et al., 1990; Harrison et al., 1992b; Leloup and Kienast, 1993; Leloup et al., 1993, 1995; Chung et al., 1997; Leloup et al., 2001; Gilley et al., 2003, entre autres). Cette zone de cisaillement est le site d'une déformation ductile sénestre associée à une foliation verticale.

Les chaînes métamorphiques de la Diangcan Shan et de la Chong Shan sont séparées par la ceinture sédimentaire de plissement chevauchement de Lamping-Simao, constituée principalement de molasses rouges continentales d'âge jurassique à cénozoïque inférieur (figure 3.2). Entre la Chong Shan et la Gaoligong Shan, se trouve un bloc triangulaire, bordé au sud par la faille de Wanding, connu dans la littérature sous le nom de "Baoshan Tectonic element" (Wang et al., 1998) et que j'appellerai par la suite bloc de Baoshan, bien que cette zone ait été déformée. Ce bloc de Baoshan est composé de sédiments paléozoïques et mésozoïques plissés et faillés, recouverts par des bassins quaternaires. A l'Ouest de la Gaoligong Shan, la région de Tengchong-Ruili est composée de gneiss et granites foliés réarrangés par des failles orientées NE-SW, recouverts par des bassins Néogènes à quaternaires et intrudés par du volcanisme quaternaire.
Cette région est également affectée par de la sismicité superficielle (figure 3.1). Peu de mécanismes au foyer ont pu être résolus, mais la région de Dali est affectée par une extension E-W et les failles NE-SW au sud de la région d'intérêt, comme les failles de Wanding ou Nanting, sont soulignées par des mécanismes au foyer décrochants sénestres.
Cette région charnière entre la Birmanie et la Syntaxe Est Himalayenne peut donc être regardée aussi bien sous l'angle de la tectonique cénozoïque cassante ou ductile que sous celui de la tectonique active.

3.2 La région de Tengchong-Ruili

3.2.1 Les massifs gneissiques : connection entre Mogok et la Gaoligong Shan

La ceinture métamorphique de Mogok s'étend au NE et continue en Chine. Le socle de la région de Tengchong-Ruili, située à la frontière sino-birmane, est constitué principalement de roches métamorphiques de haut grade, gneiss et granites foliés. Ce socle est recouvert par des calcaires jurassiques et découpé par des failles normales NE-SW qui ouvrent des bassin remplis de sédiments néogènes à quaternaires (figure 3.4). Toutefois je n'ai pas trouvé l'équivalent des sédiments métamorphiques exposés à Mogok. La foliation est là aussi subhorizontale, avec un faible pendage soit vers le sud, soit vers le nord. La linéation minérale d'étirement est en général bien visible et fluctue autour d'une direction N40°. Un travail d'interprétation d'imagerie satellitaire, tentant notamment d'interpoler les directions de linéations mesurées sur le terrain, conduit à penser que la direction de la linéation suit au premier ordre la direction de la chaîne métamorphique, ici allongée NE-SW (figure 3.4).

La figure 3.5 est une synthèse d'une série de coupes NNW-SSE de cette chaîne qui en montre schématiquement les caractéristiques structurales majeures. Au Nord de Ruili, les gneiss sont en contact avec des sédiments paléozoïques, les deux unités étant probablement séparées par un

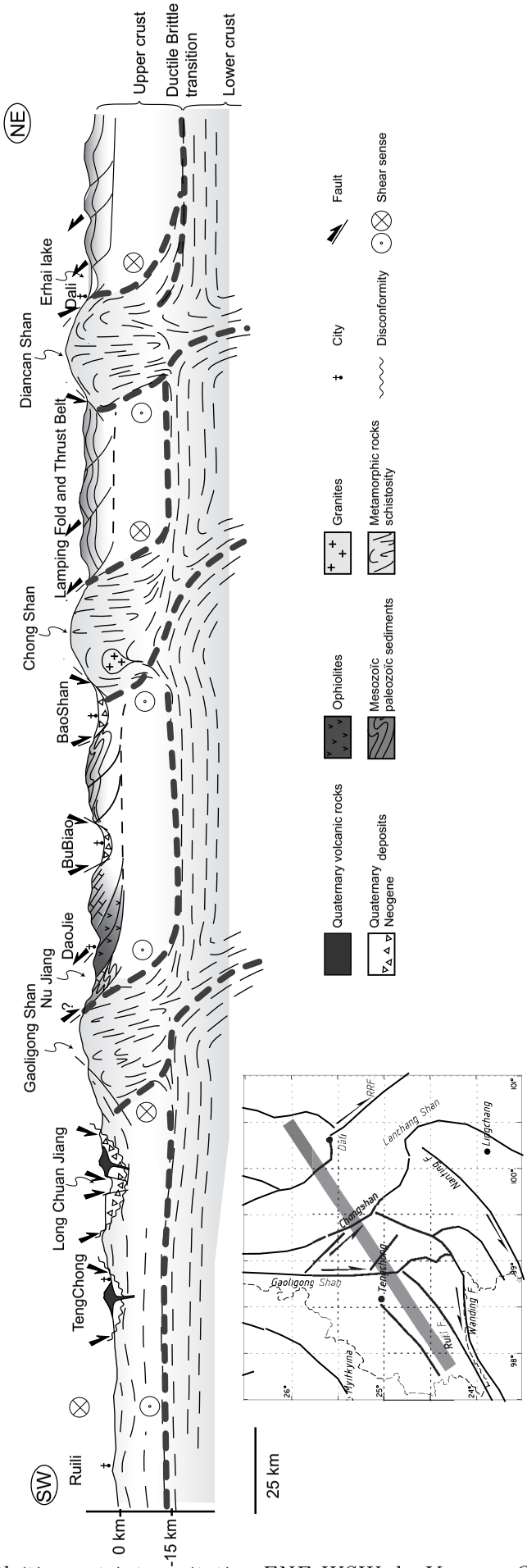


FIG. 3.3 – *Coupe synthétique et interprétative ENE-WSW du Yunnan Occidental montrant les trois principales chaînes métamorphiques et leur relation avec les éléments tectoniques qui les séparent.*

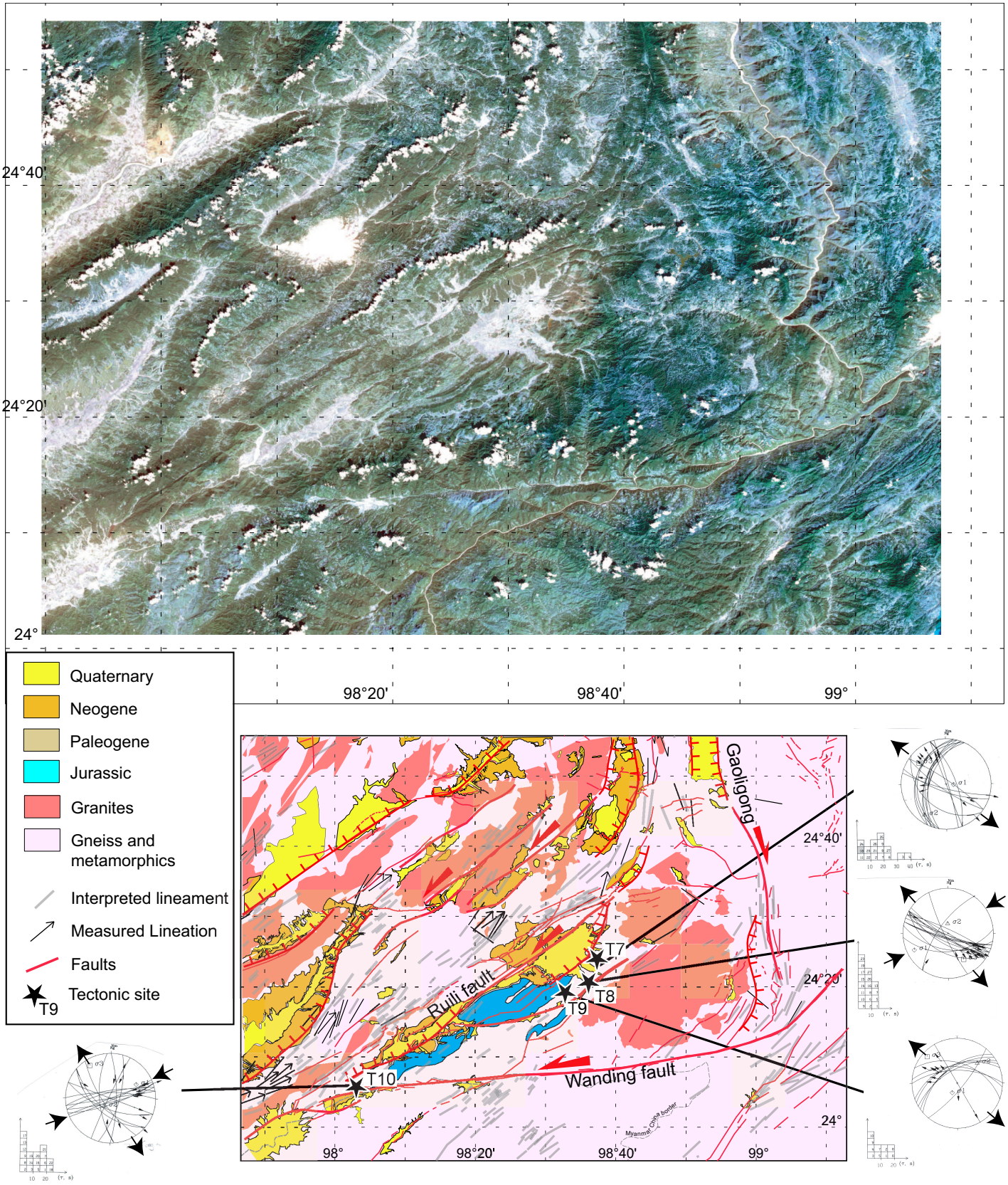


FIG. 3.4 – *Carte tectonostratigraphique de la région de Ruili, réalisée à partir de l'interprétation d'image Landsat 7. L'interprétation montre les différentes unités, les failles cassantes, la direction (plus rarement le sens) de linéation d'étirement mesurée sur le terrain et des linéaments d'étirement interprétés à partir de l'image. Les sites et diagrammes microtectoniques sont également localisés.*

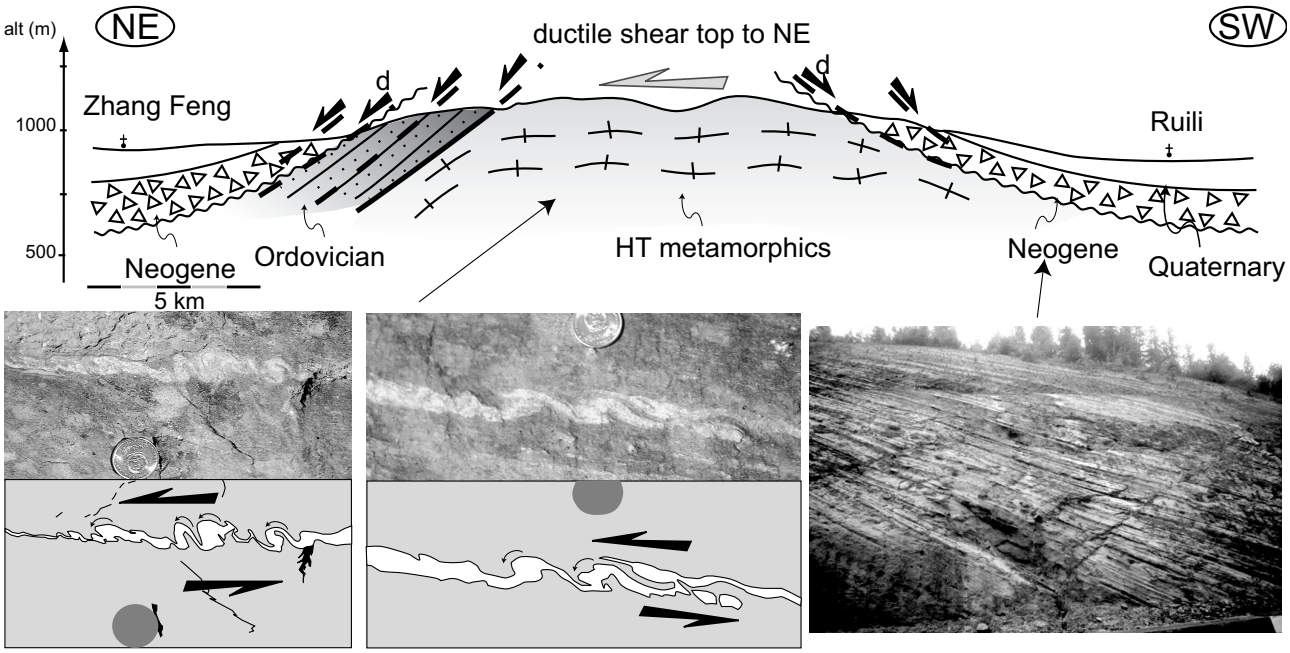


FIG. 3.5 – *Coupe NW-SE des massifs gneissiques de la région de Ruili. Les deux photos de gauche et leur interprétation montrent des figures d'enroulement qui indiquent un sens de cisaillement top vers le NE. La photo de droite montre les conglomérats Néogènes pentés qui remanient des blocs de roches métamorphiques.*

détachement. Les roches métamorphiques et le détachement sont recouverts en discordance par un conglomérat Néogène à vergence Nord, qui remanie des blocs de roches métamorphiques, et qui constitue le dépôt basal des bassins.
Les critères de cisaillement, comme les figures d'enroulement, les ombres de pression ou les bandes S-C, indiquent tous un sens de transport vers le NE (photos de la figure 3.5). Les lames minces orientées montrent également toutes un sens de cisaillement ductile vers le NE.

3.2.2 Ouverture des bassins quaternaires et néogènes le long du système de failles de Ruili

Le socle est affecté par une série de failles NE-SW à pendage vers le NW principalement. Au sud, la région est limitée par la faille sénestre de Wanding (Tapponnier and Molnar, 1975; Ledain et al., 1984; Lacassin et al., 1998) d'orientation quasi E-W à cet endroit (figure 3.4). Ces failles sont parallèles à des bassins allongés en forme de demi-graben. Les sédiments lacustres basaux sont datés du pliocène et ils sont recouverts par des dépôts quaternaires. Wang and Burchfiel (1997) ont interprété ces failles comme des décrochements actifs sénestres. Toutefois leur géométrie ainsi que les relations structurales des failles avec les bassins suggèrent une extension NW-SE. Les mesures microtectoniques effectuées dans la région montrent une extension générale NW-SE avec une composante variable de décrochement sénestre (figure 3.4).
Les mesures microtectoniques ont été réalisées le long des failles principales et elles incluent l'orientation et le pendage des fractures. Le pitch des stries indique l'orientation du mouvement et son sens est déterminé en analysant les recristallisations et les stylolithes présents sur le plan de faille. La méthode décrite dans Careygailhardis and Mercier (1987) est utilisée pour inverser l'orientation des axes principaux du tenseur des contraintes ainsi que leurs rapports. L'algorithme définit des zones compressives et extensives résultant de la superposition des quadrants compres-

sifs et extensifs définis par les deux plans nodaux, ce qui permet de tester l'homogénéïté des données. Cette méthode permet aussi de réduire l'espace où les axes des contraintes principales doivent être cherchés. Ensuite, pour chaque axe principal, le rapport $R = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_3 - \sigma_1}$ est calculé.

A sa terminaison ouest, la faille de Ruili rejoint la faille de Wanding qui longe la frontière sino-birmane. Un site situé en bordure nord du bassin de Ruili qui s'est ouvert en pull-apart sénestre le long de la faille (figure 3.6) a été analysé. Le diagramme microtectonique de ce site (diagramme de gauche de la figure 3.4) confirme un mouvement décrochant sénestre le long de la faille de Wanding compatible avec une extension NW-SE associée à une compression NE-SW. Dans la section 3.3.4 je reviendrai sur la déformation de la faille de Wanding, notamment à sa terminaison NE.
Au NE, le long de la faille de Ruili, j'ai analysé trois sites dans le bassin de Longling. Deux d'entre eux sont caractérisés par une direction moyenne de fracturation NE-SW à pendage vers le NW. Sur ces plans, le glissement est principalement normal, même si on observe des pitchs obliques. Le troisième site est caractérisé par une direction de fracturation perpendiculaire (qui peut être interprétée comme celle du système conjugué). Sur ces plans les stries sont sub-horizontales avec un faible pitch vers le SE, et le glissement est sénestre avec une légère composante normale. Cette composante décrochante, principalement liée à l'orientation des fractures (peut-être préexistantes) implique nécessairement un σ_2 vertical.
Au NE, dans la région de Longling, la faille de Ruili est courbée vers le nord et semble connecter les failles bordières de la Gaoligong Shan. De même, les bassins sédimentaires précédemment décrits allongés selon une direction NE-SW subissent une virgation et deviennent N-S.

3.2.3 Le volcanisme quaternaire du rift de Tengchong

3.2.3.1 Géométrie du rift

La région volcanique de Tengchong se situe dans un grabben N-S, parallèle à la Gaoligong Shan. Comme dans les autres bassins de la région, des molasses tertiaires reposent directement sur les granites foliés et les gneiss qui composent le socle. Les épanchements volcaniques scellent la discordance, et forment la morphologie en plateau du relief (figures 3.8 et 3.7). Ce plateau est incisé par les rivières qui déposent des sédiments volcano-clastiques et alluviaux quaternaires dans les vallées. L'activité volcanique est datée du Miocène, Pléistocène et Holocène (B.G.M.R.Y., 1983). Les datations isotopiques reportent généralement 7.2 Ma (Zhong et al., 1991), mais l'éruption la plus récente a eu lieu au 17^e siècle (Wang and Burchfiel, 1997). Les roches volcaniques sont principalement cartographiées comme des basaltes et des andésites (B.G.M.R.Y., 1983).
A cette latitude, les bassins s'ouvrent le long de failles normales N-S à NNW-SSE (failles de Damengliu et de Rudian par exemple, voir figure 3.7) dont l'orientation est vraisemblablement guidée par la Gaoligong Shan, et qui présentent sans doute une composante dextre. Plus au sud les structures tournent et s'orientent NE-SW. Ce sont ces failles qui contrôlent l'ouverture des bassins décrits à la section précédente. Elles sont considérées par Wang and Burchfiel (1997) comme purement décrochantes sénestres, mais les analyses microtectoniques ainsi que leur morphologie indiquent une nature extensive avec une composante variable de décrochement sénestre (Socquet and Pubellier, 2004). Ainsi, le bassin de Tengchong ne semble pas s'ouvrir comme un pull-apart sénestre le long de failles décrochante NE-SW comme supposé par Wang and Burchfiel (1997), mais plutôt comme une conséquence de l'extension WNW-ESE qui affecte la région. Cette extension réactive en normal-dextre les failles préexistantes N-S, bordières de la Gaoligong Shan, et ouvre des bassins orientés NE-SW, depuis la région de Ruili jusqu'en Birmanie, au nord de Mogok.

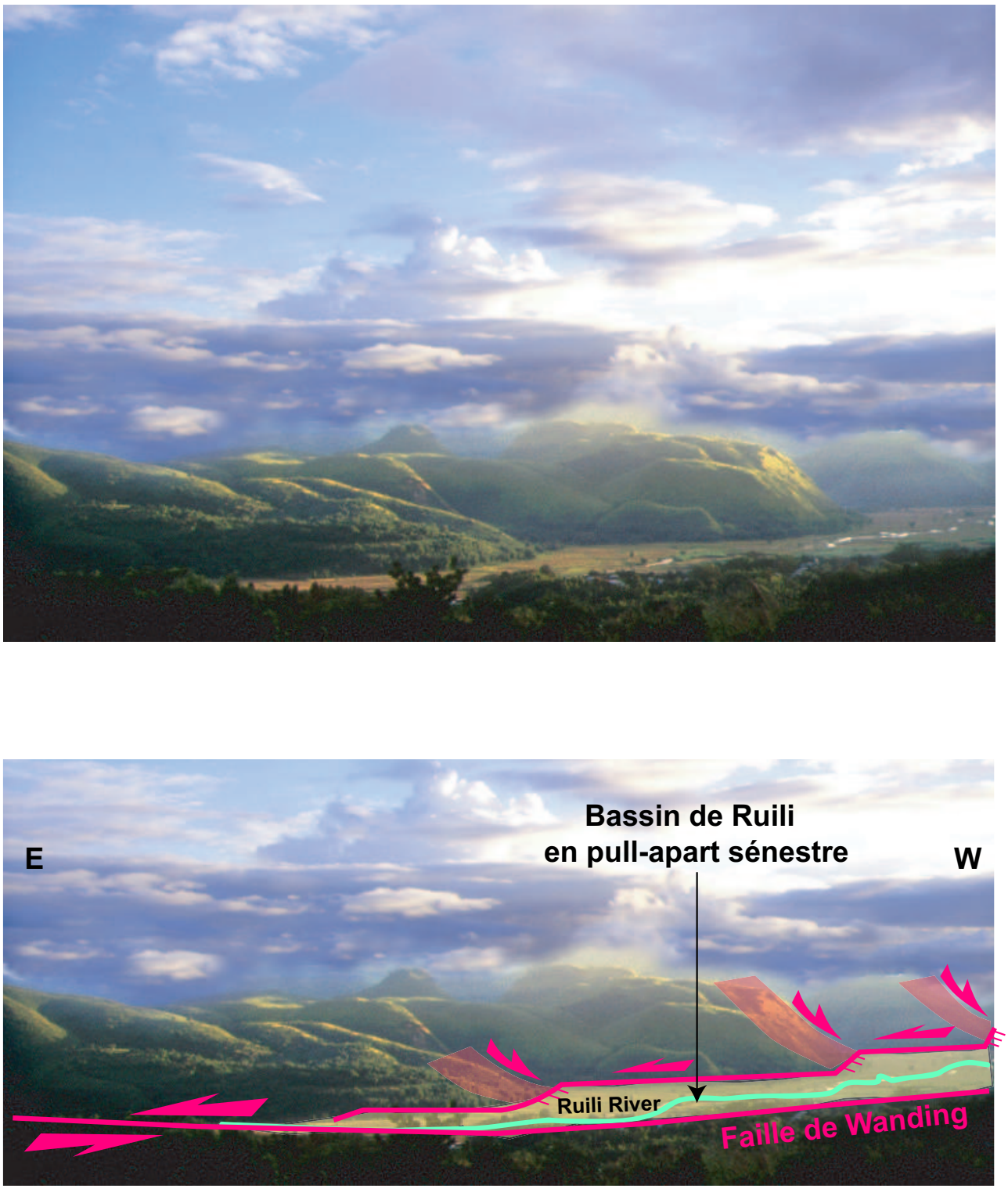


FIG. 3.6 – *Photo et interprétation à regard vers le sud du bassin de Ruili ouvert en pull-apart sénestre le long de la faille de Wanding.*

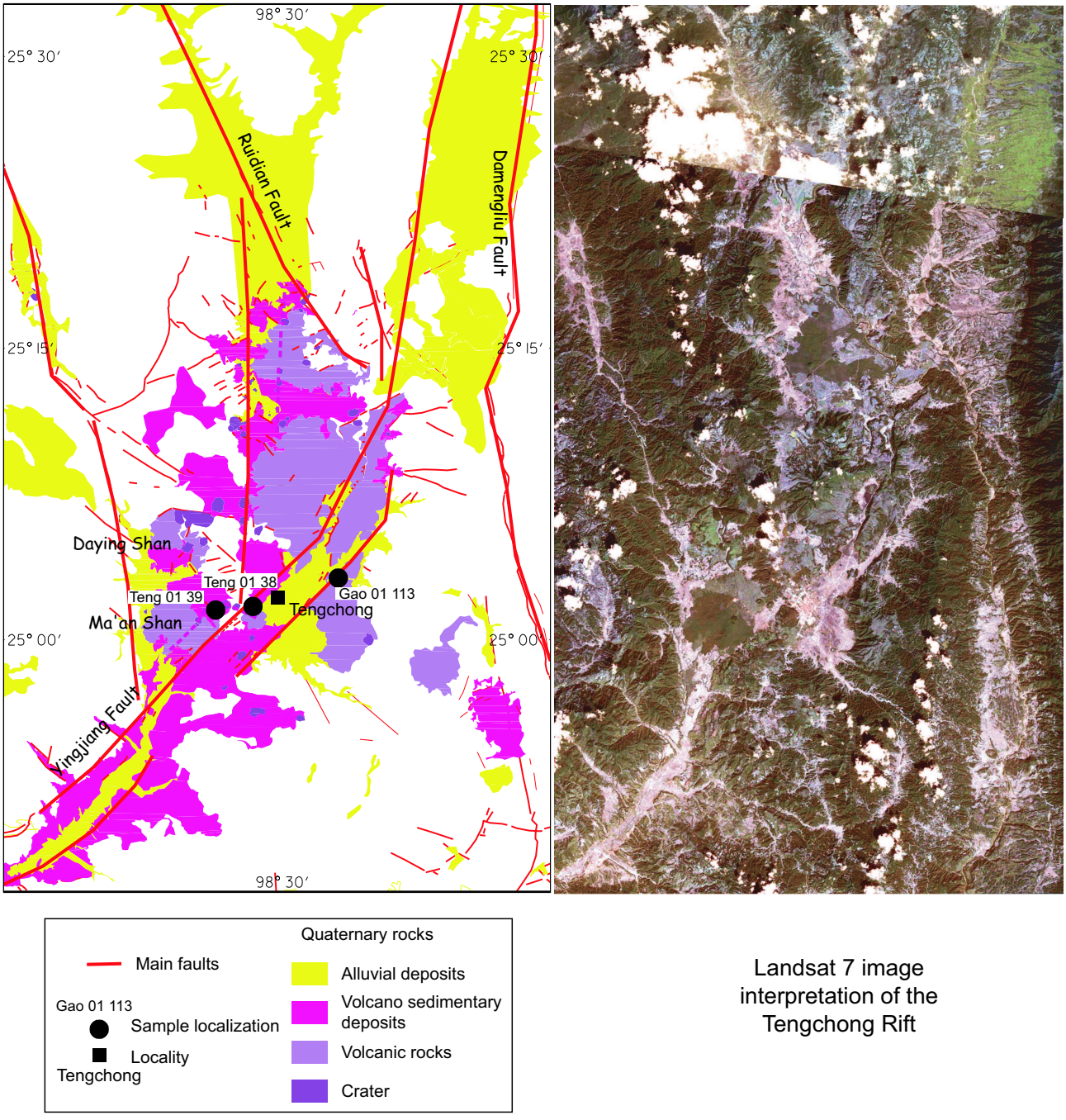


FIG. 3.7 – *Cartographie du rift de Tengchong à partir d'interprétation d'imagerie satellitaire.*

3.2.3.2 Analyse géochimique de quelques laves du Rift : implications sur la source

Cette activité volcanique est classiquement considérée comme étant reliée à un rifting en arrière de la collision Inde-Asie. Toutefois de récentes études montrent que la source de cette province magmatique est un manteau enrichi (Chen et al., 2002; Maury et al., subm).
Trois échantillons collectés dans la région de Tengchong en novembre 2001 ont fait l'objet d'analyses géochimiques à Brest. L'un des échantillons (Gao. 01 113) a été prélevé sur les contreforts du graben N-S qui longe la chaîne métamorphique de la Gaoligong Shan. Les autres échantillons (Teng. 01 38, 39) sont situés au sud de la ville de Tenchong, près de la terminaison sud de la province volcanique. Ce sont des laves shoshonitiques intermédiaires à évoluées (Teng. 01 39 : banakite ; Teng. 01 38 et Gao. 01 113 : latites) présentant une signature de manteau enrichi caractéristique des zones de subduction.

3.2.4 Chaîne métamorphique de la Gaoligong Shan

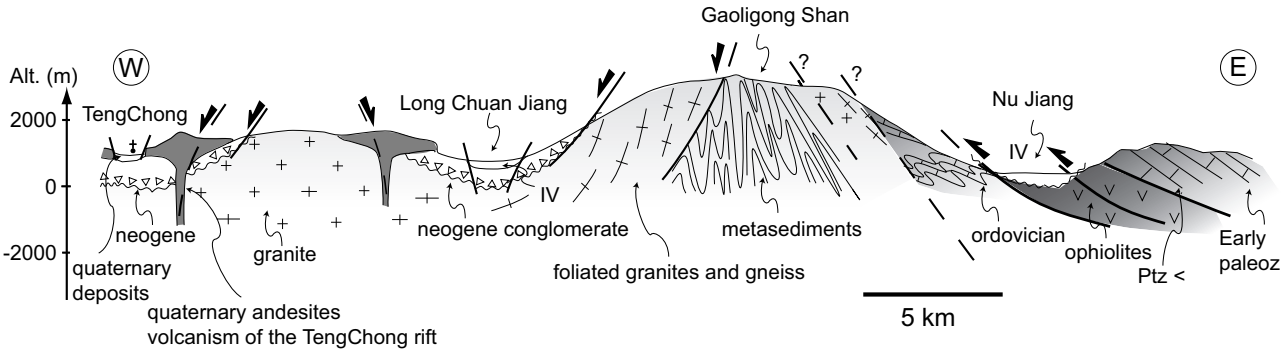


FIG. 3.8 – *Coupe E-W de la Gaoligong Shan*

La Gaoligong Shan (figure 3.8), orientée N-S, est la chaîne métamorphique la plus à l'ouest du Yunnan. Elle atteint 3000 m d'altitude et sépare la rivière Long Chuan à l'ouest de la Nu Jiang (Salween river) à l'Est. Le cœur de la chaîne est composé de roches métamorphiques de haut grade et de granites foliés. Ces roches sont intensément déformées. Leur foliation est subverticale avec un pendage soit vers l'est soit vers l'ouest, et affectée par des plis isoclinaux (photo 3.9). Des plis en fourreau d'axe N-S et une linéation minérale de même orientation indiquent un étirement important. Les critères de cisaillement ductile indiquent un mouvement dextre. La mylonitisation a été datée entre 12 et 20 Ma (Wang and Burchfiel, 1997; Zhong et al., 1991). A l'est de la chaîne, les roches métamorphiques sont probablement séparées des sédiments paléozoïques de la région de Baoshan par une faille normale. Au sud-est, des roches ophiolitiques sont pincées entre les roches métamorphiques et les sédiments Paléozoïques. A l'ouest de la chaîne, des granites foliés affleurent. Ils sont recouverts par des sédiments Néogènes.
La Gaoligong Shan est bordée à l'est comme à l'ouest par de grandes failles orientées N-S, qui présentent vraisemblablement une composante de détachement, visible dans leur morphologie et qui mettent en contact les roches métamorphiques et des sédiments tertiaires. Les mesures de fracturation effectuées à l'est de la chaîne (site Gaoligong sur la figure 3.11) indiquent une extension E-W associée à une compression N-S, compatible avec un jeu normal sur ces failles bordières.
Plus au Sud, la chaîne mylonitique disparaît dans la région de Longling. Un batholite de grande dimension intrude la chaîne métamorphique, dont la foliation s'horizontalise, et qui semble être déviée vers l'Est.

FIG. 3.9 – *Pli isoclinal d'axe N-S dans la Gaoligong Shan. (Photo à regard vers le nord.)*

3.2.5 Le pluton granitique au Sud de Longling

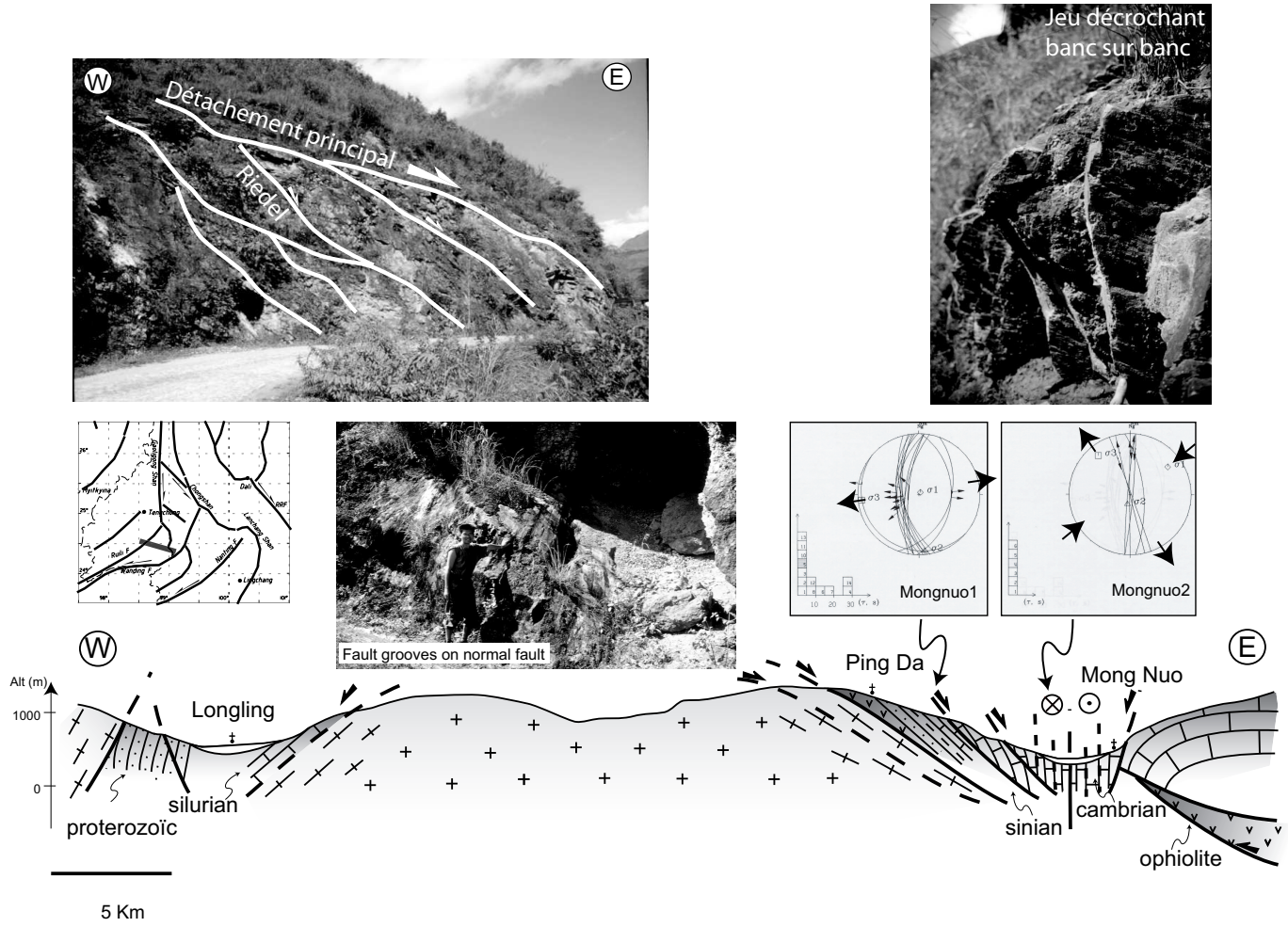


FIG. 3.10 – *Coupe WNW-ESE du pluton au sud de Longling montrant les failles normales qui ont participé à son exhumation tardive. Le long de la bordure orientale du pluton, la déformation est partitionnée entre décrochements et failles normales. Le pluton est affecté par une série de détachements compatibles avec une extension E-W (diagramme Mongnuo 1). Les deux photos de gauche montrent ces détachements de face (bas: faille à canelures) et de profil (haut: structure en riedel). Dans la vallée de Mongnuo, le mouvement est décrochant dextre comme l'indique le diagramme Mongnuo 2, illustré par la photo de droite qui montre un jeu décrochant banc sur banc.*

Au sud de Longling, un pluton granitique a été exhumé à la faveur des failles normales NE-SW qui ouvrent les bassins de la région de Ruili (structure en "roof pendant"). Sur une coupe NW-SE (figure 3.10), le dôme présente une foliation à pendage vers l'Est le long de sa bordure orientale. A cet endroit, le dôme est affecté par une série de détachements qui contribuent à son exhumation tardive. Des analyses de fracturation effectuées dans la vallée montrent que le mouvement est partitionné entre une composante normale le long de failles à pendage vers l'est et un décrochement dextre le long de failles N-S verticales, parallèles à la chaîne de Gaoligong.

3.3 La région de Baoshan

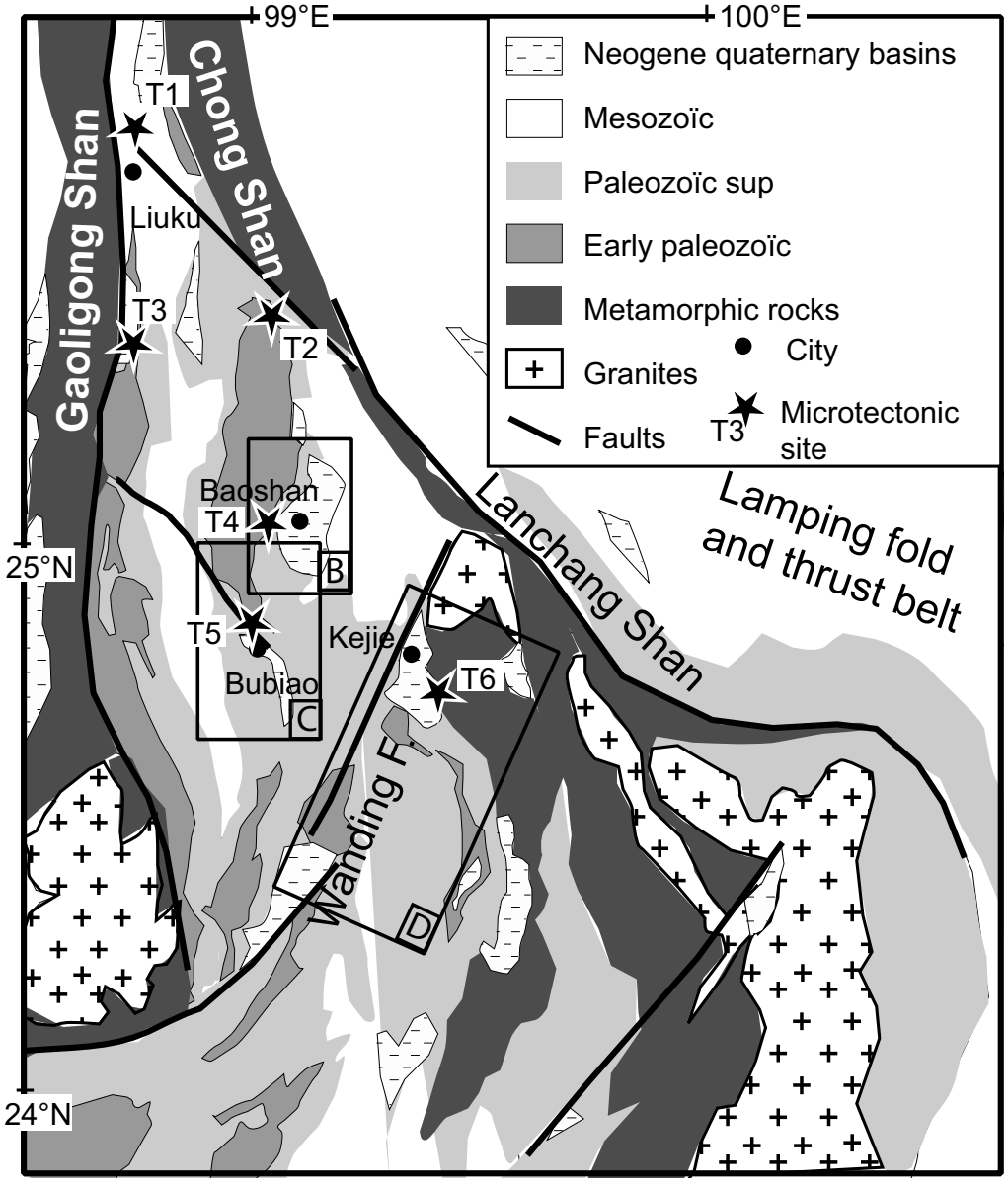


FIG. 3.11 – *Carte géologique et structurale simplifiée de la région de Baoshan, bordée à l'Ouest par la Gaoligong Shan, à l'Est par la Chong Shan et au Sud par le faille de Wanding. Les sites où des mesures microtectoniques ont été effectuées sont localisés.*

Le bloc triangulaire (Baoshan tectonic element (Wang et al., 1998)) situé entre la Gaoligong Shan, la Chong Shan et la faille de Wanding au sud est composé de sédiments paléozoïques déformés et recouverts par des bassins quaternaires. On peut distinguer deux sous-régions ayant des caractéristiques tectoniques différentes. La région située la plus au Nord, qui contient le bassin de Baoshan, a une forme losangique tandis que celle du Sud possède une forme triangulaire (figure 3.11).

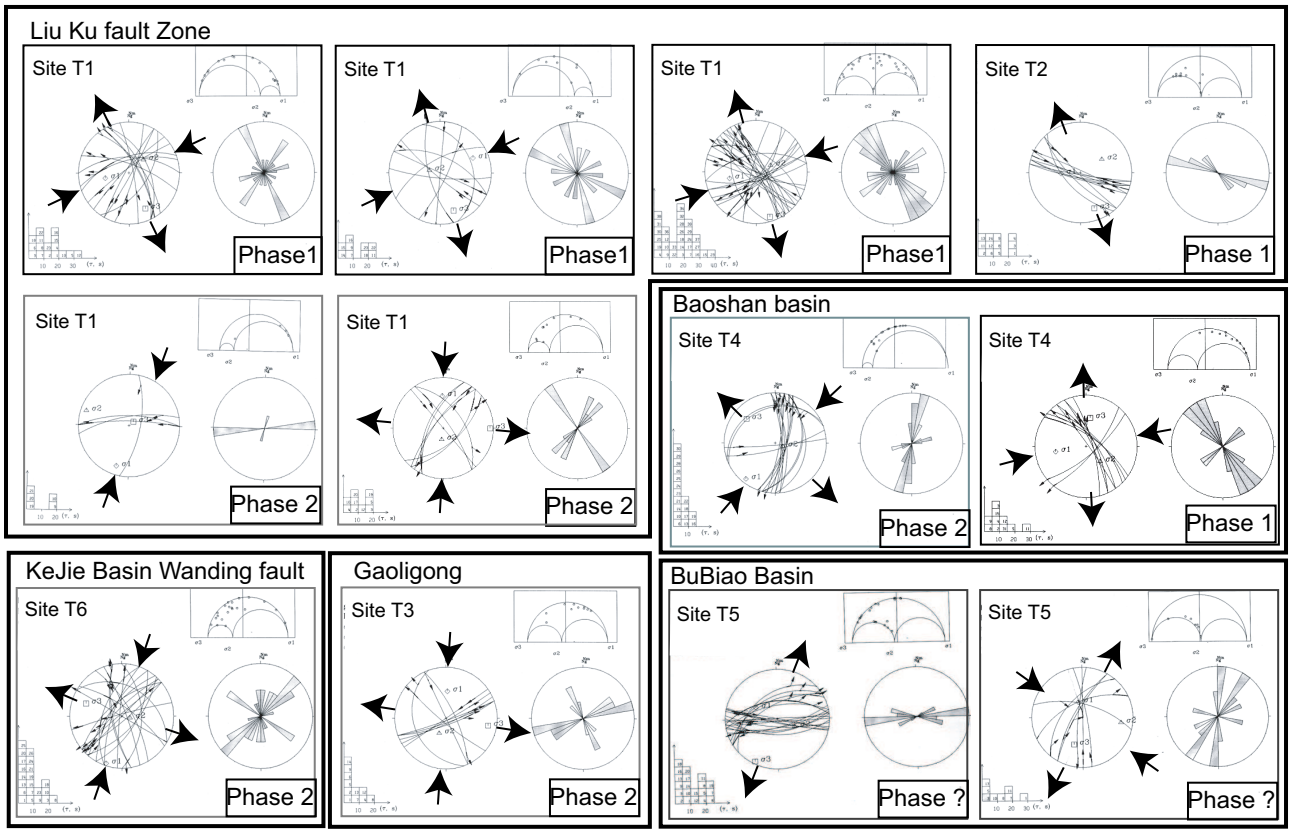


FIG. 3.12 – *Diagrammes microtectoniques des mesures de failles effectuées dans la région de Baoshan. Les différents sites sont repérés par des étoiles sur les cartes. Les diagrammes microtectoniques sont des projections dans l'hémisphère inférieur. Les failles sont représentées par des grands cercles tandis que les stries sont représentées par des flèches. Deux phases tectoniques sont individualisées. La première, sans doute Oligocène car elle affecte des sédiments Paléogènes, montre une compression ENE associée à une extension NNW. La seconde, qui affecte des sédiments Néogènes et qui a sans doute eu lieu du Miocène à l'actuel, montre une extension WNW et une compression NNE.*

3.3.1 La zone de failles de Liu Ku, décalage sénestre de la Chong Shan

Dans la région losangique du Nord, les formations ont une orientation Nord-Sud. Au Sud de Liu Ku, les roches sont affectées par une série de failles cassantes orientées NW-SE, que j'appellerai par la suite "zone de failles de Liu Ku". Cette zone de failles s'étend au SE et décale la Chong Shan en sénestre dans sa partie centrale. Les mesures microtectoniques effectuées dans la région montrent une direction préférentielle d'orientation des structures de N150° pour les failles sénestres et de N60° pour les conjuguées dextres transtensives. Ceci est compatible avec une compression ENE-WSW associée à une extension NNW-SSE (figure 3.12). L'âge de ce mouvement sénestre est mal contraint car les roches affectées sont d'âge Paléozoïque à Mésozoïque inférieur. Un état de contraintes ultérieur a pu être individualisé sur les mêmes affleurements. Il montre une rotation antihoraire de 45° de l'état de contraintes.
Au SE de Liu Ku, à l'emplacement où ce système de failles décale la chaîne métamorphique de la Chong Shan, l'analyse de la fracturation indique une direction préférentielle de fracturation ESE associée à un mouvement sénestre. Ceci peut être relié au premier état de contraintes décrit dans la région de Liu Ku.
A l'ouest, la région est bordée par la chaîne de la Gaoligong. Les roches sont fracturées le long d'une direction N-S, associée à un cisaillement dextre, conjuguée à des failles sénestres ENE. Ceci implique une compression NNE et une extension ESE, qui peut correspondre au second état de contraintes décrit dans la région de Liu Ku.

3.3.2 Ouverture polyphasée du bassin de Baoshan

Le bassin de Baoshan présente une forme de haricot. Il a subi une histoire polyphasée et les indicateurs de sa formation sont différents au nord et au sud du bassin. Dans sa partie septentrionale, le bassin est losangique tandis qu'au sud il est allongé N-S. La partie Ouest du bassin a une morphologie remarquable montrant une incision profonde de la pente par le drainage, ce qui indique une élévation récente et suggère une composante extensive E-W récente.
Sur le bord ouest du bassin, les mesures microtectoniques montrent que le bassin a été affecté par une série de failles NW-SE, ayant une composante normale-sénestre, conjuguées avec des failles dextres orientées NE-SW (figure 3.12). Cet état de contrainte, caractérisé par une compression E-W et une extension N-S, est compatible avec le premier état de contraintes individualisé dans la région de Liu Ku. Cet état de contraintes ne peut pas avoir ouvert le bassin de Baoshan, mais il est cependant associé à une fracturation préexistante de la plate-forme.
Le bassin a été affecté par au moins une seconde phase tectonique caractérisée par une compression NNE-SSW et une extension NW-SE (figure 3.12). De plus, les roches sont fracturées le long d'une direction N-S subverticale associée à un mouvement dextre, compatible avec le même état de contrainte. Cette direction est caractéristique de la partie méridionale du bassin. Les failles N-S sont conjuguées à des failles sénestres orientées ENE.
Ainsi, le bassin quaternaire de Baoshan pourrait s'être ouvert en pull-apart le long de failles dextres orientées N-S à NW-SE. Cette seconde phase pourrait réactiver un système antérieur de failles conjuguées NW-SE et NE-SW formé lors du premier état de contraintes décrit (figure 3.13).

3.3.3 Le bassin de BuBiao

La région Sud présente une forme triangulaire et a des structures tectoniques différentes. Les plis et les chevauchements ont une forme arquée, convexe vers le NE. Les roches sont disposées en éventail aux extrémités nord et sud de la région. Le bassin de Bu Biao (figure 3.14) appartient

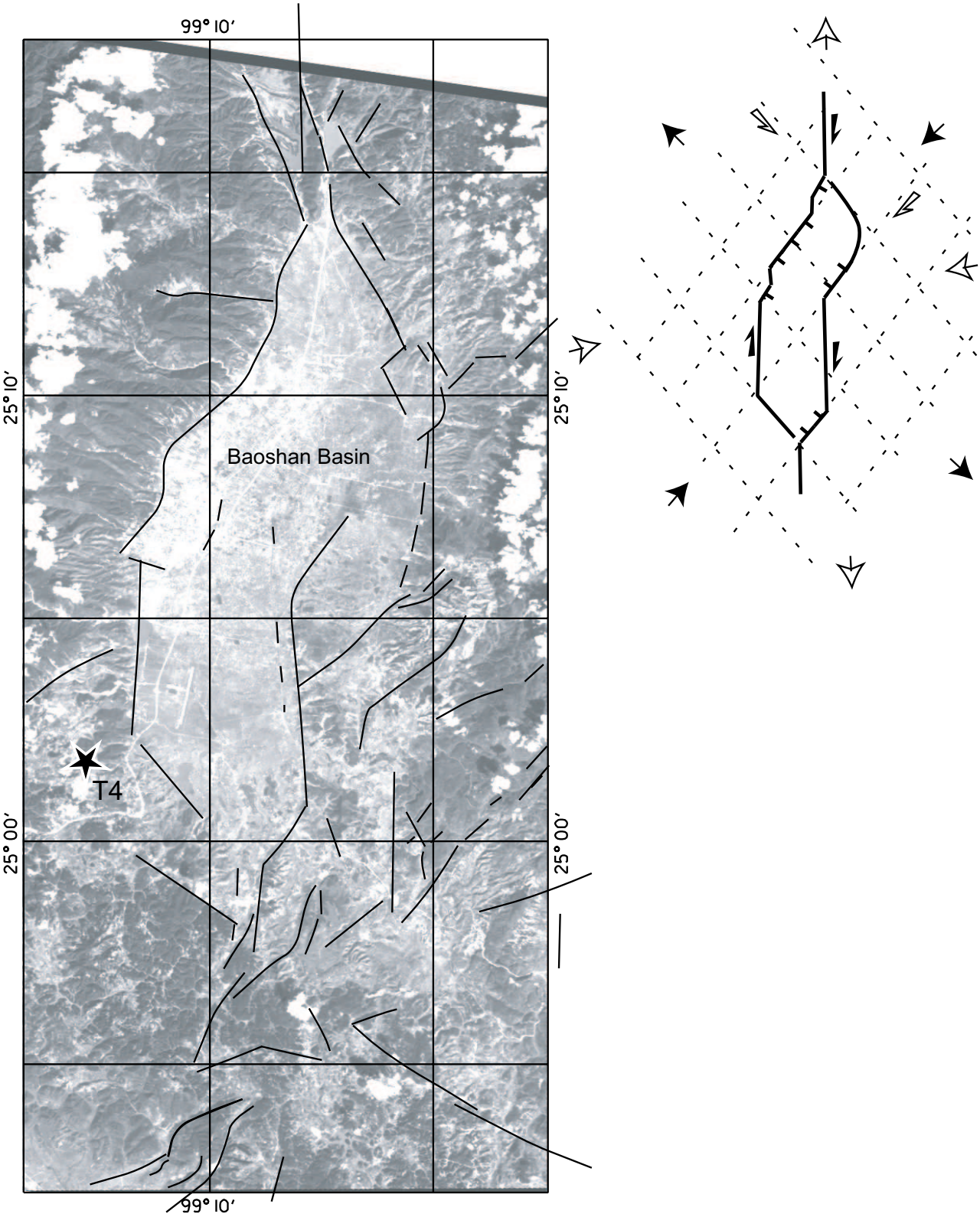


FIG. 3.13 – *Géométrie du bassin de Baoshan interprétée à partir d'images satellitaires Landsat 7. L'extrait d'image est localisé par le cadre B sur la carte 3.11. Les mesures microtectoniques effectuées sur la bordure ouest du bassin sont représentées dans la figure 3.12. Un modèle d'ouverture polyphasée du bassin de Baoshan est représenté schématiquement.*

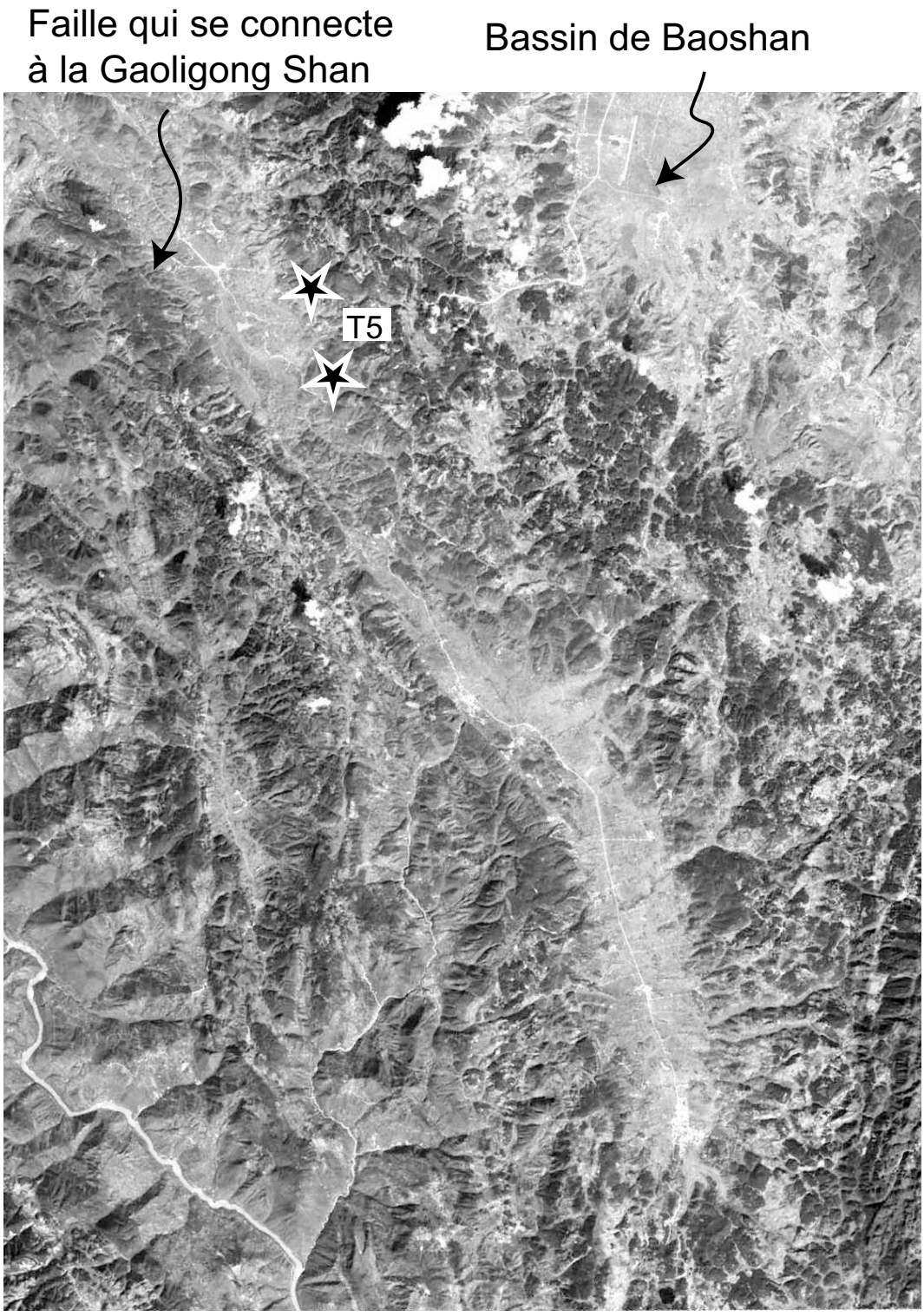


FIG. 3.14 – *Image Landsat 7 du bassin de Bubiao. L'extrait d'image est localisé par le cadre C sur la carte 3.11. Le bassin se situe le long d'une faille qui se connecte à la Gaoligong Shan. Les mesures microtectoniques effectuées le long de la bordure du bassin sont localisées par des étoiles et représentées par des diagrammes dans la figure 3.12.*

à cette région et longe une faille NNW-SSE mais son extrémité sud semble avoir été arquée après son ouverture. Ceci suggère que la forme arquée qui caractérise la région ait été formée récemment. Les mesures microtectoniques au bord NE du bassin de BuBiao sont compatibles avec une extension NNE (figure 3.12). Il est impossible de faire le lien entre cet état de contraintes et l'une ou l'autre des deux phases précédemment décrites qui affectent le bloc de Baoshan. L'orientation de l'état de contraintes mesuré dans le bassin de BuBiao pourrait donc être expliqué par une rotation tardive des structures.

3.3.4 Faille de Wanding

La faille de Wanding, qui borde au Sud la région de Baoshan, a une direction E-W le long de la frontière sino-birmane dans sa partie occidentale, puis se courbe vers le NE dans sa partie orientale. La faille ne continue pas au-delà de la chaîne de la Chong-Langchang Shan. Le long de la trace de la faille, des facettes et des sources chaudes attestent de son activité récente. Ce plus, un séisme historique a été documenté le long de la faille de Wanding et son déplacement sénestre est mis en évidence par de nombreux décalages de rivières jusqu'à 10 km (Ledain et al., 1984; Tapponnier and Molnar, 1976; Wang and Burchfiel, 1997).

La présence d'une géométrie en épingle à cheveux à l'endroit où la rivière Salween traverse

FIG. 3.15 – *Image Landsat 7 de la trace de la faille de Wanding*

la faille a été interprétée comme le résultat de deux décalages de sens opposés surimposés. Le mouvement sénestre se surimprimerait à un décalage dextre (Lacassin et al., 1998).

Au SE de la partie courbe de la faille, une ceinture de plissement chevauchement impliquant des séries paléogènes est courbe et convexe vers le SE, tandis que les structures situées au nord de la faille sont orientées N-S et ne sont courbées qu'à leur extrémité occidentale. Cette géométrie est illustrée sur le schéma de localisation de la figure 3.16. L'axe de ces courbures n'a pas la même orientation au nord et au sud de la faille : au nord l'axe est E-W alors qu'au sud il est SW-NE. Des bassins sont présents le long de la partie NE de la faille. Le bassin de KeJie, situé proche de la terminaison NE de la faille, est rempli de sédiments paléogènes, néogènes et quaternaires. Une analyse de fracturation effectuée dans les dépôts néogènes qui bordent le coeur du bassin indique une direction préférentielle NE pour les failles transtensives sénestres conjuguée à une direction NW pour des failles dextres (Figure 3.16). Ceci correspond à une direction d'extension WNW associée à une compression NNE, indiquant que la faille de Wanding n'est pas une faille purement décrochante mais plutôt une faille transtensive dans cette zone. Cet état de contraintes est compatible avec celui mis en évidence le long de la faille de Gaoligong, ainsi qu'avec le second état de contraintes décrit pour la zone de failles de LiuKu (figure 3.11). Au sud de la faille de Wanding, de nombreux bassins se sont ouverts et sont remplis de sédiments paléogènes à qua-

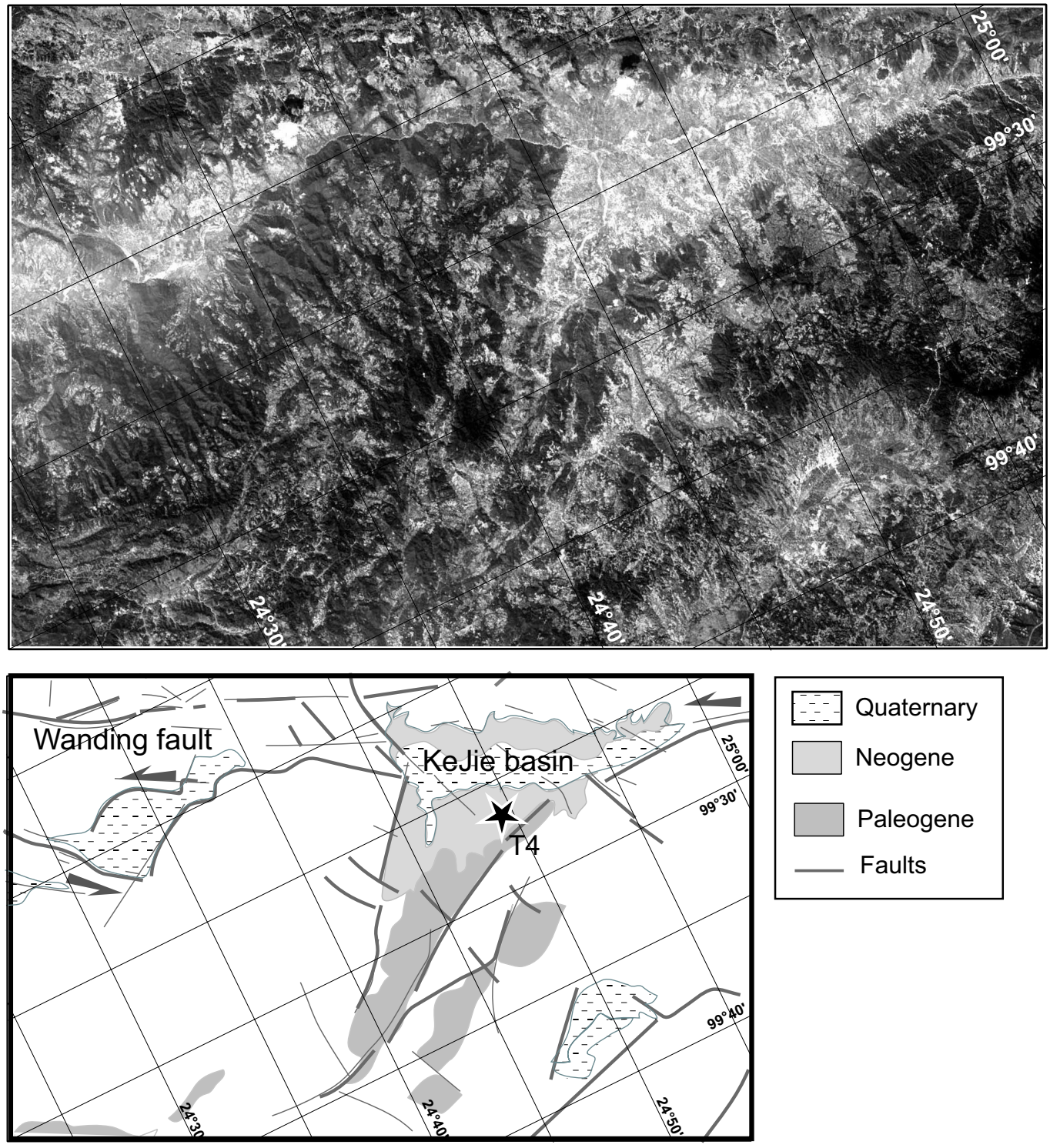


FIG. 3.16 – *Image Landsat 7 et son interprétation de la région du bassin de KeJie. L'extrait d'image est localisé par le cadre D sur la carte 3.11. Le diagramme microtectonique effectué à partir de mesures dans les dépôts néogènes du bassin est représenté dans la figure 3.12.*

ternaires. Dans les dépôts néogènes du bassin de KeJie, par exemple, seule la seconde phase de déformation est enregistrée. Cet état de contraintes est proche de celui déduit des mécanismes au foyer dans la région, suggérant que cette phase de déformation est encore active. En revanche, les bassins paléogènes dans cette région sont décalés par des failles sénestres NW-SE, indiquant qu'ils peuvent avoir été également affectés par l'état de contraintes antérieur. Malheureusement, il m'a été impossible de trouver d'autres affleurements récents où une analyse microtectonique était possible. En effet, dans ces bassins, les dépôts récents sont constitués de molasses peu indurées et dès que les affleurements ne sont plus tout à fait frais, ils sont ravinés par la pluie et l'étude de la déformation devient impossible.

3.3.5 Faille de Nanting

La faille de Nanting s'étend depuis le bord de la ceinture de plissement chevauchement de Lamping-Simao, dans la région de Yunxian au Yunnan Occidental, jusqu'en Birmanie où elle est intersectée par la faille de Sagaing. Cette faille est classiquement considérée comme étant une faille purement décrochante sénestre, et les mécanismes au foyer présents le long de sa trace corroborent cette information. Toutefois, le jeu sénestre de cette faille pose un problème géométrique. Le premier est que la faille a un début et une fin, et que le mouvement qu'elle accommode ne semble être transféré à aucune autre structure. De plus, à sa terminaison ouest en Birmanie, cette faille arrive perpendiculairement à la faille de Sagaing dans la région de Mogok, et ne décale pas cette dernière en sénestre, ce qui indique que la relation entre ces deux failles est incomprise. De nombreux indices d'un glissement sénestre sont présents le long de la faille, particulièrement dans sa partie centrale. Les caractéristiques géomorphologiques comme les décalages de rivières ou de cônes alluviaux (Wang and Burchfiel, 1997), ainsi que les mécanismes au foyer indiquant un glissement sénestre le long d'un plan NE (Holt et al., 1991) (Figure 3.1) témoignent d'un glissement sénestre actif. De plus, la ceinture ophiolitique de Menglian est décalée de 40-50 km, ce qui représente le décalage total dans la partie centrale de la faille de Nanting (Wang and Burchfiel, 1997). Toutefois, en Birmanie, elle ne semble pas décaler la faille de Sagaing. L'analyse d'images Landsat TM couplée à un travail de terrain indique que la faille, de direction E-W en Birmanie, montre une composante normale importante soulignée par un grand escarpement de faille (section 2.4.2.2 et figure 2.5). Cette variation de mouvement le long de la faille de Nanting peut être expliquée par une rotation horaire de blocs le long de la faille de Nanting, combinée à un entraînement dextre par la faille de Sagaing. Ceci résulterait en une extension dans la région de Mogok et du bassin de Bhamo autorisant une exhumation importante, en un décrochement sénestre dans la partie centrale de la faille et en une compression à son extrémité NE, dans la région de Yunxian, qui est caractérisée par le pli majeur de la Wulian Shan.

3.4 Chaîne métamorphique de la Chong Shan

3.4.1 Structure de la chaîne

La Chong Shan, orientée NW-SE sépare la chaîne de plissement chevauchement de Lamping et la zone de Baoshan. La Chong Shan est une chaîne de roches mylonitiques, généralement cartographiées comme précambriennes (B.G.M.R.Y., 1983), même si la mylonitisation date du cénozoïque moyen à supérieur (Wang and Burchfiel, 1997). Dans la partie centrale, la chaîne métamorphique est décalée en sénestre. Au nord de ce décalage, la chaîne est référencée comme Chong Shan, tandis qu'au sud, elle s'appelle Lanchang Shan.
J'ai effectué plusieurs coupes à travers cette chaîne, dans le but d'étudier sa structure et sa

déformation. La figure 3.17 est une coupe synthétique présentant simplement la structure de la chaîne. Les roches métamorphiques de la chaîne sont chevauchées par les sédiments pélitiques de la ceinture de plissement chevauchement de Lamping. Le cœur de la chaîne est composé de mylonite, gneiss de haute température et granites foliés. A l'ouest affleurent des métasédiments précambriens fortement déformés, comme le montrent les crayons de la photo a (figure 3.17). Ces métasédiments sont pincés contre les roches mylonitiques, mais leur relation structurale n'est pas claire. Au Sud, ces sédiments métamorphiques s'étendent dans une chaîne de roches métamorphiques précambriennes de haut grade intrudées par des plutons granitiques (B.G.M.R.Y., 1983). Cette chaîne de haut grade est séparée par la suture ophiolitique de Changning d'une chaîne de plus bas grade qui s'étend à l'est de la suture.

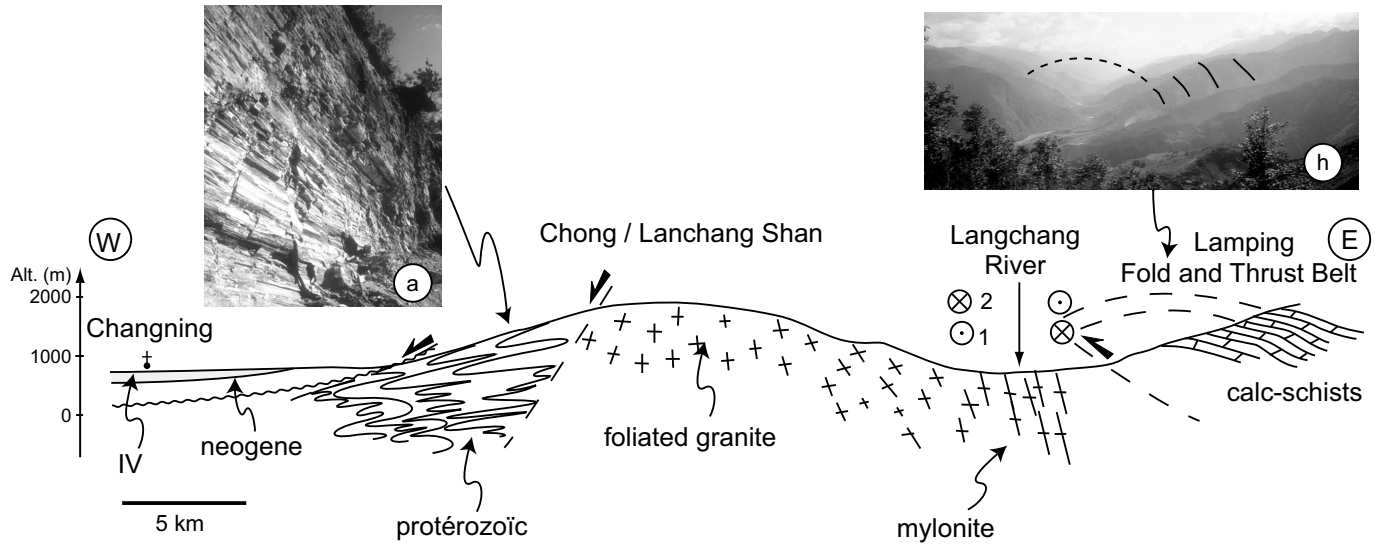


FIG. 3.17 – *Coupe E-W synthétique de la Chong Shan et déformation ductile associée. (a) Plis en fourreau et crayons d'axe N175° dans les sédiments protérozoïques de la Lanchang Shan.(h) Photographie d'un pli de la ceinture de plissement-chevauchement de Lamping-Simao chevauchant la chaîne métamorphique.*

3.4.2 Analyse de la déformation : inversion du sens de cisaillement ductile

Sur le terrain, la schistosité varie de l'horizontale à la verticale, comme illustré par la photo b(figure 3.18). La linéation minérale d'étirement fluctue autour d'une direction N140°. Les linéations interprétées à partir des images satellites indiquent, là encore, une linéation qui suit le sens d'allongement de la chaîne.

J'ai étudié le cisaillement ductile en plusieurs endroits de la chaîne. On trouve des structures comme des bandes S-C (figure 3.18: photos c, f, g), des ombres de pression autour de Feldspaths magmatiques (figure 3.18: photos e, c), des veines cisaillées (figure 3.18: photo d), du boudinage asymétrique (figure 3.18: photos f, g), des figures d'enroulement, des plis couchés (figure 3.18: photo d)... Dans tous les affleurements étudiés et toutes les lames minces observées, les critères de cisaillement indiquent un mouvement sénestre quel que soit le pendage de la foliation. Ceci indique que la chaîne métamorphique de la Chong/Lanchang Shan était une zone de cisaillement ductile sénestre. Les critères de déformation ductile ne sont pas les seuls indicateurs d'un mouvement sénestre le long de la Chong Shan. En effet, au sud de la chaîne se trouve la ceinture ophiolitique de Changning, déjà mentionnée plus haut. Au Nord de la chaîne, on retrouve une suture ophiolitique, la suture de Lancangjiang, qui est certainement la continuité de la suture de Changning (Haoruo et al., 1995; Metcalfe, 1999). Ceci impliquerait un décalage total en sénestre

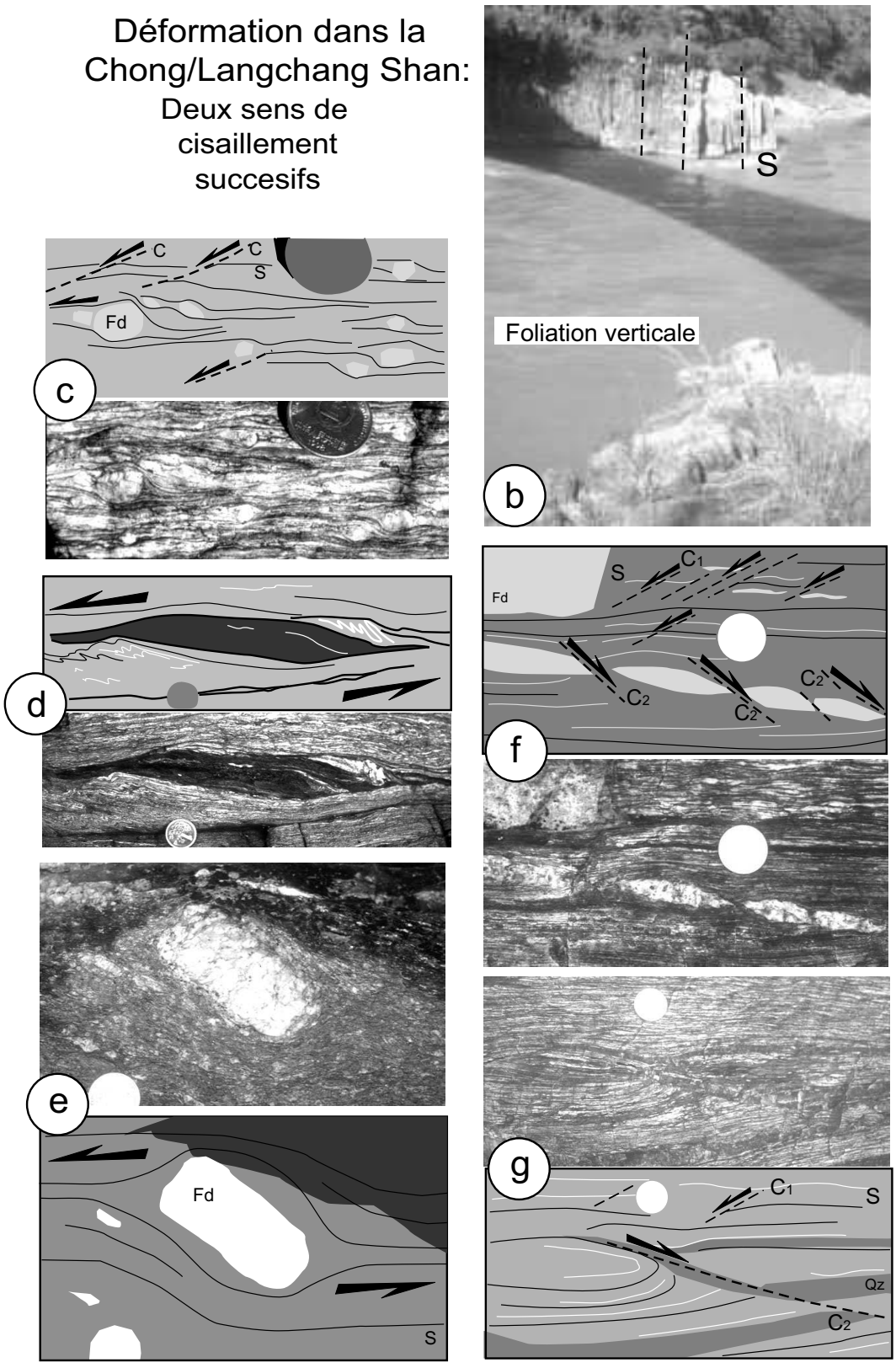


FIG. 3.18 – *Déformation ductile dans la Chong/Langchang Shan. (b) Schistosité verticalisée le long de la rivière Langchang (Mekong). (c) Bandes S-C et ombres de pression dans un gneiss montrant un sens de cisaillement sénestre. (d) Veine asymétrique principalement composée de biotite. Les plis couchés vers le NE de la schistosité ainsi que l'asymétrie de la veine indiquent un cisaillement sénestre. (e) Relique de feldspath magmatique cisaillé en sénestre. (f) Bandes S-C ductiles sénestres reprises par un cisaillement dextre à la transition ductile cassant, caractérisé par un boudinage asymétrique de veines quartzo-feldspathiques. (g) Bande S-C ductile sénestres et boudinage dextre ultérieur.*

de 250 km. La mylonitisation étant cénozoïque (Wang and Burchfiel, 1997), on peut sans doute considérer que la Chong Shan faisait partie du même système que l'Ailao Shan, ces deux zones de cisaillement ductile sénestres ayant sans doute été actives simultanément.
Cette déformation ductile est reprise par un second sens de cisaillement, dextre cette fois. J'ai observé cette seconde phase en un site seulement, mais elle est très claire. Elle est marquée par un boudinage asymétrique dextre, à la transition cassant ductile, de veines quartzo-feldspathiques (figure 3.18: photos f et g). A une plus grande échelle, si l'on observe la forme de la chaîne, on peut remarquer que sa direction d'allongement NW-SE tourne dans le sens horaire lorsque l'on va vers le nord et que l'on se rapproche de la Gaoligong Shan. Ainsi, la Chong Shan devient N-S et parallèle à la Gaoligong Shan au Nord de la latitude N26°. La seconde phase de cisaillement ainsi que la forme arquée de la chaîne pourraient être interprétées comme un draguage dextre tardif de la chaîne par le système dextre Gaoligong Shan.

3.5 Ceinture de plissement chevauchement de Lamping

La ceinture de plissement chevauchement de Lamping-Simao est bordée par deux hautes chaînes métamorphique : la Diangcan/Ailao Shan à l'est et la Chong/Langchang Shan à l'ouest, comme représenté dans la figure 3.2. La ceinture est principalement constituée de molasses rouges continentales d'âge jurassique à cénozoïque inférieur (B.G.M.R.Y., 1990). Les molasses recouvrent des roches volcaniques triasiques et des sédiments paléozoïques exposés aux bords de la ceinture. Les roches ont été raccourcies dans une direction NE-SW. Le plissement a commencé à l'éocène et s'est terminé au pliocène (Leloup et al., 1995; Wang and Burchfiel, 1997). Les plis et les chevauchements ont une forme arquée convexe vers le SW dans la région de Lamping. Cette géométrie est relayée au sud par une rotation horaire des structures dans la région de Yunxian qui crée un pli convexe vers le NE dans la Wulian Shan. Leloup et al. (1995); Wang and Burchfiel (1997) ont montré que la ceinture de Lamping Simao a subi une première phase de déformation pour former les plis et chevauchements de direction NW, et que la géométrie arquée de la Wulian Shan a été surimposée ultérieurement. Les études paléomagnétiques montrent des rotations importantes dans cette chaîne (Sato et al., 2001).
La ceinture de plissement chevauchement est située au front du système de failles de Dali qui bute contre l'Ailao Shan.

3.6 La région de Dali : interaction entre la faille de ChengHai et la faille du Fleuve Rouge

3.6.1 La zone de cisaillement de la Diangcan Shan

La zone de cisaillement de la Diangcan Shan sépare le système de failles de Dali et la ceinture de plissement chevauchement de Lamping-Simao. Elle constitue la continuité NW de la zone de cisaillement de l'Ailao Shan qui joué en sénestre de ∼36 à 16 Ma (Leloup et al., 1995; Harrison et al., 1996; Leloup et al., 2001). Les deux chaînes métamorphiques (Ailao et Diangcan Shan) sont formées de gneiss fortement foliés (Tapponnier et al., 1990; Leloup et al., 1995) et séparées par une zone où n'affleurent aucunes roches métamorphiques dans la région de Minbu (ou Midu). Leloup et al. (1995) interprètent cette lacune de Midu comme un démembrement sénestre par méga-boudinage de la zone de cisaillement ductile, suivi d'un soulèvement associé à un décalage dextre par la faille quaternaire du fleuve rouge de certaines unités métamorphiques. En effet, la faille du fleuve rouge, qui réactive la Zone de cisaillement de l'Ailao-Diangcan Shan, est active en dextre depuis ∼4 Ma (Leloup et al., 1995). Allen et al. (1984) ont montré que cette faille a

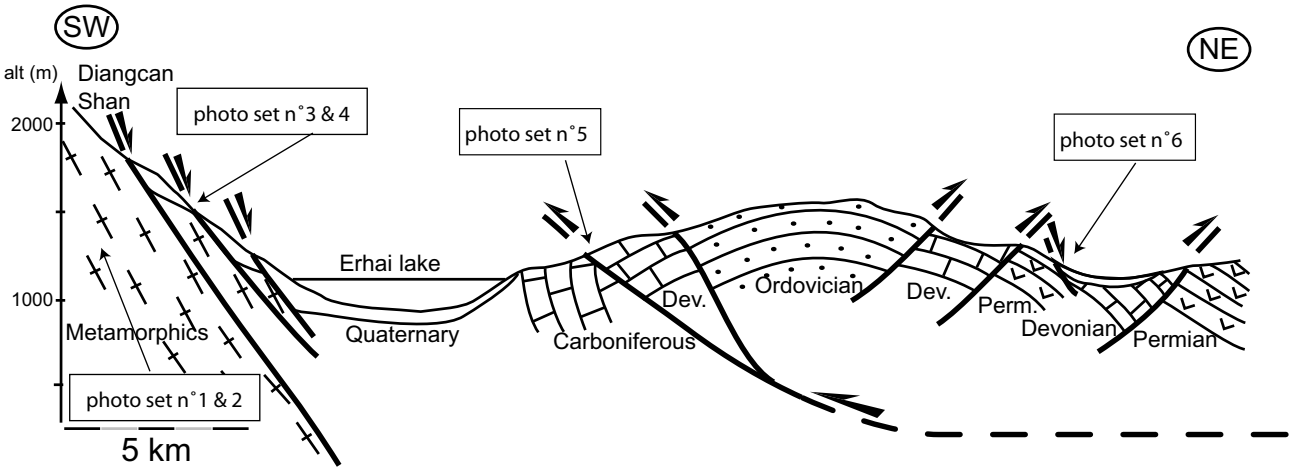


FIG. 3.19 – *Coupe SW-NE de la Diangcan Shan. Les photos de la planche 3.20 sont localisées sur la coupe.*

subi un mouvement récent de 2-5 mm/an et, plus récemment, Replumaz et al. (2001) ont mis en évidence des décalages systématiques du réseau fluviatile et proposent une vitesse de ∼5 mm/an au cours du Plio-Quaternaire.

Les roches de la Diangcan Shan ont enregistré au moins deux périodes d'exhumation à ∼20 Ma et depuis ∼4 Ma jusqu'au présent (Leloup et al., 1993). La déformation ductile associée à la période d'exhumation la plus ancienne est caractérisée par une schistosité verticale et un mouvement sénestre dans la partie centrale de la chaîne. Toutefois, à son extrémité sud, on observe une foliation plate ou plissée, marquée par une linéation N120°. Des bandes S-C associées à des structures d'enroulement ou des ombres de pression autour de porphyroclastes de feldspath ou de grenat indiquent un cisaillement top vers le SE. La présence de boudinage et de plis en fourreau (Fig. 3.19) caractérise un étirement intense. A son extrémité sud, la Diangcan Shan pourrait donc être affectée par une zone de cisaillement extensive, un détachement, qui placerait les roches métamorphiques de haut grade en contact avec les sédiments mésozoïques faiblement métamorphiques au toit, qui affleurent au sud de la Diangcan Shan (B.G.M.R.Y., 1983).

La Diangcan Shan est affectée, le long de son flanc NE, par des failles normales qui recoupent la foliation et qui participent à l'exhumation tardive du cœur métamorphique (figure 3.19). Leloup et al. (1993) a interprété ces failles comme étant la continuation de la faille du fleuve rouge. Toutefois, Wang et al. (1998) objectent que les caractéristiques de ces failles sont plutôt celles d'un détachement à cause de leur composante normale que celles d'un décrochement dextre. La continuité NE de la faille active du Fleuve Rouge et ses interactions avec le système de failles de Dali sont incertaines.

3.6.2 Terminaison de la faille de Chenghai

Le système de failles de Dali est constitué d'une série de failles décrochantes N-S coupant à travers les roches paléozoïques et triasiques plissées (Figure 3.21). La bordure ouest de ce système de failles est la faille de Jianchuan qui termine la faille sénestre NW-SE de Zhongdian. La limite est du système est la faille N-S de Chenghai, et sa limite nord est la faille de Daju. Ces failles décrochantes s'étendent vers le SSE où elles butent contre la chaîne de la Diangcan.

Ces failles délimitent des blocs qui ont subi des déformations antérieures conditionnant la géométrie des failles récentes.

A partir d'interprétations d'images satellites Landsat 7 et d'observations de terrain, j'ai réalisé

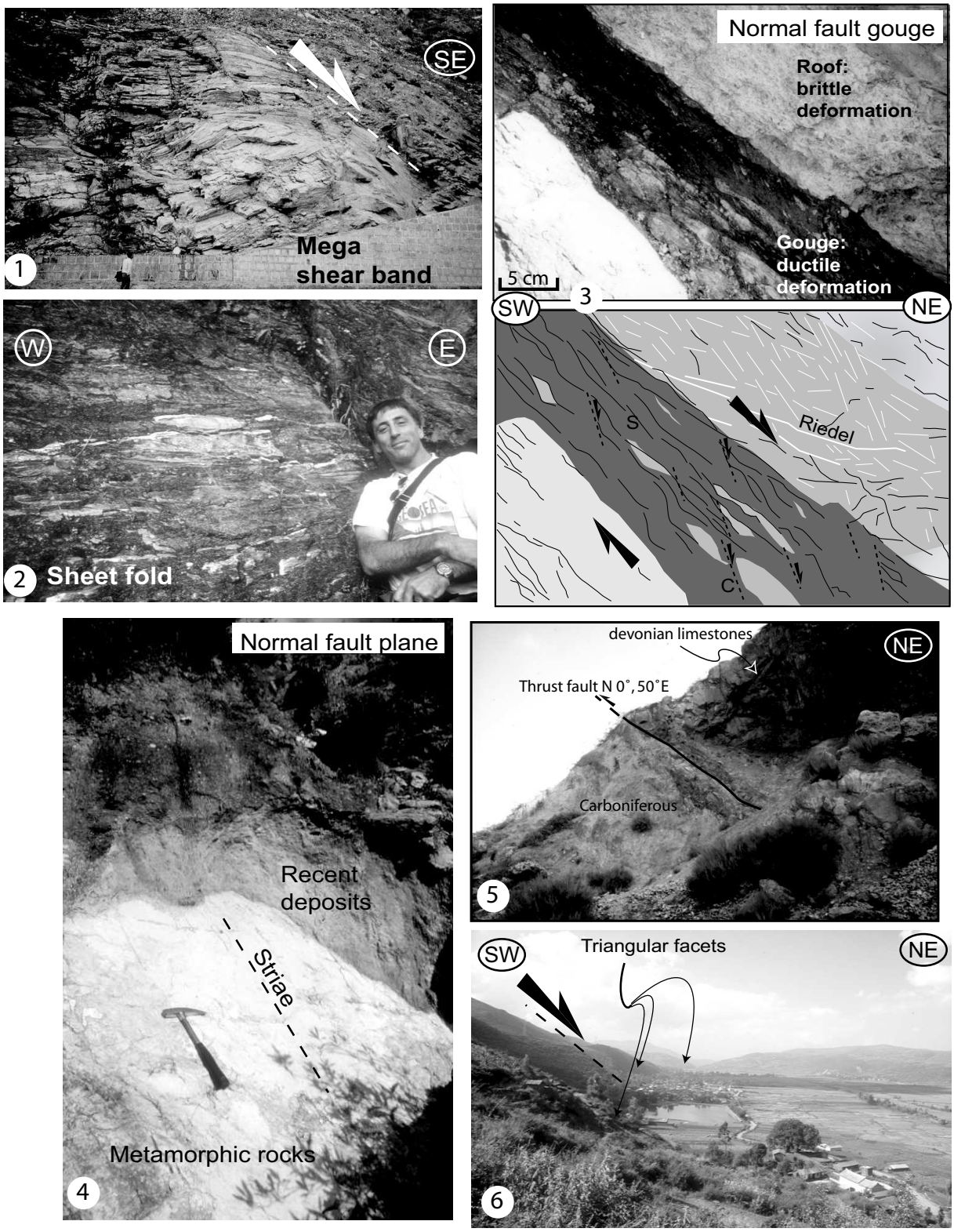


FIG. 3.20 – *Les photos d'une méga-bande de cisaillement (1) et de plis en fourreaux (2) illustrent la déformation ductile dans la Diangcan Shan. Les photos (3) et (4) et leur interprétation illustrent les failles normales qui bordent la Diangcan Shan au NE: la photo (3) montre une gouge de faille normale et la photo (4) montre un miroir de faille mettant en contact des roches métamorphiques avec des dépôts Quaternaires. La photo (5) montre un chevauchement mettant en contact des calcaires Dévoniens sur des séries Carbonifères. La photo (6) montre un bassin bordé par une faille normale récente, ainsi qu'en attestent la morphologie et les facettes triangulaires.*

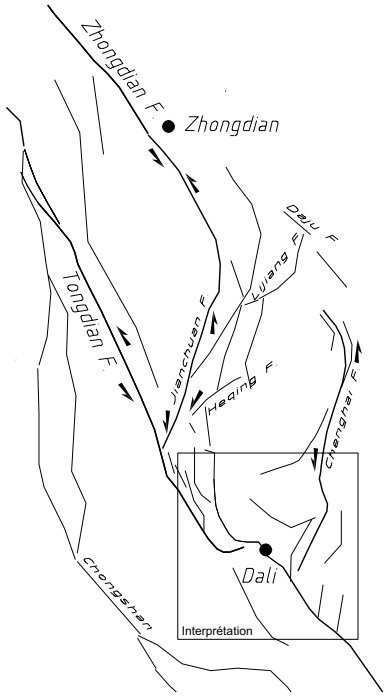


FIG. 3.21 – *Carte structurale de la zone de failles de Dali. Le cadre localise l'image landsat 7 de la région de Dali et son interprétation tectonique (figure 3.22).*

une cartographie détaillée de la terminaison sud de la faille de Chenghai et de ses relations avec la faille du Fleuve Rouge et la chaîne métamorphique de l'Ailao / Diangcan Shan. L'interprétation tectonique est représentée sur la figure 3.22.

De nombreux bassins se sont ouverts le long des failles, la majeure partie d'entre eux étant quaternaires (Allen et al., 1984; Wang et al., 1998), ce qui indique que le système étudié est récent, voire actif.

La chaîne métamorphique de l'Ailao Shan s'étend au NE dans la Diangcan Shan qui est décalée en sénestre d'environ 20 km dans la région de Dali.

La faille du Fleuve Rouge et la faille de Chenghai se rencontrent à l'ouest du bassin de Minbu (Figure 3.22). Les décalages de rivières indiquent un glissement sénestre actif le long de la faille de Chenghai (Allen et al., 1984). La géométrie du bassin de Minbu peut être expliquée par un pull-apart dextre le long de la faille du fleuve rouge. La bordure NW du bassin est formée par la terminaison de la faille de Chenghai qui limite les dépôts quaternaires des roches Dévoniennes et crétacées. Les séries Dévoniennes sont plissées et chevauchent probablement les roches crétacées situées plus au sud-ouest le long d'une faille curvi-linéaire. Cette faille est courbe lorsqu'elle part de l'extrémité ouest du bassin de Minbu et sa géométrie est caractéristique d'un chevauchement. Elle continue au NW et devient plus linéaire en montrant une morphologie claire de décrochement dextre soulignée par de petits bassins en pull-apart (figure 3.23). Cette faille entre ensuite dans le bassin de Erhai puis le lac. Elle pourrait représenter la continuation de la faille du fleuve rouge. Leloup et al. (1995) la localisent plus à l'ouest, cependant sa trace est difficile à suivre aussi bien sur les images satellites que sur le terrain.

A l'est du lac de Erhai, des roches paléozoïques sont impliquées dans un large anticlinal d'axe N140° (Figure 3.19). Un bassin allongé NW repose en discordance sur des ophiolites permiennes prises dans cet anticlinal. Le bassin est contrôlé par une faille (Fig. 3.19) dont la morphologie et les facettes triangulaires attestent de son jeu normal récent. A nord, un pluton granitique est exhumé et pincé le long d'une direction E-W.

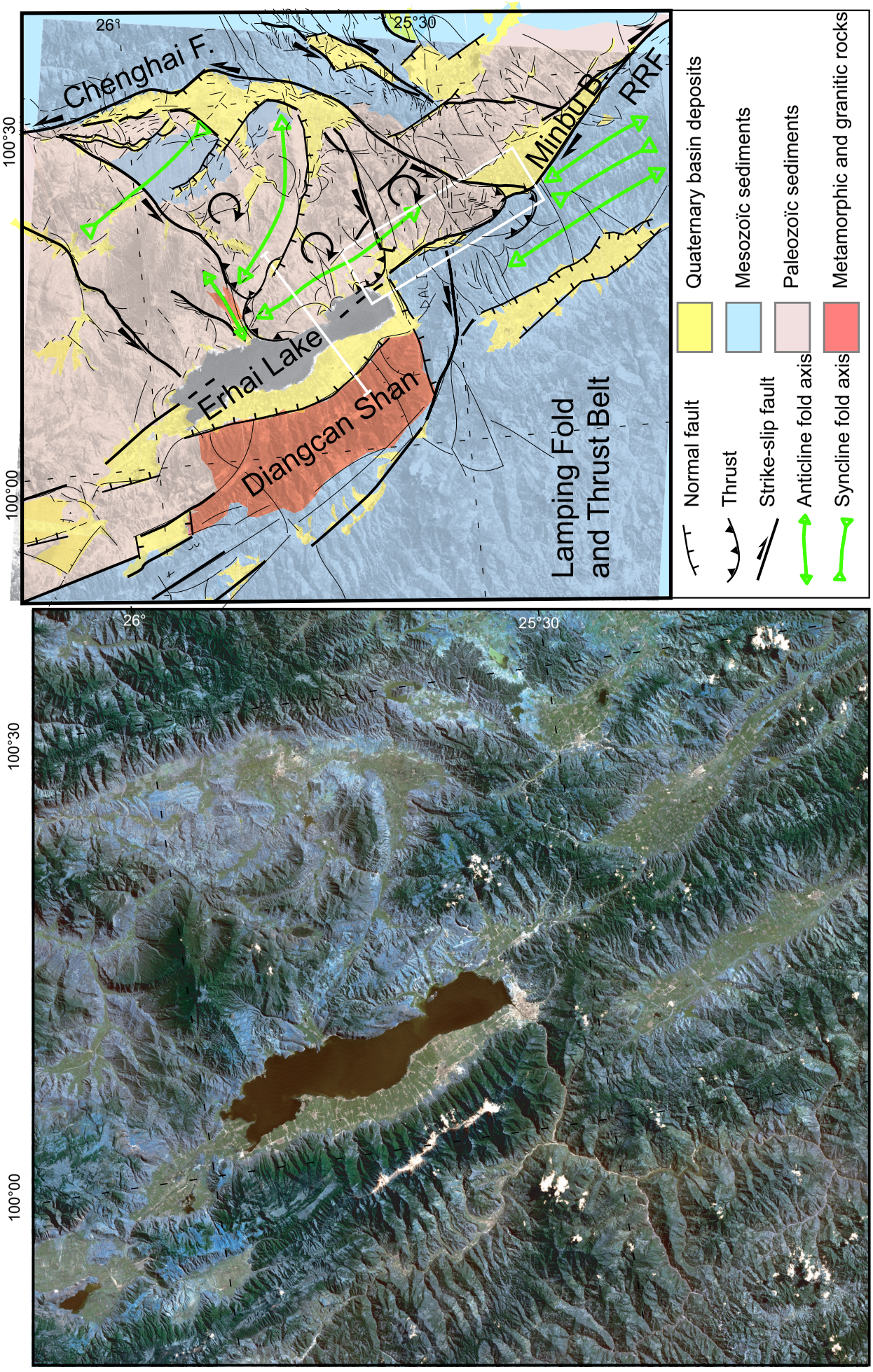


FIG. 3.22 – *Image Landsat 7 de la zone de Dali. Géologie et structure interprétées à partir de l'image et d'observations de terrain.*

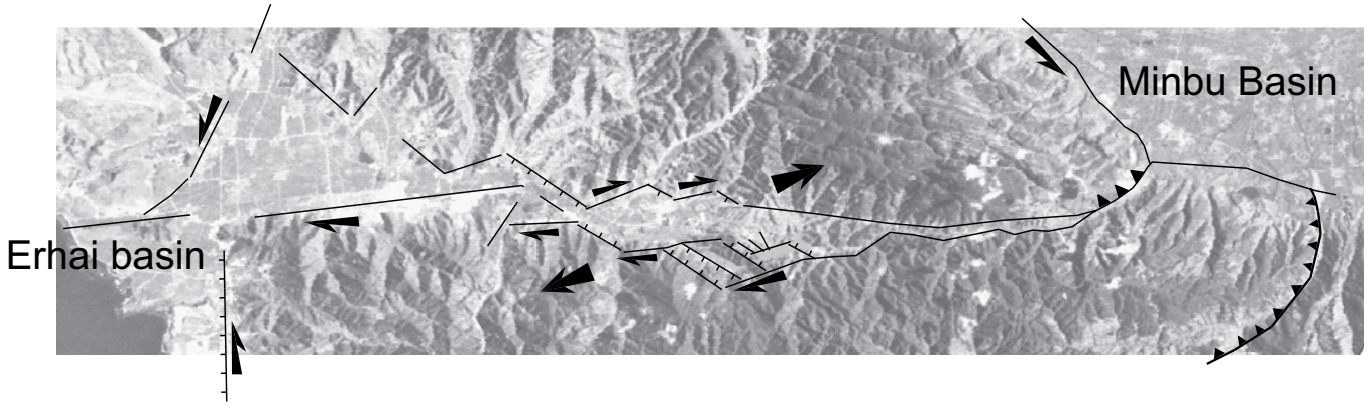


FIG. 3.23 – *Géométrie de la terminaison nord de la faille du Fleuve Rouge dans le bassin de Minbu, à partir d'interprétation d'images Landsat 7.*

La géométrie générale de cette région peut être décrite comme une série de micro-blocs triangulaires séparés par des failles le long desquelles des bassins quaternaires se sont ouverts. Les blocs sont entièrement déformés et plissés et semblent avoir glissé le long de la faille sénestre NE de Chenghai. Le mouvement est accommodé par de la compression à l'intérieur des blocs (plissement), par des chevauchements frontaux et des failles normales en arrière du mouvement des blocs. Cette géométrie peut être interprétée comme un mouvement de blocs de petite taille (10-20 km) le long de la terminaison de la faille de Chenghai en supplément de la rotation de blocs de plus grande taille (Leloup et al., 1995; Wang et al., 1998). Les blocs sont affectés par une rotation horaire et butent contre la faille du Fleuve Rouge et la Diangcan Shan. L'évolution tardi-néogène de cette région pourrait donc être marquée par une collision de micro-blocs contre le système faille du Fleuve Rouge / chaîne métamorphique de Diangcan associée à une rotation des blocs. Le contraste entre le système de la faille de Chenghai et la série de failles décrochantes qui affectent la ceinture de plissement chevauchement de Lamping-Simao suggère que la chaîne métamorphique se comporte comme une zone tampon qui accommoderait une part importante du mouvement horizontal. Une analogie peut être faite avec la terminaison du système de failles de Xianshuihe dans la région de Kunming qui indente et courbe la faille du Fleuve Rouge (Leloup et al., 1995; Wang et al., 1998).

Chapitre 4

Synthèse sur l'accommodation de la déformation au cénozoïque

Sommaire

4.1 Déformation ductile 73
4.2 Déformation cassante 75
4.3 Interprétation 75

La grande région située au sud de la Syntaxe Est Himalayenne accommode les déplacements relatifs entre l'Inde, l'Eurasie et les blocs de la Sonde et de Chine du Sud et a subi une déformation aussi bien ductile que cassante au cénozoïque.

4.1 Déformation ductile

Un mouvement sénestre a affecté la zone de cisaillement du Fleuve Rouge de ∼35 à 20 Ma (Tapponnier et al., 1990; Schärer et al., 1990; Harrison et al., 1992a; Schärer et al., 1994; Leloup et al., 1995; Chung et al., 1997; Leloup et al., 2001; Gilley et al., 2003) comme en témoigne la déformation ductile dans le massif métamorphique de l'Ailao - Diangcan Shan (figures 4.1 et 4.3). Un cisaillement ductile sénestre est également remarquable dans la chaîne métamorphique de la Chong / Langchan Shan. La déformation cataclastique dans cette chaîne semble être cénozoïque (Wang and Burchfiel, 1997) et ces deux dernières zones de cisaillement pourraient donc avoir joué simultanément.
Toutefois, un cisaillement dextre ultérieur, à la transition cassant-ductile, a été décrit le long de la Chong Shan. A l'ouest, la chaîne métamorphique N-S de la Gaoligong Shan a été affectée par un cisaillement dextre entre 20 et 12 Ma (Wang and Burchfiel, 1997; Zhong et al., 1991). La courbure de la Chong Shan pourrait être expliquée par un entraînement de cette chaîne par le cisaillement dextre affectant la Gaoligong Shan, qui inverserait par la même occasion le sens de cisaillement le long de la Chong Shan.
La chaîne métamorphique de la Gaoligong Shan se connecte à son équivalent birman, le Shan Scarp par l'intermédiaire de la zone de Mogok / Ruili. A cet endroit la ceinture métamorphique de haute température de Mogok affleure et expose des métasédiments de haut grade (marbres à rubis) ainsi que des gneiss et des granites foliés. Dans la région de Ruili, la déformation ductile se fait sur des plans de foliation sub-horizontaux avec un mouvement "top vers le NE". En Birmanie, dans la région de Mogok la foliation est aussi subhorizontale, marquée par une linéation N à NE avec un mouvement "top vers le NNE". Cette déformation ductile est associée à des failles

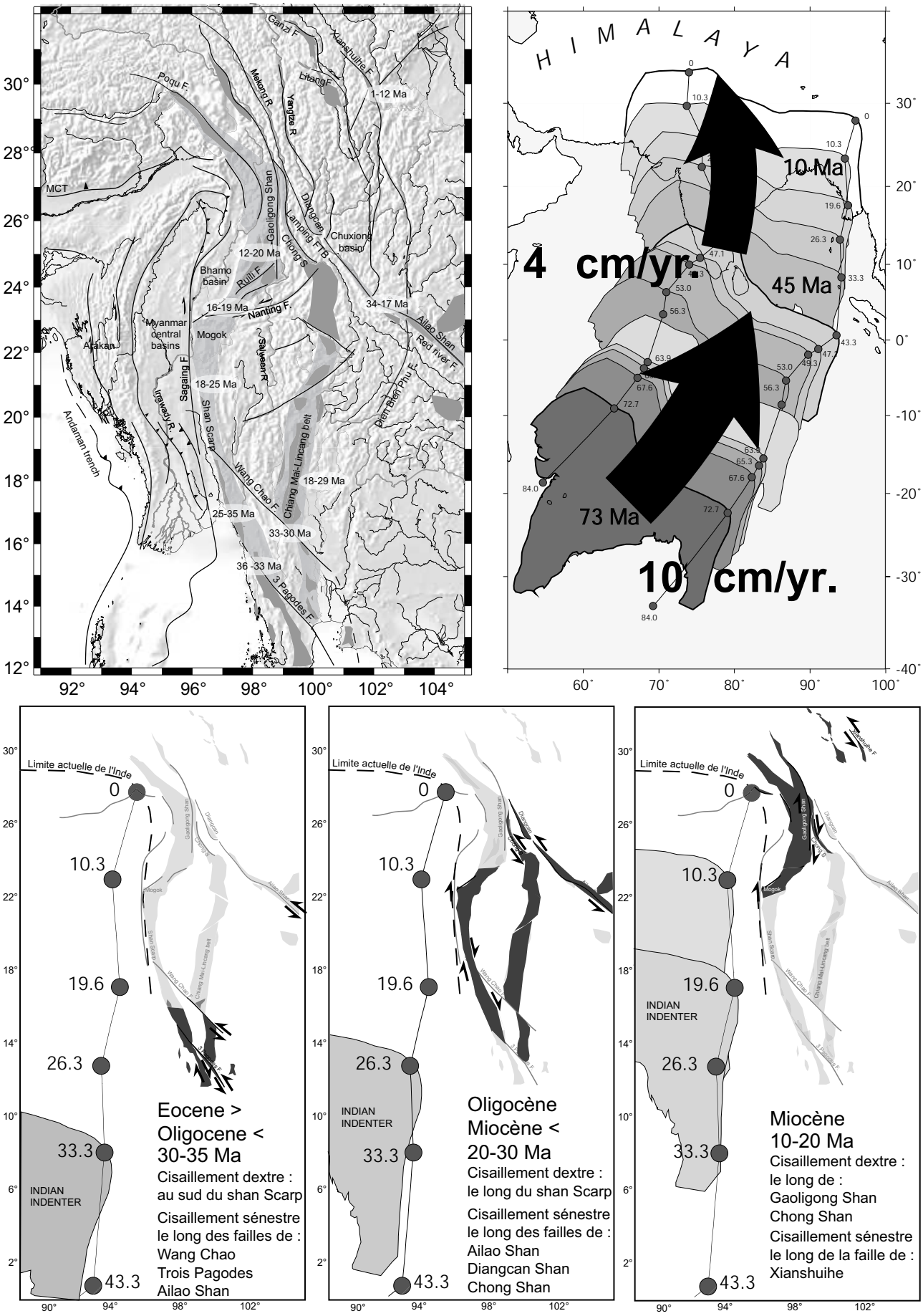


FIG. 4.1 – *Synthèse sur la déformation cénozoïque. En haut à gauche: datation du métamorphisme cénozoïque. En haut à droite: mouvement de l'Inde depuis 73 Ma. En bas activité progressive des différentes zones de cisaillement en fonction de la remontée de l'Inde.*

normales qui jouent probablement le rôle de détachements et qui participent à l'exhumation des roches métamorphiques ainsi qu'à l'ouverture du bassin de Bhamo. Au sud, la ceinture métamorphique affleure le long du Shan Scarp où la déformation est datée entre 30 Ma au sud et 15 Ma dans la région de Mogok (Bertrand et al., 2001). La chaîne de Gaoligong et le Shan Scarp semblent avoir constitué la limite décrochante dextre majeure entre l'Inde et l'Indochine au cénozoïque.

4.2 Déformation cassante

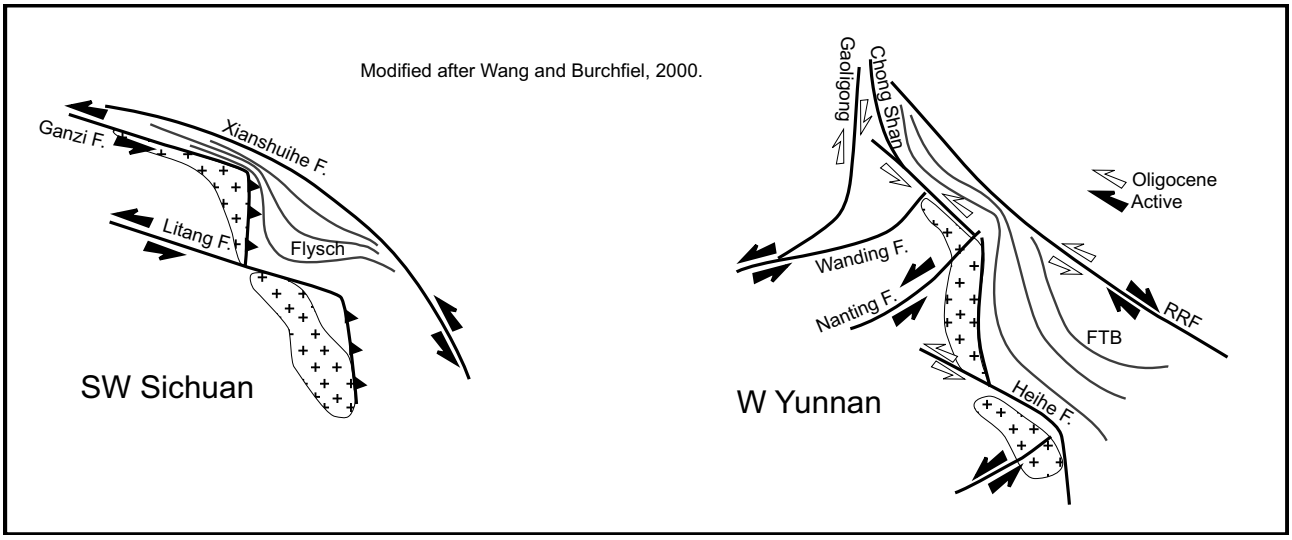


FIG. 4.2 – *Comparaison entre les structures du Sichuan et du Yunnan d'après Wang et al. (2000)*

Au Yunnan, deux événements de déformation cassante ont été individualisés. Le premier est une compression ENE à E-W associées à une extension NNW, compatible avec de la transpression sénestre le long de failles NW-SE qui décalent la chaîne de la Chong Shan et affectent des sédiments paléogènes. Cet état de contraintes pourrait donc être contemporain du cisaillement ductile sénestre mis en évidence le long de l'Ailao / Diangcan Shan et de la Chong Shan .
Le second événement est une extension WNW à E-W bien marquée qui affecte des dépôts néogènes. Cette seconde phase est cohérente avec un mouvement dextre le long de la faille de Sagaing et des failles transtensives sénestres NE-SW comme les failles de Nanting et Wanding. De plus cet état de contraintes est proche de celui dérivé à partir des mécanismes au foyer et pourrait donc être encore actif.

4.3 Interprétation

Pendant l'éocène-miocène, le coin NE de l'Inde était situé plus de 1000 km au sud de sa position actuelle. Le Shan Scarp constituait la limite majeure dextre entre l'Inde et l'Indochine. Au même moment, les zones de l'Ailao / Diangcan Shan et de la Chong Shan étaient cisaillées en sénestre, autorisant un déplacement du bloc Indochinois vers le SE par rapport à la Chine du Sud. La zone couverte par le Yunnan était située au NE du poinçon indien, donc au NE de la Syntaxe Est Himalayenne, si cette structure existait déjà. Elle occupait un position équivalente à celle du Sichuan à l'heure actuelle. Comme ceci est illustré dans la figure 4.2, une analogie peut être faite entre la géométrie des structures du SW Sichuan et les structures actives au Yunnan Occidental

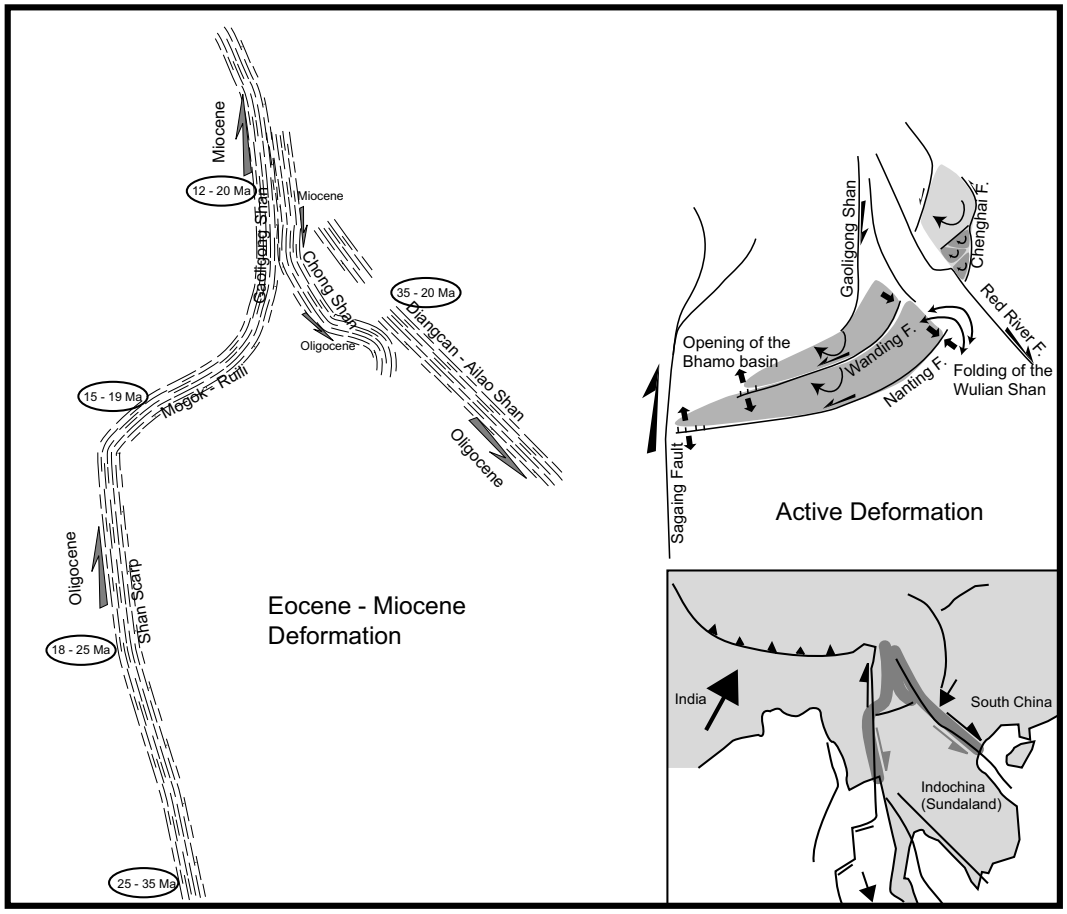


FIG. 4.3 – *Evolution de la déformation depuis l'éocène. Déformation active : Accommodation de la variation de glissement sénestre le long des failles de Nanting, Wanting et Chenghai par rotation de microblocs crustaux. La rotation est compatible avec un entraînement par la faille de Sagaing. Elle crée de l'extension dans la partie occidentale avec l'ouverture du bassin de Bhamo et de la compression a l'extrémité NE des failles avec le plissement de la chaîne de Wulian. Déformation éocene – miocène : Accommodation du mouvement relatif entre l'Inde, l'Indochine et la Chine du Sud le long de zones de cisaillement ductile profondes. A l'oligocène le Shan Scarp accommodait le mouvement relatif dextre entre l'Inde et l'Indochine pendant que les chaînes de l'Ailao / Diangcan Shan avec la Chong Shan accommodaient le mouvement sénestre entre la Chine du Sud et l'Indochine. Par la suite, pendant le miocène, ce mouvement sénestre s'est arrêté pendant que le cisaillement dextre entre l'Inde et l'Indochine a migré vers le nord impliquant un cisaillement dextre le long des chaînes de la Gaoligong shan et de la Chong Shan.*

à l'éocène - miocène (Wang et al., 2000). Si l'on compare le premier état de contraintes déduit des analyses microtectoniques et l'état de contraintes dérivé des mécanismes au foyer au Sichuan, on trouve que les directions de contraintes (compression ENE associée à une extension NNW) sont coaxiales. Ceci suggère que la croûte initialement située au NE de la syntaxe subit cette compression ENE-WSW avant la rotation des axes principaux des contraintes, et finalement une extension NW-SE au sud de la Syntaxe.
Au miocène, la déformation ductile sénestre s'est arrêtée le long de l'Ailao / Diangcan Shan. Dans le même temps la zone de cisaillement dextre de la Gaoligong Shan (Figure 4.3) s'est activée, relayant le Shan Scarp au nord et participant à l'ouverture des bassins birmans. Ce mouvement dextre sur la Gaoligong Shan a vraisemblablement dragué la Chong Shan et surimposé un mouvement dextre dans la déformation ductile de cette chaîne métamorphique.
Le système actuel pourrait être actif depuis le pliocène. On peut regarder la région du Yunnan Occidental comme le lieu où interfère le mouvement dextre le long de la faille de Sagaing et de la chaîne de l'Arakan avec le système de failles décrochantes courbes autour de la syntaxe. A cet endroit, l'état de contraintes est caractérisé par une extension WNW donnée aussi bien par les analyses microtectoniques que par les mécanismes au foyer. Cette interaction peut être accommodée aussi bien par des rotations horaires de microblocs crustaux (Figure 4.3). Dans la région de Dali par exemple de petits blocs butent contre l'Ailao Shan en glissant contre la faille de Chenghai. Ce système de rotation de blocs fonctionne aussi entre la Chong Shan et la faille de Sagaing. Les blocs sont dragués par le mouvement dextre le long de la faille de Sagaing, impliquant de l'extension dans le bassin de Bhamo et dans la région de Mogok, ce sui permet une exhumation importante. Le décrochement sénestre est assuré le long des failles Nanting et Wanding mais leur extrémité NE est compressive, ce qui peut correspondre au méga-pli de la Wulian Shan.

Deuxième partie

Cinématique actuelle de la frontière Inde Sonde quantifiée par GPS

Chapitre 1

Introduction

Sommaire

1.1 Pourquoi utiliser le GPS pour quantifier les mouvements tectoniques ? 81
1.2 Problématique et stratégie 82

1.1 Pourquoi utiliser le GPS pour quantifier les mouvements tectoniques ?

Les estimations de la vitesse de la dérive des continents les uns par rapport aux autres sont classiquement réalisées à partir de la datation des anomalies magnétiques enregistrées dans les basaltes de la croûte océanique, ainsi que, notamment, des azimuts des failles transformantes et des vecteurs glissement. C'est ainsi que le modèle NNR-Nuvel1 a été réalisé par DeMets et al. (1990). De manière similaire, il est possible d'estimer le mouvement sur une faille en estimant le décalage d'un volcan, ou du lit d'une paléo-rivière. La datation de l'évènement fournira une estimation de la vitesse le long de la faille en question. Ces méthodes fournissent une estimation moyennée sur les temps géologiques. Les vitesses des déplacements actuels pouvant être sensiblement différentes, il était indispensable de pouvoir mesurer la vitesse instantanée des déformations actuelles. Parmi tous les outils géodésiques terrestres et spatiaux dédiés à cette tâche (théodolithes et distancemètres "classiques",VLBI, SLR, LLR, DORIS,...), le GPS est particulièrement bien adapté à la mesure de la déformation dans une zone donnée. Grâce à sa grande précision, à son relativement faible coût, à sa facilité de mise en oeuvre, à la possibilité qu'il offre de mesurer des points sans visibilité, il est possible de faire rapidement et à moindre coût un grand nombre de mesures sur une zone donnée.
Le principe est simple. Un point est matérialisé par un repère géodésique sur lequel on fixe l'antenne. La mesure GPS de la position de l'antenne fournit alors la position du repère. Il suffit de mesurer à nouveau la position de ce repère quelques temps après pour détecter un déplacement et en déduire une vitesse. La déformation dans une zone considérée est donnée par la mesure des déplacements d'un certain nombre de points répartis sur la zone considérée. Cet ensemble de points constitue un réseau géodésique. En pratique, compte tenu de l'obligation de faire des mesures différentielles et de l'obligation de faire des mesures suffisamment nombreuses et durant assez longtemps, il est nécessaire de mesurer les points du réseau simultanément pendant plusieurs heures, voire plusieurs jours. Typiquement on effectuera une mesure toutes les 30 secondes, pendant 3 jours, sur tous les satellites visibles à chaque instant. Cela représente une moyenne de 30000 à 40000 mesures par point et par campagne.

Ainsi les mesures géodésiques sont très utiles pour mesurer le mouvement relatif entre les différentes plaques et quantifier la déformation dans les zones intracontinentales non rigides (typiquement la déformation liée au chargement élastique de part et d'autre d'une faille, ou encore la distribution de la déformation dans une limite de plaque diffuse).

La précision en vitesse obtenue grâce au GPS peut être millimétrique. Cette précision est bien

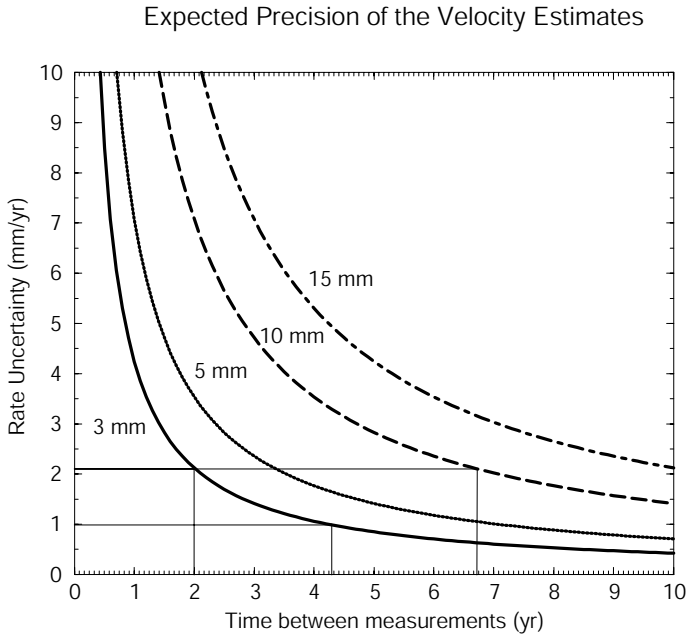


FIG. 1.1 – *Incertitude sur la vitesse GPS calculée en fonction de l'erreur effectuée pour le positionnement et du temps d'intervalle entre les mesures.*

sûr fonction de la précision obtenue pour la détermination de la position et au temps d'intervalle entre les mesures effectuées. Ainsi, si la précision obtenue sur une position est de 3 mm, après deux ans, on aura une vitesse estimée à $\sim \pm 2$ mm/an près. Pour obtenir une précision en vitesse de $\pm$ 1 mm/an, il faudra attendre près de quatre ans et demi. En revanche, si notre estimation en position est moins précise (10 mm), il faudra attendre près de 7 ans pour obtenir une vitesse à $\pm$ 2 mm/an et bien au-delà de dix ans pour une précision à 1 mm/an. Ainsi, si l'on veut étudier de la déformation faible de façon fine, il est très important de se positionner de façon très précise en faisant des mesures adaptées sur le terrain et en traitant les données de façon avisée. (Pour en savoir plus voir les Chapitres 2, 3 et 4...)

1.2 Problématique et stratégie

L'Asie du Sud Est est une zone active, complexe et méconnue. Le modèle NNR-Nuvel1 (DeMets et al., 1990, 1994) ne prenait pas en compte le bloc de la Sonde dans ses estimations de vitesses, toutefois de récentes mesures géodésiques effectuées pendant le programme GEODYSSEA (Simons et al., 1999; Michel et al., 2001) on individualisé ce bloc Sonde et on montré qu'il présente une vitesse résiduelle par rapport à l'Eurasie. De plus, la convergence entre l'Inde et l'Eurasie est encore mal connue et à fortiori le mouvement relatif entre l'Inde et la Sonde. Des études géodésiques récentes (Paul et al., 2001) ont montré que le mouvement de l'Inde est plus lent que celui prévu par le modèle NNR-Nuvel1 et les modèles cinématiques de Holt et al. (2000) et Kreemer et al. (2003) prévoient un mouvement encore plus faible.

Je me suis particulièrement intéressée à ce problème de mouvement relatif entre l'Inde et la Sonde

et à la façon dont ce mouvement est accommodé à la frontière entre ces plaques, notamment au Myanmar. Pour cela il faut :

- Définir le mouvement de la plaque Sonde (i.e. un pôle eulérien de rotation dans l'ITRF) à partir de mesures GPS réparties de la façon la plus homogène possible dans le temps et dans l'espace
- Définir de même un pôle de rotation pour la plaque Inde
- Densifier les mesures au niveau de la frontière entre ces plaques pour détecter les gradients de vitesses dus au chargement élastique et la distribution intracontinentale de la déformation

Bien sûr, pour des raisons évidentes de politique, de logistique et de budget, il est difficile d'obtenir des données parfaitement également réparties et d'installer un réseau dense tout le long de la frontière de plaque. Un réseau local a donc été installé autour de la faille de Sagaing (Myanmar) qui est classiquement considérée comme la limite majeure entre l'Inde et la Sonde. Deux campagnes de mesures ont été réalisées et 1998 et en 2000. J'ai réalisé dans un premier temps le traitement de ce réseau local, dans lequel j'ai intégré quelques stations fiducielles (IGS).
J'ai ensuite réalisé un traitement régional qui regroupe des données de stations fiducielles, du programme GEODYSSEA (94-96-98), des campagnes THAICA (94-96), APRGP (97-98-99-00), des campagnes Myanmar (98-00), Népal (91-95-97-98-00) et de la station Hyderabad (96-97-98-99-00) en Inde. Cela représente une somme importante de données à traiter réparties sur 10 ans (91,94, 95, 96, 97, 98, 99,2000).
Une fois ce traitement réalisé, une solution combinée a été effectuée au DUT. Cette solution combine mes résultats avec un traitement, réalisé par Wim Simons avec GIPSY, qui intègre de nombreuses données supplémentaires sur la Sonde.
Dans la suite, je donnerai le principe des mesures GPS, puis je décrirai l'acquisition des données sur le terrain et le traitement avec les logiciels GAMIT et GLOBK en prenant l'exemple de la campagne Myanmar 2000 avant de présenter et discuter plus largement les résultats des traitements locaux et régionaux. Je présenterai enfin les résultats d'un modèle cinématique intégrant plusieurs études géodésiques en Asie, réalisé en collaboration avec Corné Kreemer (CdF), et qui s'intéresse à la relation cinématique entre les structures birmanes et la Syntaxe Est Himalayenne.

Chapitre 2

Positionnement précis par GPS : quelques notions clefs

Sommaire

2.1 Principe de la mesure GPS 85
2.2 Mesure des pseudo-distances sur les codes 86
2.3 Mesure de phase 87
2.4 Sources d'erreur sur les mesures de phase 88
2.4.1 La dégradation des signaux 88
2.4.2 Les horloges 89
2.4.3 La réfraction dans l'ionosphère 89
2.4.4 La réfraction dans la troposphère 90
2.4.5 La précision des orbites des satellites 90
2.4.6 Les phénomènes de multi-trajet 90
2.4.7 La position du centre de phase des antennes 91
2.5 En résumé: quelques règles de base pour obtenir un positionnement précis 91

Dans cette partie, je me bornerai a expliquer brièvement le principe des mesures GPS, notamment dans son application à la tectonique active qui nécessite des mesures de haute précision. Pour une théorie mathématique détaillée du traitement des mesures, consulter King et al. (1985); Feigl et al. (1993) ou Walpersdorf (1997).

2.1 Principe de la mesure GPS

Le Global Positioning System est un système positionnement et de mesure du temps par satellite développé par l'armée américaine dès le début des années 70. Le système est composé d'une constellation de satellites (24 satellites (+ 4 en réserve) orbitant à 20000 km d'altitude, répartis sur six plans orbitaux) et d'un réseau de 5 stations de contrôle au sol assurant le pilotage du système. Les satellites émettent des signaux radio sur deux fréquences porteuses :

- L1, de longueur d'onde 19,05 cm
- L2 de longueur d'onde 24,45 cm.

Sur ces phases porteuses sont modulés des codes :

- Le code P (Protected) qui module les deux phases porteuses L1 et L2, d'une longueur d'onde de 30m environ. Il est crypté par l'armée américaine pour les utilisateurs civils.

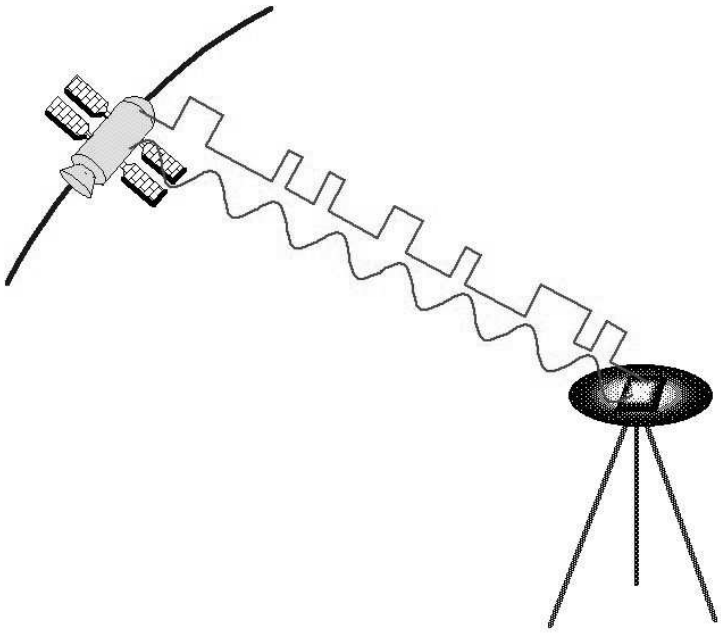


FIG. 2.1 – *Le signal GPS est composé de fréquences porteuses sur lesquelles sont modulés des codes de plus grande longueur d'onde*

– Le code C/A (Coarse Acquisition), qui module L1. Il n'est pas brouillé, mais il est moins précis avec une longueur d'onde de 300 m environ. C'est le code utilisé par les récepteurs disponibles dans le commerce qui servent aussi bien pour la navigation des avions de ligne, des navires marchands et de plaisance, ou encore des taxis parisiens.

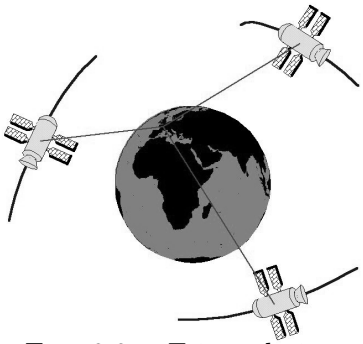


FIG. 2.2 – *Triangulation*

– satellites émettent également un signal radioélectrique codé contenant des informations de navigation (identification, éphémérides, corrections d'horloges...). Les récepteurs GPS enregistrent les signaux en provenance des satellites avec un retard lié au temps de propagation de l'onde entre satellite et station. Ce retard peut être mesuré très précisément, on obtient donc la distance entre satellite et station. A chaque instant au moins trois de ces satellites sont visibles de n'importe quel point de la surface du globe et un positionnement est possible grâce à une triangulation.

2.2 Mesure des pseudo-distances sur les codes

Satellites et récepteurs génèrent simultanément un même signal GPS, leurs horloges étant calées sur le temps GPS dans ce but. Le délai Δt entre l'instant de réception du signal satellite et l'instant de son émission, peut être mesuré en comparant le code reçu et le code généré par le récepteur. En multipliant ce délai par la vitesse de la lumière on obtient la distance récepteur satellite, appelée pseudo-distance, car des perturbations influencent le trajet et le temps de propagation du signal.

En réalité, les horloges du satellite et du récepteur dérivent légèrement et sont décalées, c'est pourquoi la dérive d'horloge doit être estimée, en plus des distances pour avoir un positionnement par triangulation. Ainsi il faut quatre satellites observables pour déterminer la position du récepteur.

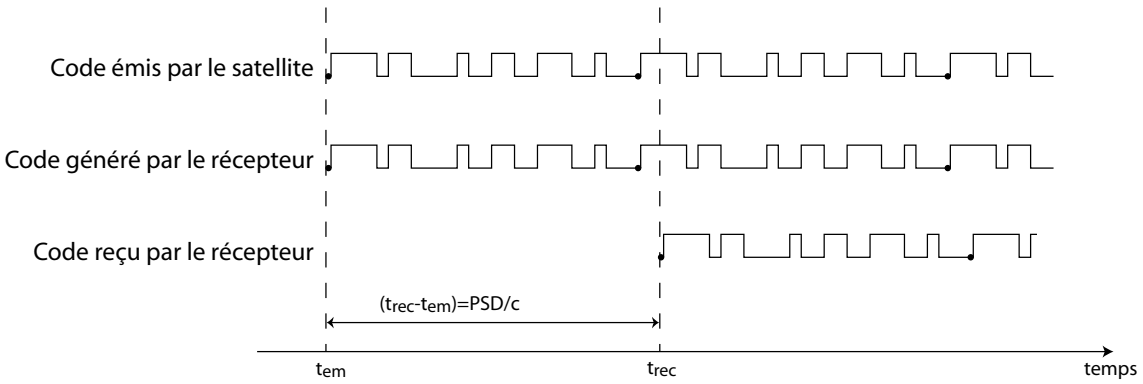


FIG. 2.3 – *Principe de mesure des pseudo-distances sur les codes. La mesure de la différence entre l'instant de réception du signal et son instant d'émission permet d'accéder à la pseudo-distance entre satellite et récepteur en connaissant la vitesse de la lumière.*

L'intérêt des mesures de code est d'obtenir un positionnement absolu, chaque récepteur calculant en temps réel ses coordonnées. La précision d'un tel positionnement peut atteindre 8 m pour le code P à 40 m pour le code C/A, mais elle est réservée aux applications militaires. Pour les utilisateurs civils, les codes sont cryptés et la précision du positionnement direct est dégradée (15 m pour le code P et 100 m pour le code C/A) (Botton et al., 1997). En positionnement relatif, on peut obtenir une précision métrique sur les coordonnées des vecteurs reliant deux stations enregistrant les mêmes satellites simultanément (lignes de base), par contre l'information ne sera plus disponible en temps réel.
Pour une appliquer le GPS à la tectonique, il faut mesurer des mouvements de plaques n'excédant pas 10 cm/an (et nettement inférieurs en général). Une précision métrique n'est donc pas suffisante, en revanche un positionnement en temps réel n'est pas nécessaire. Ainsi pour obtenir un positionnement très précis par GPS, nous utilisons en complément une technique basée sur la mesure des phases porteuses.

2.3 Mesure de phase

La distance satellite récepteur peut être calculée à partir de la mesure du déphasage entre les ondes porteuses reçues et générées par le récepteur. Seule la partie décimale $\Delta\phi$ du déphasage

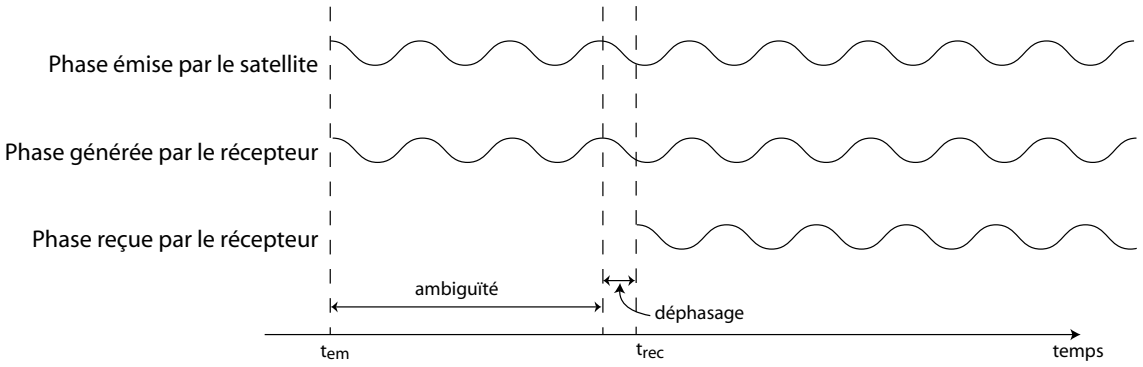


FIG. 2.4 – *Principe de mesure des phases. Seule la partie décimale du déphasage entre le signal reçu et celui généré par le satellite est mesurable. Le nombre entier de longueurs d'onde entre le satellite et le récepteur, appelé ambiguïté, reste inconnu.*

total peut être obtenue directement. La pseudo-distance récepteur satellite n'est donc connue

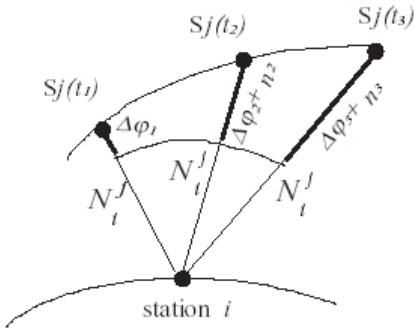


FIG. 2.5 – *Interprétation géométrique de la mesure de phase*

qu'à un nombre entier N (ambiguïté) de cycles près. Ce nombre de longueurs d'onde est identique pour toutes les mesures tant que le signal n'est pas interrompu. Un compteur permet en revanche de connaître le nombre entier n de cycles reçus par le récepteur depuis le début de la mesure. La partie décimale du déphasage $\Delta\phi$ est mesurée avec une grande précision. La résolution des ambiguïtés, indispensable pour déterminer la position des récepteurs, nécessite des traitements postérieurs aux mesures et ne peut se faire correctement qu'avec un positionnement relatif. Toutefois, même si elle ne permet pas un positionnement absolu en temps réel, cette méthode de positionnement par mesure de phase donne un positionnement relatif millimétrique après traitement, ce qui convient pour une application à la tectonique.

2.4 Sources d'erreur sur les mesures de phase

Outre la dégradation volontaire des signaux par l'armée, un certain nombre de facteurs limitent la précision des mesures GPS . Pour obtenir la précision millimétrique souhaitée il est nécessaire d'utiliser quelques corrections. On peut citer dans l'ordre d'influence : les décalages d'horloges, la réfraction dans l'ionosphère, la réfraction dans la troposphère, la précision des éphémérides des satellites, les phénomènes de multi-trajets et la position du centre de phase des antennes des récepteurs. On peut s'affranchir, au moins partiellement de certains de ces phénomènes.

2.4.1 La dégradation des signaux

Le GPS est un système conçu par et pour les militaires américains. En conséquence, un certain nombre de moyens ont été mis en place pour empêcher l'utilisation du système par un hostile. Ce but est atteint par la dégradation volontaire de la précision du positionnement pour tout utilisateur non autorisé.

La "Selective Availability" (SA) est un système qui dégrade artificiellement les informations sur la précision des horloges des satellites qui donnent l'instant d'émission du signal, et les orbites des satellites qui donnent la position du point d'émission du signal.
La dégradation de la précision des horloges embarquées à bord des satellites rend les mesures de phase imprécises (on ne sait pas avec précision à quel temps le signal a été émis par le satellite). Pour s'en affranchir, on peut tenter une modélisation du brouillage, ce qui reste difficile, ou différencier les données entre stations (simples différences entre stations).

La troncature du message de navigation implique l'imprécision des orbites des satellites (on ne sait pas avec précision où se trouve le satellite au moment de l'émission), d'où erreur sur la position des stations. Afin de contourner ce problème, on re-calcule des orbites par l'intermédiaire des mesures sur un certain nombre de stations de références civiles de position bien connues à-priori. La Selective Availability n'est plus activée depuis le 2 mai 2000.

L' "Anti Spoofing" (AS) est le cryptage du code P (précis) pour empêcher son utilisation par tout autre que l'armée américaine. Cela implique que la mesure directe des pseudo-distances précises est impossible. En pratique, on effectue un décryptage par "cross-corrélation" ou "Z-tracking". Les récepteurs géodésiques modernes sont tous équipés de l'option "code-Z" ou "cross-corrélation".

2.4.2 Les horloges

Les horloges des récepteurs et des satellites sont indexées sur le temps GPS. Toutefois elles connaissent des dérives. Les horloges des récepteurs sont des oscillateurs à quartz, connaissent une forte dérive, et créent des décalages de plusieurs dizaines de kilomètres en quelques heures. En revanche, les horloges atomiques des satellites sont plus stables. L'erreur d'horloge d'un récepteur peut être éliminée par l'observation de deux stations en même temps par le même satellite (simple différence). En effet, ces deux observations contiennent la même erreur d'horloge pour le récepteur donné, elle est donc éliminée par différenciation.

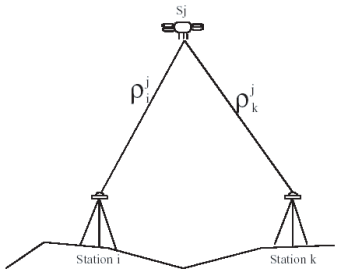


FIG. 2.6 – *Simple différence*

Le même principe peut être appliqué pour l'erreur d'horloge du satellite, en observant le même satellite simultanément depuis deux stations différentes et en différenciant ces observations.

Pour se débarrasser des erreurs d'horloge du satellite et du récepteur, il faut mesurer avec au moins deux stations en même temps et observer au moins deux satellites simultanément.

Ainsi on peut construire une double différence : on construit une simple différence entre stations et une simple différence entre satellites, puis on les somme.

Cette stratégie de doubles différences implique des mesures simultanées dans des réseaux de stations GPS. Les quantités issues du traitement en doubles différences sont des lignes de bases entre stations GPS, et on obtient ainsi un positionnement relatif.

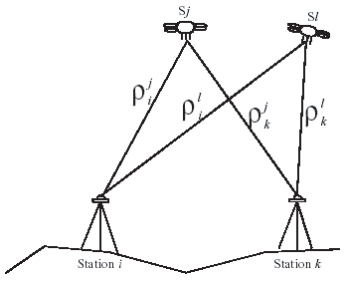


FIG. 2.7 – *Double différence*

2.4.3 La réfraction dans l'ionosphère

L'ionosphère est une enveloppe constituée de particules chargées située entre 1200 et 100 km d'altitude. En traversant cette couche non-neutre, la vitesse de l'onde porteuse est perturbée, les valeurs typiques de ce délai ionosphérique sont de l'ordre de un à une dizaine de mètres. Entre deux stations proches, les mêmes influences ionosphériques sont observées, et la mesure de la ligne n'est pas affectée par ce retard. En revanche, au delà de quelques dizaines de kilomètres d'éloignement, les variations ionosphériques commencent à être décorrélées, puisque la densité de particules chargées ainsi que la longueur du trajet dans l'ionosphère varient, et une correction devient nécessaire.

L'ionosphère étant un milieu dispersif, l'amplitude de la perturbation ionosphérique dépend de la

longueur d'onde du signal et diffère pour L1 et L2. Il est possible de construire une combinaison linéaire des observations sur L1 et L2 où le retard ionosphérique est enlevé, au moins au premier ordre. Cette combinaison sans l'influence ionosphérique est appelée LC ou L3, c'est celle que l'on utilise pour les lignes de bases longues. Elle reste toutefois affectée par des perturbations ionosphériques de second ordre, croissantes avec la longueur de la ligne de base. De plus, en cas d'une ionosphère très agitée, lors d'une tempête solaire par exemple, l'évaluation du délai ionosphérique ne sera qu'approximative. De plus, la combinaison linéaire augmente le bruit de L2 notamment, impliquant que LC sera plus bruitée que L1 ou L2.

2.4.4 La réfraction dans la troposphère

De la même manière, le signal GPS est réfracté lors de son passage dans la troposphère, à partir de 10 km d'altitude. L'atmosphère étant un milieu neutre, le délai troposphérique ne dépendra pas de la fréquence de l'onde porteuse. On ne pourra donc pas adopter la même technique que pour l'ionosphère et se défaire du problème troposphérique par combinaison linéaire. Pour des lignes de bases courtes (inférieures à quelques dizaines de kilomètres), on peut s'affranchir du délai troposphérique par différenciation, en revanche dès que les stations seront éloignées, l'effet troposphérique variera d'une station à l'autre et on ne pourra s'en affranchir ainsi.
L'effet troposphérique dépend de la pression, de la température et de l'humidité de l'air. Les composantes sèche (pression atmosphérique, en équilibre thermodynamique) et humide (vapeur d'eau en déséquilibre thermodynamique) de la troposphère ont une influence différente sur ce retard. Le prolongement du chemin de propagation que la composante sèche de la troposphère induit est de l'ordre de 2,20 m dans la direction zénithale. Ce prolongement augmente pour des satellites ayant un angle d'élévation faible (le temps de trajet dans la troposphère augmente). Ce retard varie de quelques dizaines de centimètres en réponse à la composante humide de la troposphère. La composante sèche de la troposphère est bien modélisée (modèle de Saastamoinen (1972) par exemple). La composante humide, en revanche, d'une trop grande variabilité spatiale et temporelle reste mal modélisée. L'une des solutions consiste à représenter la composante humide et ses variations par des paramètres stochastiques, et d'intégrer ces paramètres dans le calcul pour les évaluer parallèlement aux autres inconnues du problème (lignes de base, ambiguïtés..), pour chaque station, plusieurs fois par jour.

2.4.5 La précision des orbites des satellites

La précision avec laquelle on connaît la position d'un satellite influe sur la précision avec laquelle on pourra déterminer la position d'une station. L'erreur δb sur la détermination d'une ligne de base b est fonction de l'erreur δr sur l'orbite du satellite telle que $\delta b \simeq \frac{\delta r \times b}{r}$. Ainsi, plus la ligne de base sera grande plus l'erreur sur sa détermination sera importante. Les éphémérides radiodiffusées n'ont une précision que de 10 voire 100 mètres lorsqu'elles sont dégradées. Pour des utilisations du GPS en temps différé il est donc préférable d'utiliser les orbites recalculées par l'IGS (International GPS Service for Geodynamics). L'IGS dispose en effet d'un certain nombre de stations permanentes (environ 200), dont la position est très bien connue, ce qui permet de recalculer les éphémérides des satellites avec une précision inférieure à 20 cm. Ainsi pour une ligne de base de 1000 km, la précision sur la mesure est inférieure à 1cm.

2.4.6 Les phénomènes de multi-trajet

Les phénomènes de multi-trajets sont parmi les plus difficiles à appréhender. Les signaux des satellites peuvent être réfléchis au sol ou par des objets proches du récepteur.

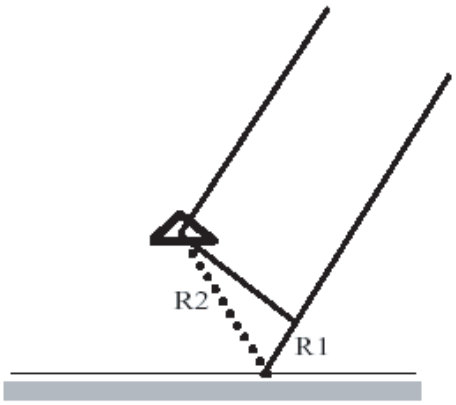


FIG. 2.8 – *Multi-trajet*

Ainsi, comme un miroir crée une image de nous-même, le réflecteur crée une image de l'antenne GPS et c'est cette antenne virtuelle que l'on mesurera. Le signal direct satellite récepteur sera donc bruité par des réflexions parasites.
Ce bruit dû aux multi-trajets est difficilement modélisable, mais on peut espérer s'en affranchir en blindant les antennes et en mesurant sur de longues périodes, en supposant que sa moyenne est quasi-nulle.

2.4.7 La position du centre de phase des antennes

Le cœur d'une antenne GPS est constitué d'un solénoïde qui convertit l'onde électromagnétique en signal électrique. C'est la position du point où cette conversion se fait que l'on nomme centre de phase de l'antenne. Ce n'est donc pas un point matériel mais, mais un point virtuel dont la position dépend de l'incidence du signal GPS (azimuth et élévation) et de la fréquence mesurée (L1 ou L2).
L'erreur de positionnement sera d'autant plus faible que les décalages introduits se compenseront grâce à un temps de mesure long et une bonne répartition spatiale des satellites. En revanche, un décalage vertical sera inévitable, puisque les satellites sont répartis sur la demi-sphère supérieure. L'effet de cet excentrement peut être fortement diminué pour un positionnement relatif en utilisant le même type d'antenne, toutes orientées dans la même direction (en pratique au nord). De plus, pour des types d'antennes différents, on utilise des tables de correction du centre de phase, calibrées en laboratoires (Rothacher and Mader (1996) ou tables de l'IGS).

2.5 En résumé: quelques règles de base pour obtenir un positionnement précis

Ainsi, pour obtenir un positionnement précis de précision millimétrique, applicable à la tectonique, il faut :

- utiliser des récepteur bi-fréquences décryptant l'anti-spoofing (i.e. équipé de l'option "code-Z" ou "cross-corrélation", ce qui permet l'acquisition du code P facilitant la résolution des ambiguïtés)
- faire des mesures simultanées pour pouvoir se positionner en relatif, ce qui permet de s'affranchir des erreurs d'horloges (satellites et récepteurs) et des erreurs communes aux sta-

tions proches (les délais troposphérique ou ionosphérique corrélés pour les stations proches par exemple)

- travailler sur les mesures de phases en utilisant la combinaison linéaire LC des deux ondes porteuses L1 et L2, ce qui permet de s'affranchir au premier ordre des effets ionosphériques
- utiliser les orbites précises calculées à l'IGS
- modéliser les variations du centre de phase des antennes (ou utiliser les tables calculées à l'IGS pour chaque type de récepteur)
- choisir des sites stables, reflétant le mouvement de la croûte, et bien dégagés pour éviter les effets des multi-trajets
- mesurer par sessions longues pendant plusieurs jours. A partir de 6 heures de données on commence à avoir un positionnement relatif de précision centimétrique, mais avec une telle session, la résolution des ambiguïtés ne se fait pas toujours bien. A partir de sessions de 12 h consécutives on peut résoudre les ambiguïtés, par contre les paramètres physiques variant de façon cyclique (la différence diurne / nocturne de la troposphère, les effets de marée...) ne seront pas moyennés. Avec des sessions de 24h ces variations cycliques seront atténuées, de plus les trajectoires des satellites seront observées dans leur totalité, ce qui accroît encore la précision. Plusieurs sessions de 24 h sont préférables dans la mesure du possible pour réduire les effets du bruit aléatoire, des multi-trajets...
- modéliser, dans la mesure du possible, les phénomènes physiques qui influencent la mesure comme la composante humide de la troposphère ou les effets de marée et de gravité terrestres

Chapitre 3

Les données utilisées pour le traitement

Sommaire

3.1 Acquisition des données en Birmanie : le réseau 93
3.1.1 Configuration du réseau 93
3.1.2 Comment monumente-t-on un site GPS? 93
3.2 Les campagnes de mesure : exemple de la campagne Myanmar 2000 96
3.3 Les données régionales utilisées 96

3.1 Acquisition des données en Birmanie : le réseau

3.1.1 Configuration du réseau

Le réseau birman (figure 3.1) a été installé en 1997 par Christophe Vigny, Guillaume Bertrand et Manuel Pubellier.
Il est constitué de :

Un réseau de large échelle composé de 4 points qui appartiennent au réseau GEODYSSEA et qui permettent d'avoir des mesures de vitesses en champ lointain (par rapport à la faile de Sagaing) :

- 2 points sont situés au sud du pays (Hpa-an à l'est et Launggyo à l'ouest)
- les 2 autres points sont situés dans la partie centrale (Mindat à l'ouest dans l'Arakan et Taunggyi à l'est sur le plateau Shan).

Un réseau local dans la région de Mandalay qui a pour but de quantifier le profil de la déformation de part et d'autre de la faille de Sagaing (étude de la distribution ou de la localisation de la déformation, vérification du blocage ce qui implique un aléa sismique, évaluation de la profondeur de blocage qui définit la hauteur de plan de rupture). Il est divisé en trois transects (pour observer d'éventuelles variations Nord Sud) perpendiculaires à la faille :

- Un transect principal long de 120 km environ composé de 10 points
- Un transect Nord et un transect Sud composés chacun de 4 points et longs de 80 km environ

3.1.2 Comment monumente-t-on un site GPS?

L'étape initiale lors de l'installation d'un réseau ou de sa densification est de déterminer la localisation approximative des sites à monumenter en fonction du problème géodynamique que l'on

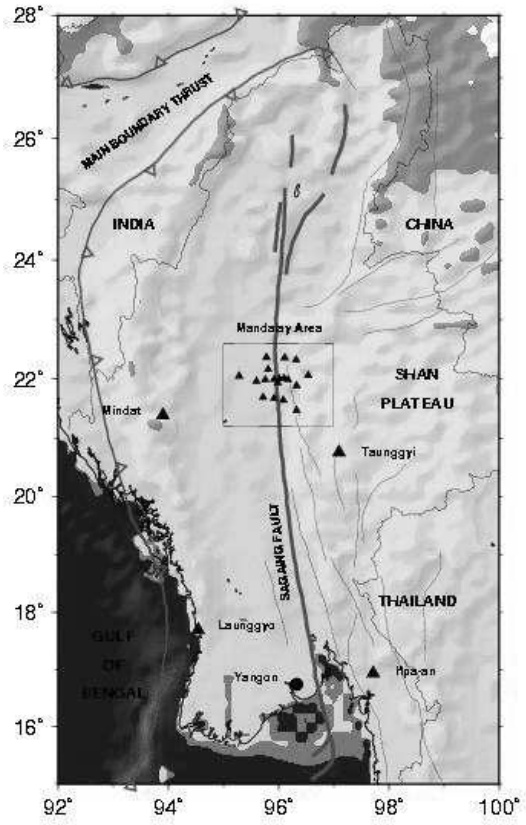


FIG. 3.1 – *Réseau GPS birman installé en 1997*

se pose. Pour le réseau Birman il s'agit de mesurer la déformation autour de la faille de Sagaing. Pour cela il faut mesurer la vitesse en champ lointain : les quatre points du réseau GEODYSSEA au Myanmar situés à plusieurs centaines de km de la faille ont cet objectif. Un gradient de vitesses précis autour de la faille doit également être mesuré afin de pouvoir accéder à son mode de déformation (faille élastiquement bloquée ou jouant en « creep ») : le réseau local, de densité importante proche de la faille et dont les sites s'espacent lorsqu'on s'éloigne, nous donnera cette information.

Il faut ensuite trouver un site proche de sa localisation idéale correspondant à des critères géodésiques et géologiques. Dans la mesure du possible le point à mesurer doit être installé sur un affleurement de roche indurée et en place. En effet, les mesures GPS appliquées à la tectonique doivent traduire les mouvements de la croûte, et seront a priori plus fidèles si l'on mesure un point fixé sur un affleurement plutôt que sur un monument en béton installé dans le sol. Cet affleurement ne doit donc pas se trouver dans une zone faillée, ou sur une pente instable sujette aux glissements de terrain.

Pour réaliser des mesures GPS de qualité l'horizon doit être dégagé à 360°, notamment pour s'affranchir de l'imprécision due aux multi-trajets. Toutefois il n'est pas toujours aisé de trouver un affleurement stable, solide, dégagé, avec des facilités d'accès et de gardiennage. On est donc amené la plupart du temps à trouver un compromis entre ces différentes conditions.

Il arrive donc souvent d'être dans l'obligation d'installer des monuments en béton (figure 3.2) dans le sol à défaut d'affleurement bien placé. La majorité des points situés dans les Bassins Centraux Birmans sont constitués ainsi puisqu'aucune roche n'affleure dans cette zone de plaine. L'alternative d'un monument en béton implique une réalisation longue et plus coûteuse ainsi que des mesures moins précises. En effet, un cube enterré peut bouger latéralement et va subir

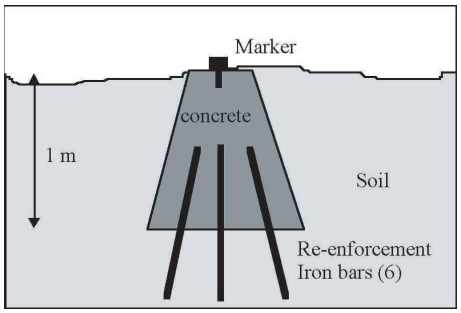


FIG. 3.2 – *Monument en béton*

des variations d'altitudes saisonnières liées au gonflement du sol avec l'eau. Un sol argileux par exemple va piéger l'eau et gonflera bien plus qu'un sol sableux et bien drainé. La monumentation se fera donc de préférence dans un endroit bien draîné, d'horizon dégagé, facile d'accès (transport du matériel!).
Pour assurer une stabilité maximum à ces monuments en béton (figure 3.2), on creuse un trou d'un mètre cube de forme conique, on plante des tiges (type fers à béton) dans le sol pour un meilleur ancrage au sol, puis on coule le béton en nivelant pour assurer une horizontale en surface. Une surface plane et horizontale permettra de vérifier ultérieurement si le monument a été endommagé ou basculé.
Ensuite il s'agit de forer l'emplacement (affleurement ou monument en béton) pour y introduire :

- un marqueur sur lequel on centrera un trépied.
- ou une tige filetée sur laquelle on vissera directement l'antenne (figure 3.3).

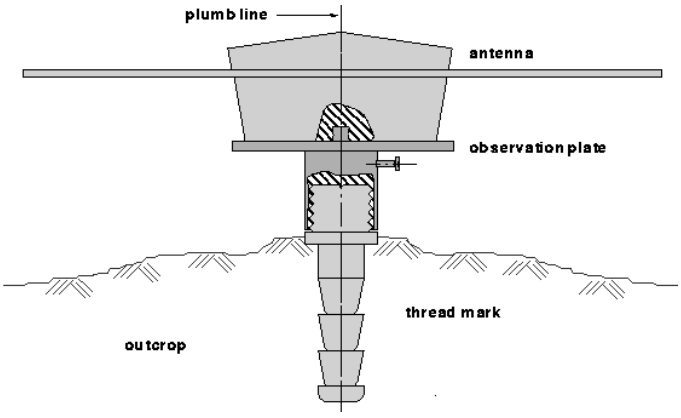


FIG. 3.3 – *Marqueur typique du réseau GEODYSSEA et du réseau birman. L'antenne est vissée directement sur une tige filetée scellée dans la roche affleurante ou le béton*

Chacun de ces marqueurs a ses avantages. Le trépied permet d'avoir une antenne bien surélevée (pratique sur une pente) et assure ainsi une bonne réception tandis que la tige filetée garantit une plus grande stabilité et simplifie les mesures de hauteur d'antenne.
Pour finir on réalise une fiche de site sur laquelle on note les coordonnées a priori du site, un plan d'accès, une description locale précise des marqueurs qui est indispensable pour pouvoir retrouver le site lors des prochaines campagnes.

3.2 Les campagnes de mesure : exemple de la campagne Myanmar 2000

Phase 1 : Main GEODYSSEA Network Meas.							
DAYS	SITES (4 + 3)						
	A MIND	B TAUN	C LAUN	D HPAA	01 KWEH	07 MDPG	10 YWEN
1	T2	T3	T4	T5	T1(1)	T1(1)	T1(1)
2	T2	T3	T4	T5	T1(1)	T1(1)	T1(1)
3	T2	T3	T4	T5	T1(1)	T1(1)	T1(1)
4	T2	T3	T4	T5	T1(1)	T1(1)	T1(1)
5	T2	T3	T4	T5	T1(1)	T1(1)	T1(1)

Phase 2 : Mandalay Network Measurements																		
DAYS	SITES (18)																	
	01 KWEH	02 HTIS	03 LEGY	04 SAYE	05 TNYO	06 LEPA	07 MDPG	08 YANG	09 ZIBI	10 YWEN	11 THIT	12 WETL	13 BODA	14 KUNT	15 MYOT	16 CHAU	17 NYAN	18 KINV
1	T1[1]		T2	T3	T4	T5	T1[1]			T1[1]								
2	T1[1]	T2	T3				T1[1]	T4	T5	T1[1]								
3	T1[1]	T2					T1[1]		T5	T1[1]	T3		T4					
4	T1[1]				T2	T5	T1[1]			T1[1]		T3		T4				
5	T1[1]						T1[1]			T1[1]	T2	T3	T5	T4				
6	T1[1]			T3			T1[1]	T4		T1[1]						T2	T5	
7	T1[1]						T1[1]			T1[1]					T2	T3	T4	T5
8	T1[1]						T1[1]			T1[1]					T2			T5

(1) : spare receivers left at stations under local attention, operated automatically. Download and maintainance done by team 1 from Mandalay, every 3 days

FIG. 3.4 – *Planning de la campagne Myanmar 2000.*

La campagne Myanmar 2000 s'est déroulée du 28 Novembre au 19 décembre 2000. Elle s'est effectuée en deux parties (figure 3.4) :

- Mesure du réseau à grande échelle (points de Taunggyi, Hpa-an, Launggyo et Mindat) pendant 5 jours + 4 jours pour les trajets
- Mesure du réseau local dans la région de Mandalay pendant 8 jours

Pendant toute la durée de la campagne trois sites (KWEH, MDPG et YWEN) « semi-permanents » ont été mesurés en continu pour servir de référence locale.
Les mesures ont été réalisées à l'aide de 7 récepteurs ASHTECH Z-XII3, avec antenne Choke Ring Dorne Margolin. Cinq équipes composées d'un scientifique européen et d'un scientifique birman ont été constituées. Une équipe a mesuré les sites semi-permanents tandis que les quatre autres se sont réparties d'abord sur les sites du réseau à grande échelle puis sur les sites du réseau local (figure 3.4). Ainsi chaque jour 7 sites étaient mesurés de façon simultanée.

3.3 Les données régionales utilisées

La figure 3.5 représente la répartition des données traitées, ainsi que la source des données utilisées (GEODYSSEA, THAICA, APRGP, NEPAL, Hyderabad, IGS).

Les stations GEODYSSEA (figure 3.8) se situent principalement sur le bloc de la Sonde et ont été mesurées en 94, 96 et 98. Ces données ont déjà été traitées a plusieurs reprises (Walpersdorf,

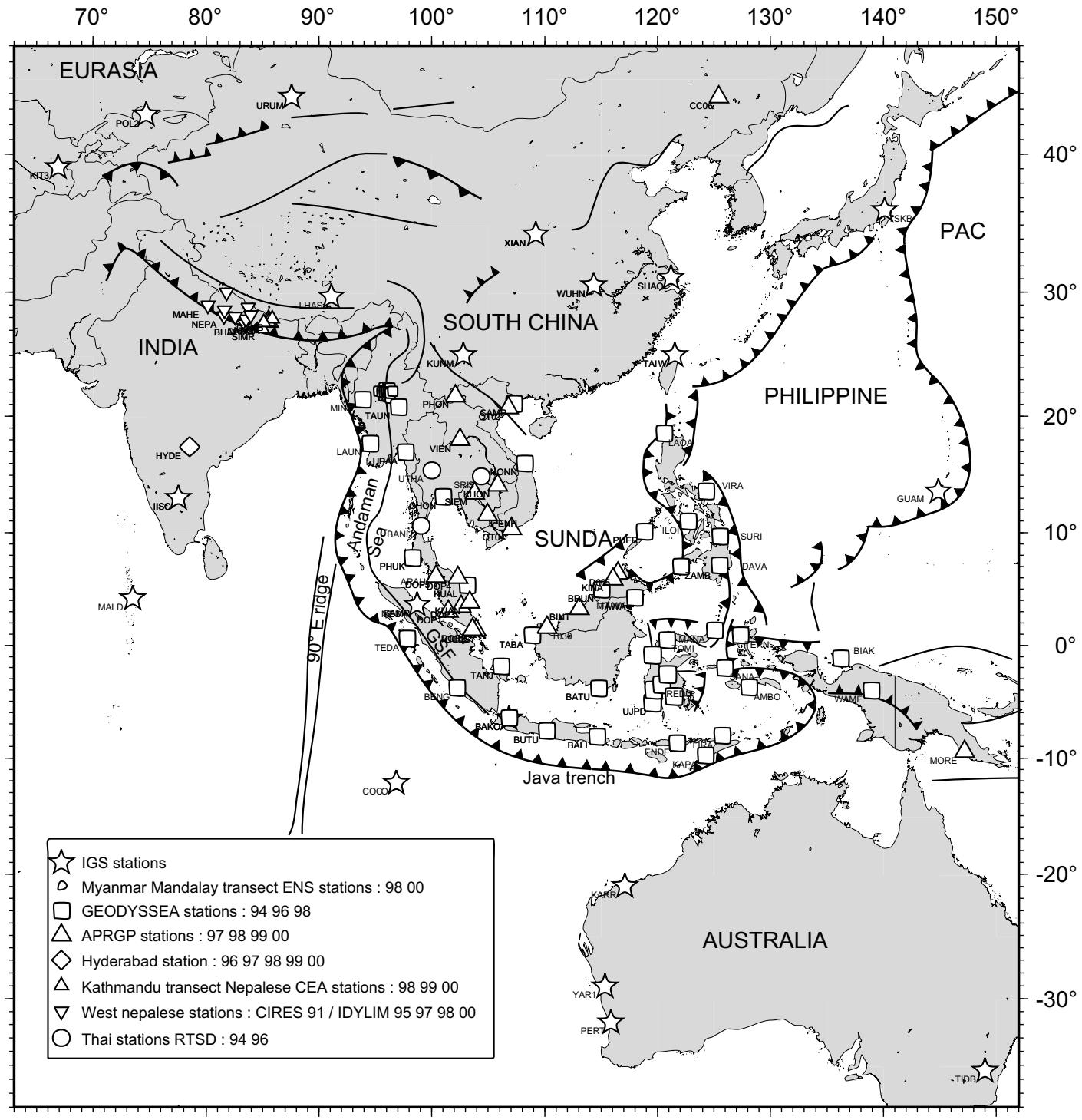


FIG. 3.5 – *Données GPS utilisées pour le traitement. Les différents symboles représentent chacun un programme regroupant une série de campagnes de mesures.*

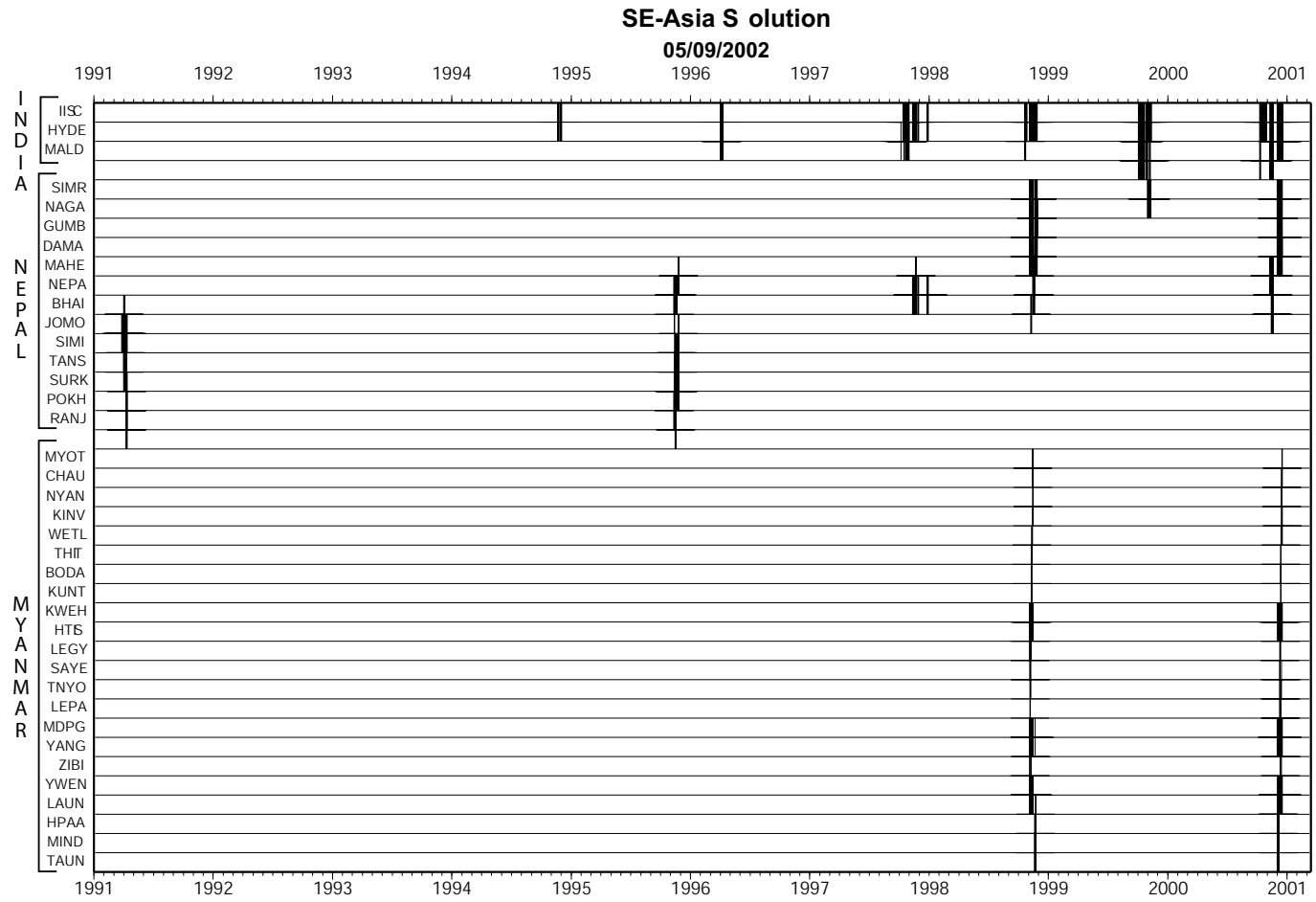


FIG. 3.6 – *Epoques de mesure des données traitées en Inde, au Népal et en Birmanie*

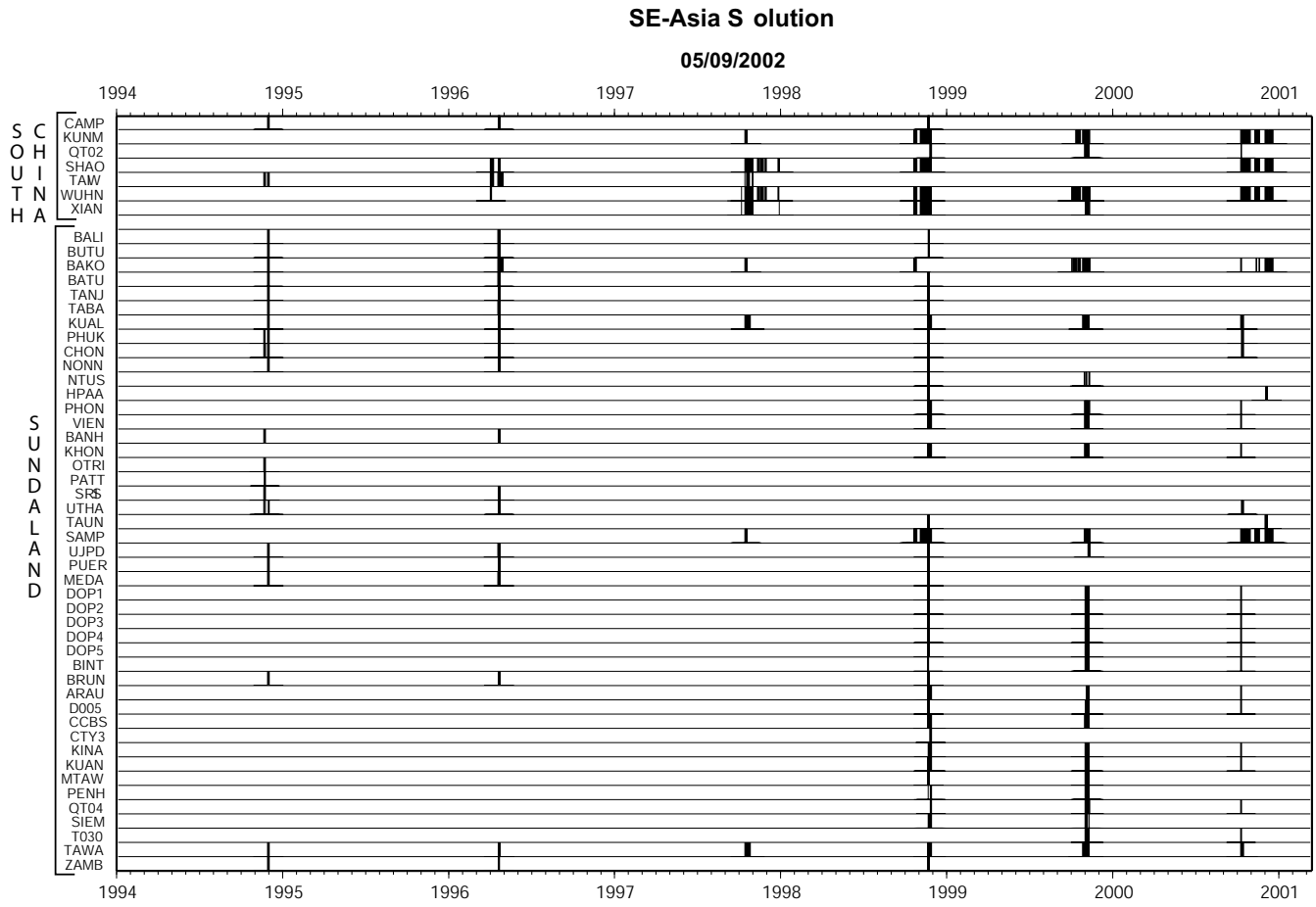


FIG. 3.7 – *Epoques de mesure des données traitées en Chine du Sud et sur le bloc de la Sonde*

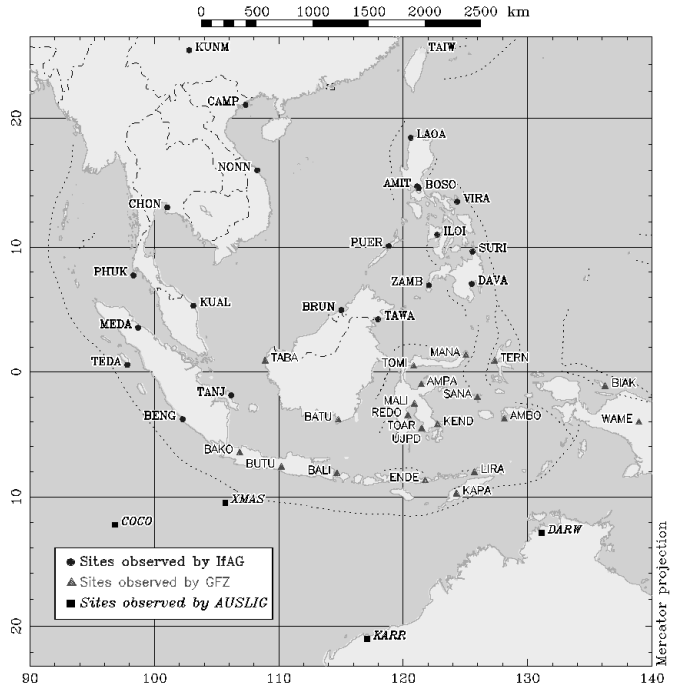


FIG. 3.8 – *Réseau de stations du programme GEODYSSEA*

1997; Simons et al., 2000) et les différentes solutions, ainsi que la solution combinée, sont publiées dans Michel et al. (2001).

Les campagnes de mesure thaïlandaises que j'ai traitées se situent en 94 et 96. Une troisième mesure a été réalisée en 2000, mais les données n'étaient disponibles. En revanche, cette campagne a été traitée au DEOS par Wim Simons et elles sont incluses dans la solution combinée que nous avons réalisée ensuite en commun.

Les données APRGP (Asia and the Pacific Regional Geodetic Project) disponibles pendant la durée de ma thèse couvrent une période allant de 97 jusqu'en 2000. Ces données n'ont encore fait l'objet d'aucune publication à ma connaissance.

Les données népalaises sont séparées en deux sources. Les mesures effectuées dans le cadre du projet IDYLHIM couvrent la période 91, 95, 97, 98 et 2000. Les résultats de ces campagnes ont déjà été discutés dans (Bilham et al., 1997; Jouanne et al., 1999; Larson et al., 1999). J'ai retraité les données journalières de 97, 98 et 2000, en association avec avec d'autres jeux de données. Pour 1991 et 1995, j'ai combiné les résultats du traitement (fichiers sinex) réalisé par François Jouanne car à cette époque, aucune autre donnée n'était disponible simultanément et effectuer de nouveau un traitement des sessions journalières était une perte de temps.

Les données du transect oriental nous ont été mises à disposition par le CEA et ont déjà été traitées par Mireille Flouzat. Les vitesses résultantes ont été discutées dans Avouac et al. (2001). J'ai retraité simultanément toutes les campagnes énumérées ci-dessus avec le logiciel GAMIT, dans le but d'avoir des lignes de bases contraintes directement lorsque les stations sont mesurées simultanément. Ainsi, les campagnes ne sont pas uniquement combinées les unes aux autres après traitement des sessions journalière, ce qui permet d'avoir un meilleur rattachement d'un réseau à l'autre et moins de flottement pour l'estimation des longues lignes de base.

Chapitre 4

Résultats après comparaison de différentes stratégies de traitement

Sommaire

4.1 Traitement des sessions journalières et analyse des résultats 102
4.1.1 Le principe de fonctionnement de GAMIT 102
4.1.2 Les contraintes a priori utilisées pour le traitement 102
4.1.3 La résolution des ambiguïtés 103
4.1.4 Nrms des résultats journaliers 105
4.1.4.1 Influence de la résolution des ambiguïtés 105
4.1.4.2 Influence de la ré-estimation des orbites des satellites 106
4.1.5 Les répétabilités 107
4.1.5.1 Influence de la résolution des ambiguïtés 108
4.1.5.2 Influence de la ré-estimation des orbites des satellites: trop de paramètres à estimer dans le modèle tue la pertinence 109
4.1.5.3 Les répétabilités obtenues pour chaque campagne 111
4.2 Combinaison, estimation des vitesses et mise en référence 113
4.2.1 Le principe 113
4.2.1.1 Le logiciel GlobK 113
4.2.1.2 Procédure suivie 113
4.2.2 Résultat de la combinaison des sessions journalières 114
4.2.3 Obtention des vitesses : combinaison des solutions globales de chaque campagne 114
4.2.3.1 Estimation des vitesses 114
4.2.3.2 Projection dans l'ITRF 2000 117
4.2.3.3 Quelle est l'incertitude de notre champ de vitesses 119
4.2.3.4 Influence de l'introduction de markov sur la combinaison . . . 119
4.2.3.5 Comment améliorer le rattachement du réseau local à un système régional ou mondial? 120
4.2.4 Combinaison de notre solution avec une solution réalisée au DUT avec Gypsy 122
4.2.4.1 Les données traitées au DUT 122
4.2.4.2 Principe de fonctionnement de GIPSY 123
4.2.4.3 La combinaison: méthode et résultats 123
4.2.4.4 Ajout des données indiennes à la solution combinée 125

Afin de détecter des mouvements tectoniques centimétriques, un positionnement relatif est nécessaire, à partir de mesures de phases sur des couples de récepteurs enregistrant simultanément. Le traitement se fera en quatre étapes :

- déterminer les composantes tridimensionnelles des lignes de bases mesurées, ce pour chaque session journalière
- combiner ces résultats journaliers pour en faire une moyenne pour chaque campagne
- combiner les résultats des différentes campagnes de façon à obtenir une position et une vitesse pour chaque station
- projeter la solution dans un système de référence (typiquement l'ITRF)

4.1 Traitement des sessions journalières et analyse des résultats

4.1.1 Le principe de fonctionnement de GAMIT

Pour le traitement des sessions journalières j'ai utilisé le logiciel GAMIT (GPS Analysis package of MIT) développé au MIT (Bock et al., 1986; King and Bock, 1999). Le calcul est basé sur la minimisation par la méthode des moindres carrés, des résidus entre les données mesurées (observables) et les données modélisées. Ainsi, à partir d'un jeu de coordonnées à priori pour les points mesurés et de contraintes sur ces coordonnées, de nouvelles coordonnées (ainsi que les autres inconnues) sont calculées et ajustées par itérations successives, de façon à minimiser les résidus (écart entre les observables et les données modélisées). Les ajustements sur les coordonnées des stations se font dans la limite des contraintes imposées initialement sur les coordonnées de chaque station.
Les observables sont affectées par une série de perturbations. Pour des lignes de bases inférieures à 50 km, on peut supposer l'ionosphère homogène pour les précisions voulues, on prendrait donc les observables sur L1 et L2 indépendamment. Vu l'étendue de notre réseau qui couvre toute l'Asie du Sud-Est on a utilisé les doubles différences sur LC (combinaison linéaire sur les deux fréquences L1 et L2) qui s'affranchissent des erreurs d'horloge, des perturbations ionosphériques du premier ordre et sont connues aux ambiguïtés près. On modélise des observables théoriques (i. e. doubles différences théoriques sur le code LC) à partir des coordonnées a priori des stations, des éphémérides des satellites, des paramètres d'orientation de la Terre et des retards troposphériques (partiellement modélisés, au moins pour la composante sèche).
Les inconnues du problème sont donc pour chaque jour : les coordonnées des stations, les ambiguïtés au début de la mesure et après chaque interruption de la mesure, les paramètres stochastiques représentant la composante humide de la troposphère, et éventuellement les orbites et les paramètres d'orientation de la Terre.
Ces paramètres sont ajustés par la méthode des moindres carrés de façon à minimiser les différences (résidus) entre la modélisation et les observables. Tout paramètre mal pris en compte dans le modèle théorique initial, de même que des contraintes trop fortes et irréalistes sur les coordonnées à priori des stations peuvent introduire un biais et entraîner un ajustement erroné sur ces coordonnées.

4.1.2 Les contraintes a priori utilisées pour le traitement

GAMIT étant basé sur une analyse par moindre carré il faut lui donner des positions a priori pour chaque site, ce qui permet d'initier l'itération, ainsi que des contraintes à appliquer qui contrôlent l'itération.

Ce logiciel réalise deux solutions:

Une solution contrainte sur laquelle sont estimées les répétabilités, qui permet de tester la validité des paramètres a priori entrés dans le modèle et la qualité de l'inversion.

Une solution "contraintes relâchées" qui sera utilisée pour la combinaison postérieure afin d'éviter toute distortion du réseau ou tout forçage des vitesses.

Pour chacun de ces cas, une solution "ambiguïtés libres" et une solution "ambiguïtés fixées" sont calculées, ce qui implique au total quatre solutions pour chaque jour.
Les coordonnées a priori utilisées sont Les coordonnées de l'ITRF 2000 pour les stations fiducielles ou les positions données par de précédents traitement pour des stations connues comme celles qui appartiennent au réseau GEODYSSEA. En revanche, pour les stations du réseau local ou les stations APRGP, j'ai utilisé une moyenne des coordonnées fournies dans les fichiers RINEX. Ces coordonnées étant peu précises il a fallu itérer le processus et rentrer des coordonnées ajustées obtenues dans les solutions journalières de GAMIT.
Pour la solution contrainte, la position des stations IGS a été fixée au décimètre près en latitude et longitude et à 30 cm près selon la verticale. Les autres stations sont contraintes au mètre en horizontale et à 3 mètres en verticale. La position des stations fiducielles est plus fortement contrainte car ces stations mesurent en continu, sont de meilleure qualité et leurs coordonnées à priori sont bien connues. Par contre, la contrainte a priori appliquée pour ces stations est délibérément décimétrique pour ne pas influencer la position de ces stations et laisser les données déterminer la longueur des lignes de base. Si les stations IGS avaient été fortement contraintes à leur position a priori, le réseau n'aurait pas eu la possibilité de s'ajuster aux données et il aurait pu être tordu si il y avait eu une erreur dans les données ou dans la position a priori de la station. En effet, si en minimisant les résidus la solution trouve un ajustement plus important que la contrainte donnée sur la position de la station, l'ajustement sera transféré aux stations mesurées simultanément. De fait, un nombre important de positions de stations du réseau ne prendront pas la valeur qui permettrait de minimiser au mieux l'écart entre les valeurs modélisées et les mesures. De cette façon, le réseau peut être déformé à cause de contraintes a priori trop fortes et erronées. De plus, en contraignant fortement la position a priori des stations, la vitesse des stations IGS serait forcée à leur valeur dans l'ITRF 2000, qui n'est pas forcément très bien déterminée pour des stations comme BAKO ou IISC par exemple.
Pour modéliser la troposphère, le modèle atmosphérique de Saastamoinen (1972) a été utilisé avec des paramètres standard et pour modéliser les variations de la composante humide de l'atmosphère 7 paramètres par 24h sont estimés, ce qui permet un compromis entre baisse des résidus et augmentation de la dispersion et du temps de calcul. Au-delà de ce nombre de paramètres, Walpersdorf (1997) et Lasserre (2000) ont montré que le modèle troposphérique n'est plus amélioré mais que ce sont des résidus provenant d'autres sources qui sont absorbés par la trop grande quantité de paramètres. Ainsi, en utilisant un modèle troposphérique en estimant 12 paramètres par 24h, par exemple, on peut faire diminuer énormément les résidus mais les ajustement sur les lignes de bases pourront être erronés.

4.1.3 La résolution des ambiguïtés

L'observation de phase du signal GPS corrigée des erreurs d'horloges et des erreurs ionosphériques est suffisamment précise pour tenter la résolution de l'ambiguïté de la mesure.
L'ambiguïté N de l'observable d'un signal émis par un satellite reçu à une station est le nombre entier de longueurs d'onde du signal entre le satellite et la station au début de la mesure ou après chaque saut de cycles (interruption du signal). Seule la différence de phases (partie fractionnelle) entre le signal reçu et le signal répliqué par la station est mesurable. Ainsi, tandis que l'observable

de phase évolue au cours du temps, l'ambiguïté de phase reste constante tant que la réception du signal n'est pas interrompue.
On cherche à résoudre les ambiguïtés pour diminuer le nombre d'inconnues et ainsi améliorer la précision du traitement.
La valeur de l'ambiguïté est incluse dans l'estimation des paramètres du modèle théorique des observables GPS. Ces paramètres sont ajustés par la méthode des moindres carrés pour minimiser la différence entre les valeurs théoriques calculées à partir du modèle et les observations. Après avoir calculé les doubles différences et la combinaison LC, il reste les ambiguïtés à fixer. Le principe de la résolution des ambiguïtés à l'aide de LC, expliqué succinctement dans la suite, est décrit formellement dans Dong and Bock (1989); Bock et al. (1986), tandis que Blewitt (1989) présente une alternative qui utilise le code P pour résoudre les ambiguïtés de la mesure de phase.
La phase LC est égale à :

- une combinaison linéaire des phases et des fréquences L1 et L2, terme connu
- Q.(n1-n2) , où Q est un polynôme impliquant les fréquences, terme connu, et où n1 et n2 sont les ambiguïtés sur L1 et L2. Ce terme est appelé Wide Lane (WL) en raison de sa longueur d'onde (86 cm) plus grande que celle de L1 ou L2. Cette importante longueur d'onde permet de résoudre ce terme ambigu en s'aidant des mesures de pseudo-distances P1 (mesure du code C/A sur L1) et P2 (mesure du code P sur L2) qui n'ont pas d'ambiguïté.
- Q'.n2 , où Q' est un autre polynôme impliquant les fréquences, terme connu. Ce terme a une longueur d'onde plus courte (10.7 cm) que celle de L2 (19 cm) et est appelé Narrow Lane (NL).

On cherche d'abord à résoudre les ambiguïtés WL, puis on peut tenter de résoudre les ambiguïtés NL une fois que les ambiguïtés WL sont fixées. En faisant une combinaison linéaire des pseudo-distances et des phases, on obtient l'ambiguïté WL en fonction de :

- la différence des phases mesurées
- la somme des pseudo-distances multipliée par les fréquences
- la somme des bruits sur les mesures de phases et de pseudo-distances.

En raison de sa longueur d'onde de 30 m le code est beaucoup plus sensible aux multi-trajets que la phase. Ainsi, les observations de la combinaison WL peuvent varier de plusieurs cycles d'une époque à l'autre. Pour obtenir une bonne précision malgré le bruit il faut mesurer suffisamment longtemps de façon à ce que l'effet des multi-trajets s'annule en moyenne. On peut réussir à résoudre les ambiguïtés WL lorsque le bruit est sensiblement inférieur à 86 cm, la longueur d'onde de l'observable WL.
En introduisant les valeurs entières trouvées pour l'ambiguïté WL, on réduit considérablement les incertitudes et on peut ainsi tenter de résoudre les ambiguïtés NL, de longueur d'onde 10.7 cm.
Cette méthode de résolution des ambiguïtés sur LC est efficace sur des lignes de bases de plus de 50 km car le bruit ionosphérique est important pour cette distance entre les stations. Pour des lignes de bases courtes, on peut résoudre les ambiguïtés directement sur les observables L1 et L2, ainsi le bruit non dispersif des mesures n'est pas amplifié par une combinaison linéaire. De plus, l'ambiguïté sur les mesures directes est une valeur entière non réduite, contrairement à l'ambiguïté WL, qui est la différence (n1-n2). En ce qui concerne les données que j'ai traitées, il a cependant fallu utiliser le code LC en raison de la longueur importante de la majorité des lignes de base.
Les paramètres des ambiguïtés sont libres, dans une première solution, de prendre des valeurs réelles, bien que ce soient par nature des entiers. Si le niveau d'erreur est assez faible, on peut attribuer à ces valeurs le nombre entier le plus proche. Dans une seconde solution on fixe les

ambiguïtés que l'on a pu déterminer à leur valeur entière et on estime à nouveau les paramètres restants. La diminution du nombre de paramètres à estimer réduit en même temps l'incertitude sur les valeurs trouvées par l'ajustement. Si la résolution des ambiguïtés a été réalisée correctement, cette seconde solution est la plus précise et la mieux contrainte; toutefois la résolution des ambiguïtés peut entraîner un biais dans la solution.

4.1.4 Nrms des résultats journaliers

La nrms d'une solution journalière représente le résidu entre les observables théoriques calculées à partir d'un modèle et les mesures, normalisées pour un cycle de l'observable de phase. Les résidus seraient nuls dans le cas d'un modèle parfait. Plus la valeur des résidus est élevée, moins le modèle correspond aux observations.

4.1.4.1 Influence de la résolution des ambiguïtés

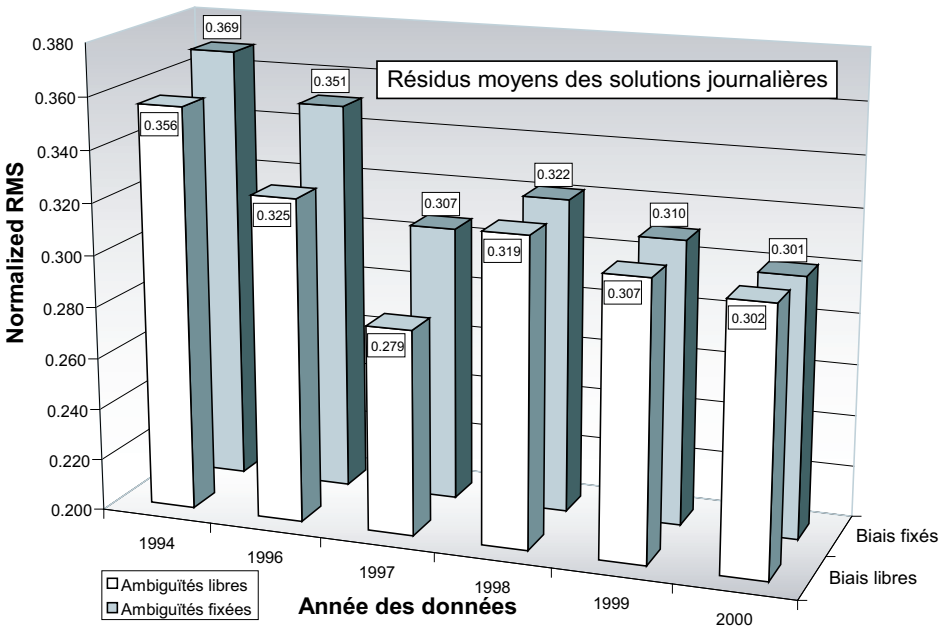


FIG. 4.1 – *Résidus moyens des solutions journalières, avec ambiguïtés fixées ou non.*

Dans le graphique 4.1, les résidus moyens des solutions journalières sont représentés pour chaque année, avec les ambiguïtés fixées ou non. La moyenne des résidus se situe entre 0.28 et 0.37. Ces résidus sont corrects étant donné que certains jours, près de 80 stations (ce qui représente 3160 lignes de bases) sont traitées simultanément.
La solution avec ambiguïtés fixées montre des résidus généralement plus importants que la solution ambiguïtés libres. Lorsque les ambiguïtés ne sont pas fixées, elles sont ajustées à la meilleure valeur réelle pour minimiser les résidus. En revanche lorsque les ambiguïtés sont fixées, la valeur entière de certaines ambiguïtés a été déterminée. Dans ce cas, elles ne peuvent plus prendre la valeur réelle qui minimise au mieux les résidus, mais sont fixées à une valeur entière proche qui les minimisera un peu moins bien mais qui sera plus juste par nature, à condition que les ambiguïtés

aient été résolues correctement.
L'écart entre la solution ambiguïtés libres et la solution ambiguïtés fixées est relativement important pour les années 1994, 1996 et 1997. Cet écart diminue très nettement pour les époque plus récentes. Ceci est un indicateur soit de la qualité de résolution des ambiguïtés, qui se ferait donc plus précisément pour les époques récentes, soit de l'amélioration des solutions biais libres qui ne gagnent rien à être fixées.

4.1.4.2 Influence de la ré-estimation des orbites des satellites

Le point de départ du calcul étant le temps de trajet satellite-station, il faut connaître précisément l'orbite des satellites. Deux stratégies sont possibles soit :

- on ré-estime les orbites de satellites dans le calcul, ce qui augmente énormément le nombre d'inconnues.
- on utilise des orbites tabulées calculées par l'IGS (Beutler et al., 1993).

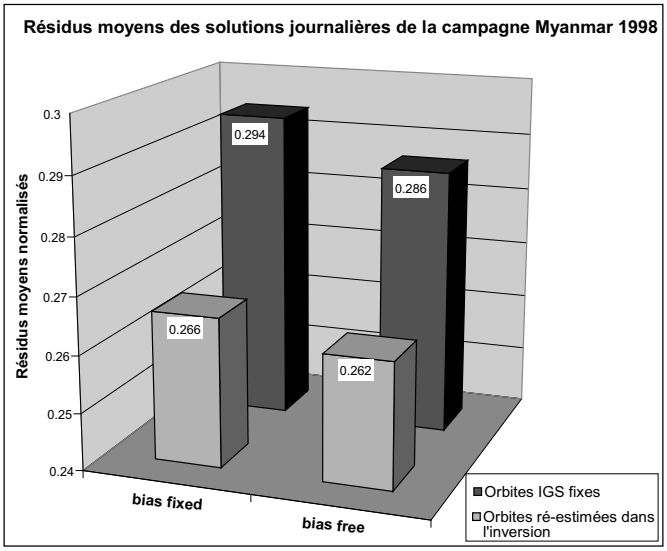


FIG. 4.2 – *Résidus moyen des solutions journalières de la campagne Myanmar 1998 orbites réestimées ou non, ambiguïtés fixées ou non. La nrms diminue lorsque l'on ré-estime les orbites des satellites*

Les orbites IGS sont connues à une précision de 20 cm environ, ce qui implique une erreur d'environ 1 cm pour une ligne de base de 1000 km. On pourrait être tenté de minimiser cette erreur, toutefois assez faible, en ré-estimant les orbites des satellites dans l'inversion. L'influence de la ré-estimation des orbites des satellites lors du traitement sur la qualité et la pertinence des solutions journalières est difficile à appréhender a priori, c'est pourquoi j'ai fait une comparaison entre une solution avec orbites IGS fixes et une autre où les orbites étaient ré-estimées.
Le diagramme 4.2 représente la valeur des résidus orbites réestimées ou non, ambiguïtés fixées ou non. Dans ce cas encore, les résidus sont plus important lorsque les ambiguïtés sont fixées. De plus, la nrms diminue lorsque l'on ré-estime les orbites des satellites. En effet, dans ce cas la position des satellites peut varier et sera donc ajustée à sa meilleure valeur pour minimiser les résidus. Toutefois, les paramètres qui affectent la pseudo-distance satellite-station sont nombreux (position des satellites, mais aussi délais ionosphérique et troposphérique, erreurs d'horloges, composante humide de l'atmosphère...) et si les ajustements sur la position des satellites sont trop importants, ils peuvent absorber d'autres erreurs que celles sur les éphémérides des satellites et donc fausser le modèle tout en faisant diminuer la nrms.

4.1.5 Les répétabilités

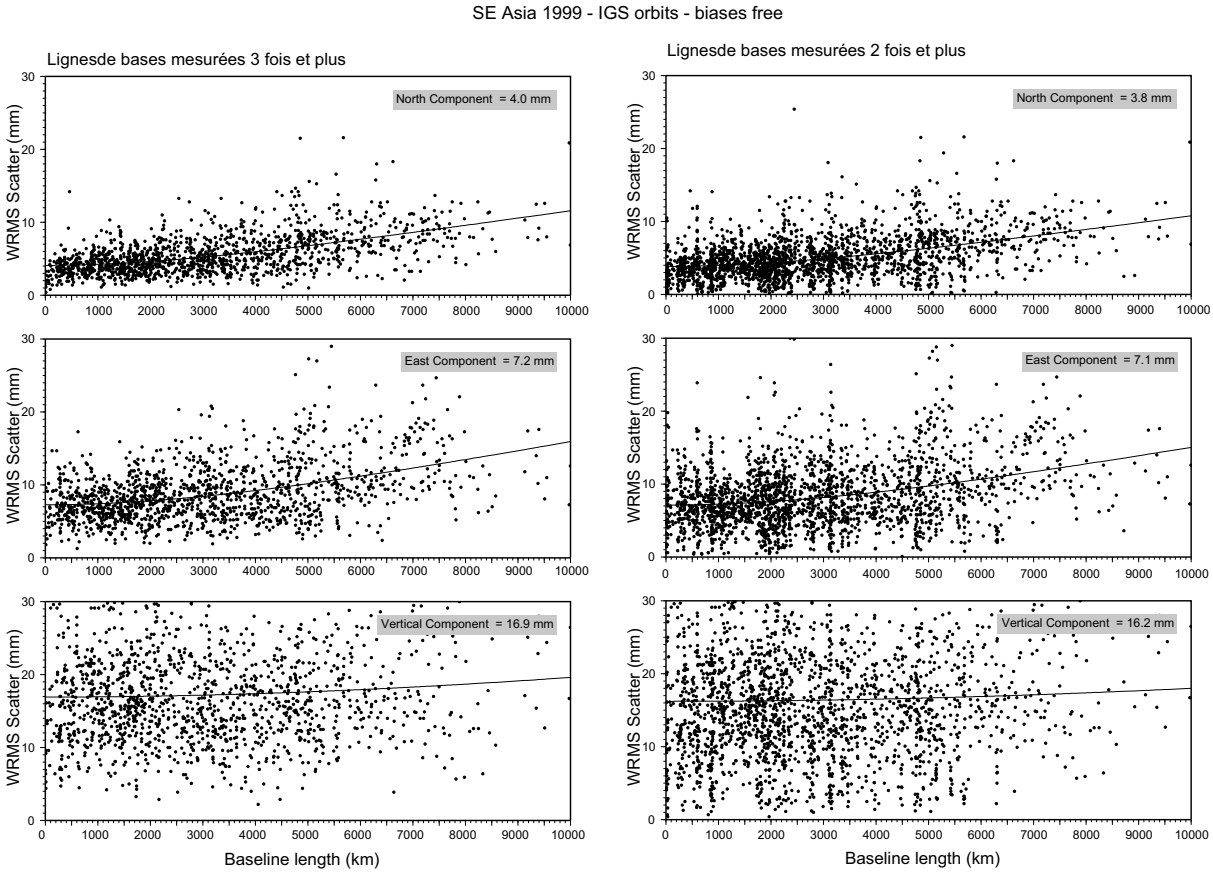


FIG. 4.3 – *Répétabilités du traitement des données 1999. A gauche, la répétabilité est calculée sur les lignes de bases mesurées trois fois et plus, tandis qu'à droite, toutes les lignes de base mesurées plusieurs fois sont représentées. La répétabilité ne change pas drastiquement entre les deux cas. Par contre, les valeurs de dispersion sont plus concentrées autour de la valeur moyenne de répétabilité à gauche qu'à droite.*

Une manière d'évaluer la précision de la solution est d'observer la répétabilité pour chaque composante (Nord, Est, Verticale) des lignes de bases d'une session à l'autre, c'est à dire leur dispersion autour d'une valeur moyenne. Plus la dispersion est faible, meilleure sera la répétabilité (et donc la qualité du calcul). La répétabilité est calculable à partir de deux mesures indépendantes de la même ligne de base. Mais pour qu'elle ait une signification statistique représentative, il faut suffisamment de solutions indépendantes.
Par exemple, la figure 4.3 représente les répétabilités du traitement des données 1999. A gauche, la répétabilité est calculée sur les lignes de bases mesurées trois fois et plus, tandis qu'à droite, toutes les lignes de bases mesurées plusieurs fois sont représentées. La répétabilité ne change pas drastiquement entre les deux cas. Par contre, les valeurs de dispersion sont plus concentrées autour de la valeur moyenne de répétabilité lorsque seules les lignes de bases mesurées trois fois et plus sont utilisées pour le calcul et représentées graphiquement. La répétabilité (dispersion des résultats) augmente avec la longueur de la ligne de base (figure 4.7). Ceci est essentiellement dû aux erreurs sur les orbites des satellites. En effet, comme expliqué dans la section 2.4.5, les erreurs sur les orbites induisent des erreurs croissantes avec la longueur des lignes de base, qui sont donc négligeables pour les lignes courtes. De plus certaines erreurs, comme le délai troposphérique ou

ionosphérique, sont corrélées entre les stations proches, et sont donc soustraites pour les courtes lignes de bases grâce au positionnement relatif.

L'ordre de grandeur de la répétabilité varie en fonction de la composante considérée. Ainsi, la

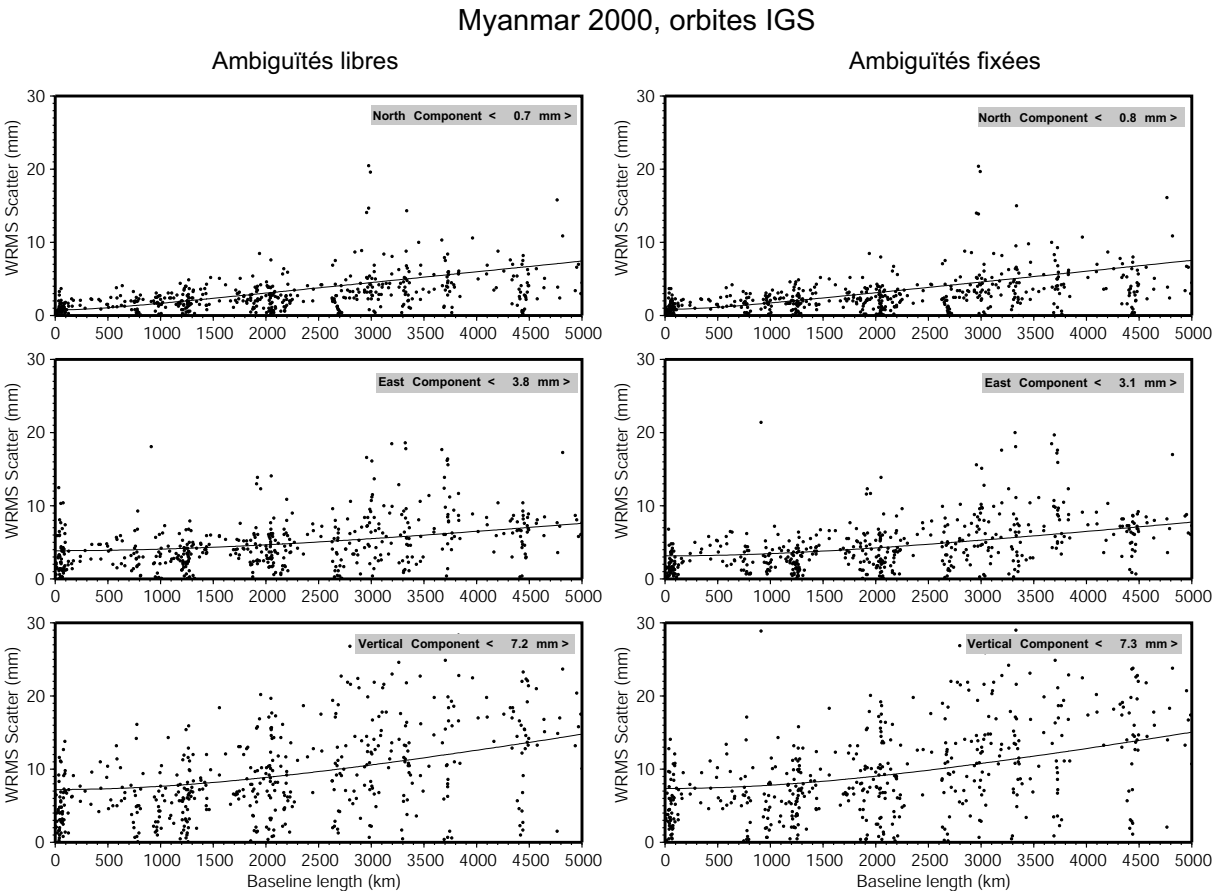


FIG. 4.4 – *Répétabilités de la campagne Myanmar 2000.*

répétabilité est systématiquement moins bonne pour la composante Est que pour la composante Nord. Ceci est un effet géométrique lié à la trajectoire des satellites. En effet, les satellites se déplaçant selon une direction Nord-Sud (dans la gamme de latitudes où les mesures sont effectuées, ce qui serait caduque aux pôles), cette composante-là est mieux échantillonnée dans les mesures que la composante Est-Ouest. En conséquence, la latitude sera mieux déterminée que la longitude et aura une dispersion plus faible. Enfin, la verticale est la composante la moins bien déterminée. Elle est extrêmement sensible aux délais troposphériques, et l'observation des satellites étant limitée à l'hémisphère supérieur, cette erreur ne sera pas géométriquement compensée.

4.1.5.1 Influence de la résolution des ambiguïtés

L'influence de la résolution des ambiguïtés sur la dispersion de la solution varie selon les cas. En revanche, la figure 4.4 qui représente les répétabilités pour la campagne Myanmar 2000, montre que lorsque les ambiguïtés sont fixées à leur meilleure valeur réelle pour minimiser les résidus, la solution se stabilise et converge. Cet effet est particulièrement remarquable pour la composante Est des courtes lignes de base.

En revanche, si l'on prend l'exemple de la station Hyderabad en 1996 (figure 4.5), on a un exemple d'un cas où la résolution des ambiguïtés dégrade la solution. En effet, à cette époque, seule la station HYDE et des stations IGS étaient mesurées simultanément, en conséquence les

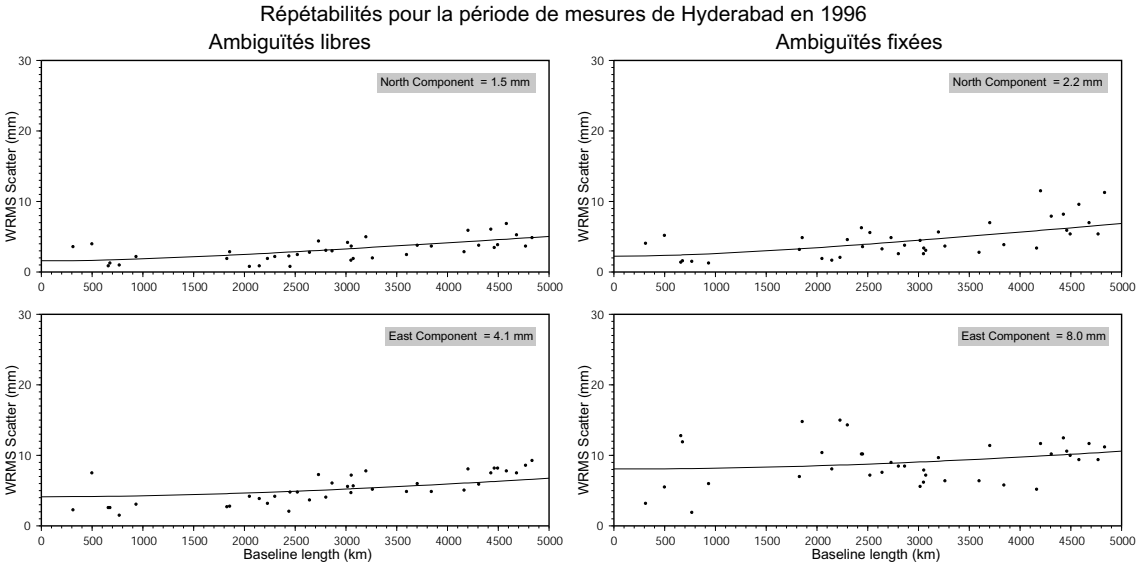


FIG. 4.5 – *Répétabilités des composantes Nord et Est des lignes de base pendant la période de mesures de la station HYDE en 1996. A cette époque, seule la station HYDE et des stations IGS étaient mesurées. Les lignes de bases étaient donc toutes grandes, la résolution des ambiguïtés s'est donc mal effectuée et a dégradé la solution.*

lignes de bases étaient toutes longues. La résolution des ambiguïtés étant d'abord tentée sur les courtes lignes de base, puis de proche en proche sur des lignes de plus en plus longues, plus le nombre de bases courtes est grand, plus importante est la capacité à résoudre les ambiguïtés sur les lignes de bases plus longues (Dong and Bock, 1989). Aussi dans ce cas précis, la résolution des ambiguïtés n'a pu s'effectuer correctement et a dégradé la solution.
Dans la suite, les solutions ambiguïtés libres seront combinées pour l'obtention de la solution finale, pour éviter que certaines mauvaises résolutions des ambiguïtés ne viennent dégrader la solution.

4.1.5.2 Influence de la ré-estimation des orbites des satellites: trop de paramètres à estimer dans le modèle tue la pertinence

La figure 4.6 représente les répétabilités pour la campagne Myanmar 1998, ambiguïtés libres ou fixées, orbites des satellites fixes ou ré-estimées. Le diagramme montre la dispersion des résultats, soit l'écart à la valeur moyenne pour chaque composante des lignes de base, en fonction de leur longueur.
La répétabilité des solutions journalières avec les orbites fixes est nettement meilleure que celle avec les orbites ré-estimées, ce qui implique que la solution est plus stable lorsqu'on estime moins de paramètres dans le modèle ou encore que les orbites sont mal ré-estimées. Cette dernière situation est fort possible. En effet, les orbites IGS sont de très bonnes qualité car elles sont estimées avec des stations réparties partout dans le monde. Si les orbites sont ré-estimées avec des stations principalement situées en Asie du Sud-Est, l'orbite s'ajustera au mieux aux données mais pourra être fausse dans son ensemble. Lorsque les orbites sont fixées, la résolution des ambiguïtés améliore légèrement la répétabilité contrairement au cas où les orbites sont ré-estimées. Lorsque les orbites sont fixes, la solution est plus stable et la résolution des ambiguïtés s'effectue mieux. A l'inverse, lorsque l'on ré-estime les orbites, la position du satellite devient une inconnue (par l'intermédiaire des paramètres Képlériens). On augmente donc le nombre d'inconnues pour estimer la distance satellite-station. La résolution des ambiguïtés, qui se base sur la pseudo-distance

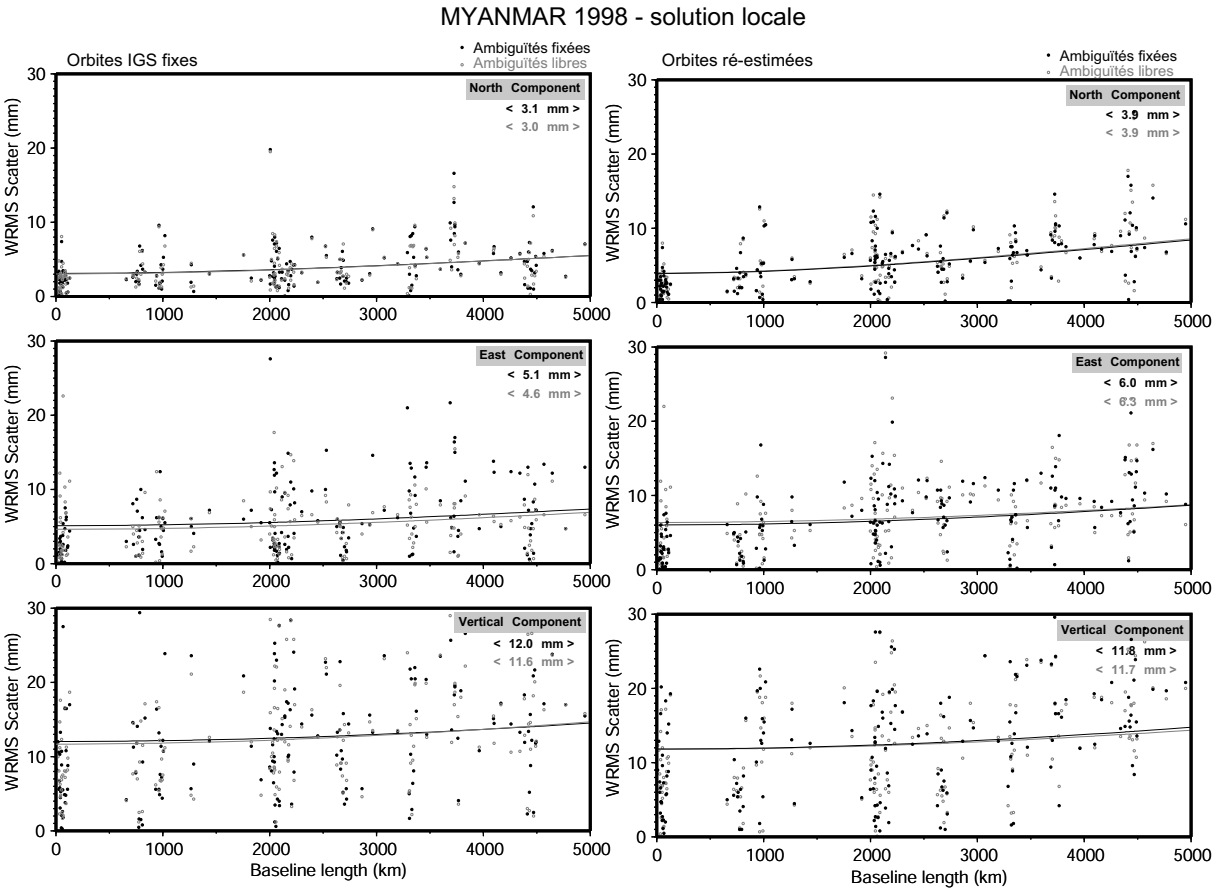


FIG. 4.6 – *Répétabilités de la campagne Myanmar 98 pour les composantes Nord, Est et Verticale. La colonne de gauche représente les répétabilités pour les solutions journalières à orbites fixes, tandis que la colonne de droite montre les répétabilités pour les solutions avec les orbites ré-estimées. Pour chaque graphique, les solutions ambiguïtés libres et ambiguïtés fixées sont représentées. On peut remarquer que la répétabilité des solutions journalières avec les orbites fixes est nettement meilleure que celle avec les orbites ré-estimées, ce qui implique que la solution est plus stable lorsqu'on estime moins de paramètres dans le modèle. Lorsque les orbites sont fixées, la résolution des ambiguïtés améliore légèrement la répétabilité contrairement au cas où les orbites sont ré-estimées.Lorsque les orbites sont fixes, la solution est plus stable et la résolution des ambiguïtés s'effectue mieux. A l'inverse, en ré-estimant les orbites, le nombre d'inconnues de la solution augmente, et la résolution des ambiguïtés sera donc moins aisée.*

(directement liée à la distance physique satellite station), sera donc moins aisée. Il semble donc que le fait de ré-estimer les orbites augmente la dispersion des résultats de façon conséquente, impliquant des répétabilités moyennes plus grandes pour chacune des composantes.
Plus on estime de paramètres dans le modèle, plus on arrive à s'ajuster aux données mesurées. C'est pour cela que le résidu diminue pour les résultats journaliers lorsqu'on ré-estime les orbites. Par contre, le fait que les répétabilités des lignes de bases se dégrade dans ce même cas implique que les résultats obtenus sont instables : même si l'erreur semble moins grande, les paramètres estimés sont soit trop nombreux, soit peu pertinents par rapport au problème que l'on souhaite étudier.
Plus on augmente le nombre de paramètres à estimer, moins on connaît quelle est la part de signal qui est prise dans la variation de position du satellite et dans la variation de position de la station. Les orbites de l'IGS sont assez précises et je préfère utiliser un modèle simple duquel sort un signal clair, même si celui-ci ne prend certainement pas en compte toutes les erreurs possibles.
Cette analyse est vraie pour des données récentes traitées avec des orbites calculées par l'IGS. En revanche, lorsque l'on traite des données anciennes (début des années 90 et antérieurement) il est souvent nécessaire de recalculer les orbites. A cette époque, la constellation de satellites était plus réduite, et surtout, les stations permanentes IGS étaient moins nombreuses et mal réparties à la surface du globe. Ainsi, les orbites calculées à l'IGS n'avaient pas la précision actuelle.

4.1.5.3 Les répétabilités obtenues pour chaque campagne

		Rép.	biais	libres	Rép.	biais	fixés
Année	Campagne	North	East	Up	North	East	Up
2000	Myanmar / Hyde / Est Népal	0.7	3.8	7.2	0.8	3.1	7.3
	Ouest Népal	3.7	9.1	21.4	3.7	9.1	21.4
	APRGP	1.7	5.1	13.7	1.7	5.1	13.8
2000	Traitement global	2.2	5.6	11.8	2.2	5.0	11.0
1999	Hyde	3.5	6.7	16.8	3.5	7.5	18.0
	APRGP / Est Népal	3.6	7.4	17.9	3.6	7.1	17.7
1999	Traitement global	3.8	7.1	17.1	3.8	6.4	17.0
1998	Geodyssea / APRGP	4.2	7.3	17.1	4.1	6.9	15.9
	Myanmar / Hyde / Nepal	3.3	4.6	10.9	3.4	5.0	10.4
1998	Traitement global	6.3	10.6	18.1	6.3	10.3	18.2
1997	Hyde / APRGP / Ouest Népal	3.3	4.4	12.6	3.2	5.6	13.7
1996	Hyde	1.5	4.1	10.1	2.2	8.0	15.8
	Geodyssea / RTSD	4.0	10.4	17.1	3.9	8.0	16.4
1996	Traitement global	3.9	10.1	16.7	3.8	7.9	16.3
1994	RTSD	1.2	4.2	7.8	1.1	7.8	7.9
	Geodyssea	4.6	10.0	15.5	4.8	7.2	15.8
1994	Traitement global	3.8	8.8	15.7	3.8	6.8	15.6

TAB. 4.1 – *Répétabilités en mm/an obtenues pour le traitement des différentes campagnes pour la solution régionale*

Le tableau 4.1 résume les répétabilités obtenues lors du traitement régional. Pour avoir une idée de l'incertitude des différentes sources de données traitées, les campagnes ont été séparées, lorsqu'elles se sont déroulées à des époques différentes, pour le calcul des répétabilités.

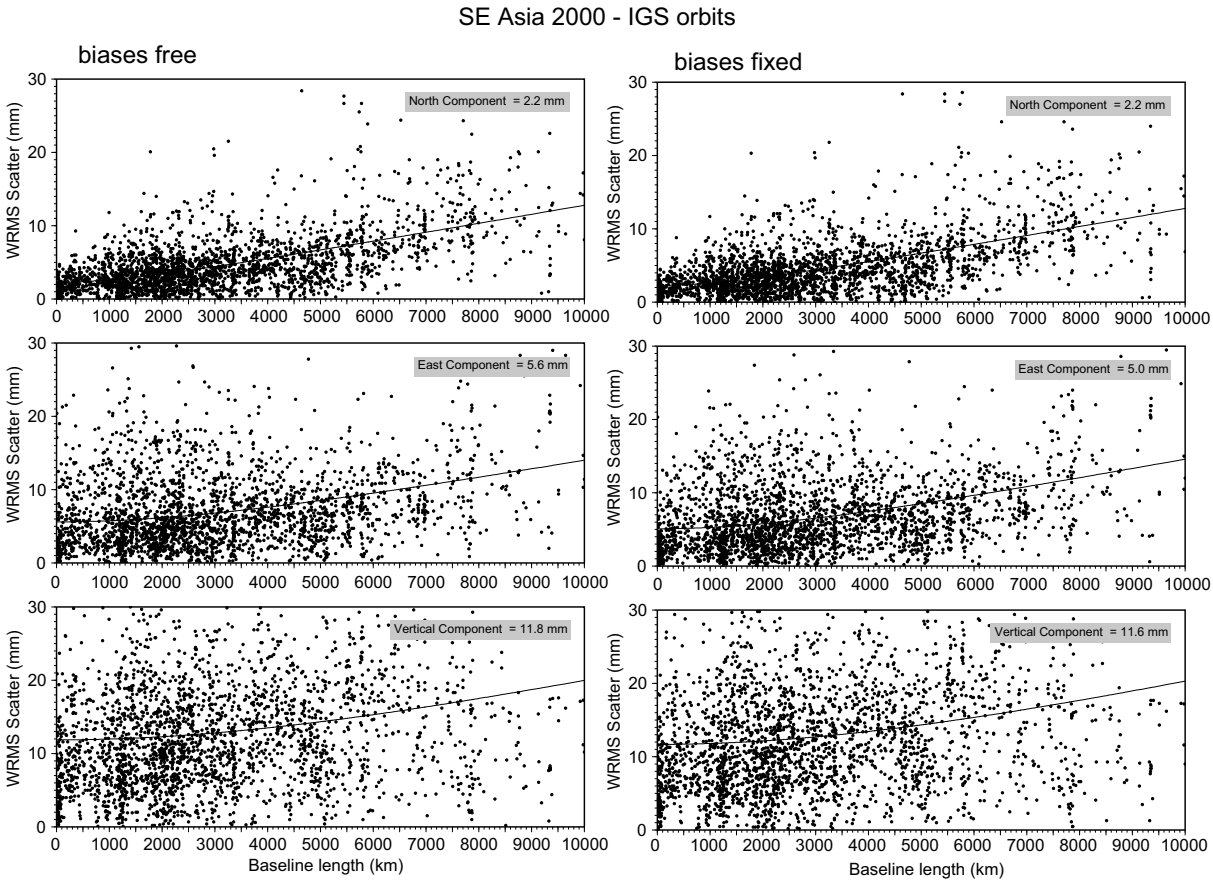


FIG. 4.7 – *Répétabilités du traitement des données Asie du Sud-Est en 2000. La résolution des ambiguïtés améliore légèrement la répétabilité de la composante Est.*

4.2 Combinaison, estimation des vitesses et mise en référence

4.2.1 Le principe

La combinaison des jeux de coordonnées calculées pour chaque session journalière ou pour chaque campagne s'effectue avec le programme GLOBK (GLOBal Kalman filter). L'algorithme utilisé est un filtre de Kalman, filtre prédictif décrit dans Maybeck (1979); Herring et al. (1990); Hofmann-Wellenhof et al. (1992); Herring (1999) et les données en entrée du programme sont les résultats des solutions journalières obtenues avec GAMIT qui se présentent sous la forme de matrices de variance-covariance et des coordonnées des stations GPS mesurées. Les coordonnées et les vitesses à priori des stations, les paramètres orbitaux des satellites et les paramètres d'orientation de la Terre ainsi que des contraintes à priori sur ces différents paramètres sont également fournis en entrée de GLOBK.
A partir des valeurs de ces paramètres dans une première solution journalière GAMIT, on peut prédire leurs valeurs à l'époque d'une seconde solution journalière que l'on souhaite combiner à la première. Les ajustements appliqués dépendent de la différence entre prédiction et observation, pondérée en fonction des incertitudes prédites et observées. A partir des valeurs ajustées des paramètres, on peut combiner en suivant le même principe une troisième solution journalière et ainsi de suite... La procédure se poursuit ainsi de manière séquentielle jusqu'à ce que tous les jours de la campagne aient été combinés. Ainsi la solution finale a une incertitude sur les paramètres moins grande que celle estimée pour une solution GAMIT seule, du fait de l'augmentation du nombre d'observations.

4.2.1.1 Le logiciel GlobK

Le nom GlobK réfère par défaut à un ensemble de programmes :

htoglb qui convertit le fichier solution de GAMIT en un fichier binaire utilisé en entrée des programmes décrits ci-après.

globk qui combine ces fichiers binaires avec un filtre de Kalman pour produire une solution combinée.

glred qui diffère seulement de *globk* par le fait que les fichiers binaires sont traités indépendamment les uns des autres, ce qui permet de générer des séries temporelles ou d'estimer des répétabilités pour les coordonnées des stations.

glorg qui applique une transformation de Helmert (translation + rotation) à la solution combinée de façon à minimiser les résidus entre la solution et le système de référence choisi.

4.2.1.2 Procédure suivie

Le programme admet en entrée aussi bien les fichiers solution de GAMIT que des fichiers SINEX (Solution INdependent EXchange files), ce qui permet de combiner des solutions générées par différents logiciels de traitement.
Pour le traitement GPS, on lance en général *glred* pour chaque jour d'une période d'observation continue pour obtenir les séries temporelles des coordonnées des stations. Ceci permet, après examen des séries temporelles, de détecter des résultats aberrants, et d'y remédier, soit en reprenant le traitement avec GAMIT pour la session journalière donnée, soit en supprimant une station donnée pour ce jour du traitement.
Une fois qu'on dispose d'un ensemble nettoyé de données, on peut combiner les fichier journaliers en utilisant *globk* pour obtenir l'estimation de la position des stations pour la campagne

de mesure considérée. Ces estimations réalisées avec *globk* sont très faiblement contraintes, mais on peut projeter la solution dans un système de référence avec le module *glorg* en appliquant une transformation de Helmert à 6 paramètres qui minimisera, au sens des moindres carrés, les résidus (en vitesses et coordonnées) entre la solution et le système de référence d'un ensemble sélectionné de stations.

4.2.2 Résultat de la combinaison des sessions journalières

Les solutions des sessions journalières de chaque campagne sont analysées ensemble par GLOBK. Pour la combinaison des solutions journalières, la position des stations IGS est laissée libre à 10 cm près sur l'horizontale et 90 cm sur la verticale et à 100 m près pour les autres stations du réseau. Chaque jour, une translation du centre de masse de la Terre de 1 m dans chaque direction est autorisée. Une solution globale pour chaque campagne de mesure est donc obtenue. Ces solutions globales seront combinées ultérieurement pour obtenir des vitesses.
Cette analyse campagne par campagne permet de détecter plus facilement une solution journalière éventuellement problématique par une augmentation importante des résidus moyens de la solution lorsque le jour en question y est rajouté. De plus, grâce à l'analyse des séries temporelles, il est possible de repérer d'éventuelles journées où la mesure d'un site est incorrecte ou fortement incertaine.

4.2.3 Obtention des vitesses : combinaison des solutions globales de chaque campagne

4.2.3.1 Estimation des vitesses

Lorsque les solutions globales ont été calculées pour chaque campagne de mesures, on peut les combiner à leur tour et estimer des vitesses pour chaque station du réseau.
On peut donc relancer *glred* ou *globk* pour obtenir des séries temporelles (avec *glred*) ou une estimation des vitesses des stations (avec *globk*). Comme pour la combinaison des sessions journalières, le module *glorg* les projette sur différents référentiels: généralement à l'aide des fiducielles mises dans les calculs on se place dans l'ITRF 2000 (Altamimi, 2001; Altamimi et al., 2002). Il est important de noter que dans la stratégie de mesure chaque site est influencé par l'ensemble des autres, c'est un traitement autocohérent.
L'analyse couplée des données avec *glred* et *globk* est très importante pour la qualité de l'analyse que l'on peut faire par la suite. En effet, la façon dont sont estimées les vitesses avec *globk* fait comme hypothèse implicite que les vitesses sont constantes dans le temps, ce qui n'est pas forcément vrai car les stations peuvent avoir subi des séismes, des rattachements, des variations saisonnières etc... Il est donc nécessaire de vérifier, en examinant la série temporelle, que cette hypothèse de vitesse constante est vraie en première approximation, comme pour la station IISC (figure 4.8), une fois les rattachements corrects appliqués.

Cependant il est très fréquent que la vitesse des stations ne soit pas tout à fait linéaire dans le temps. Pour illustrer ce problème, je reprends la figure 4.9 réalisée après les deux premières campagnes (94 et 96) de GEODYSSEA. Elle montre les séries temporelles provenant des solutions journalières du JPL pour 4 stations IGS utilisées lors du traitement GEODYSSEA. Les époques des campagnes GEODYSSEA 94 et 96 sont représentées par des lignes verticales en pointillés. La droite continue représente la vitesse données par la série temporelle complète tandis que celle en pointillés représente la vitesse donnée par seules les époques de mesures des campagnes GEODYSSEA 94 et 96. La station australienne de Yaragadee montre une vitesse équivalente pour

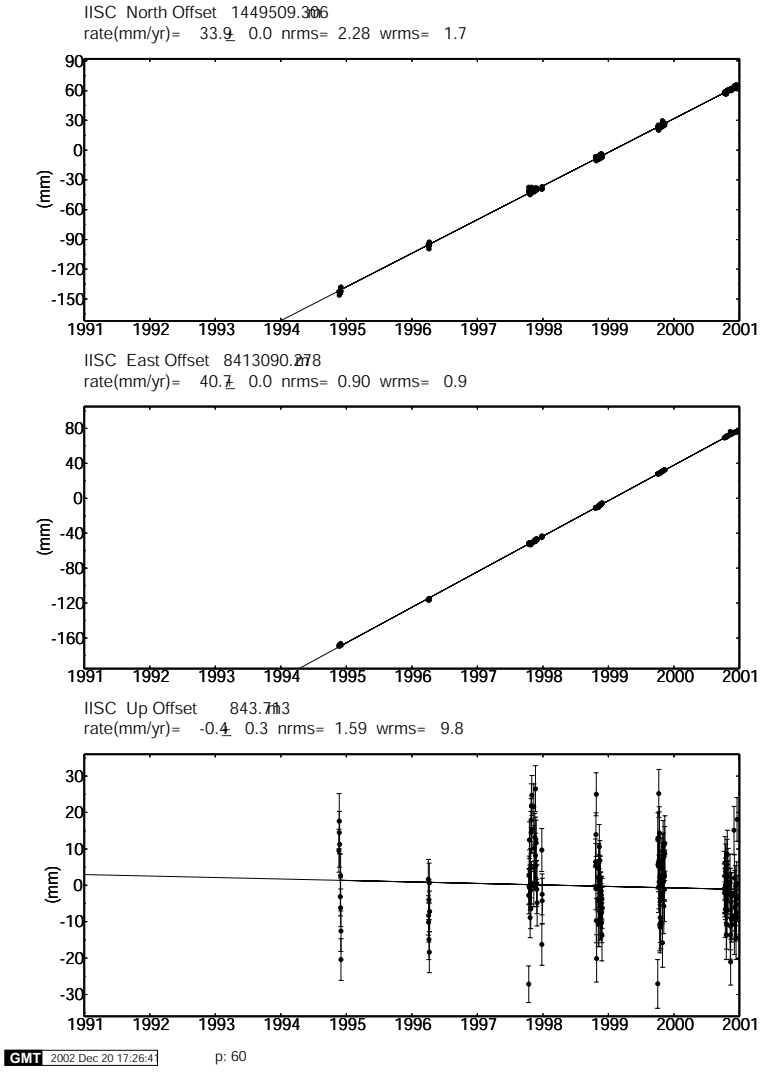


FIG. 4.8 – *Série temporelle des positions de IISC.*

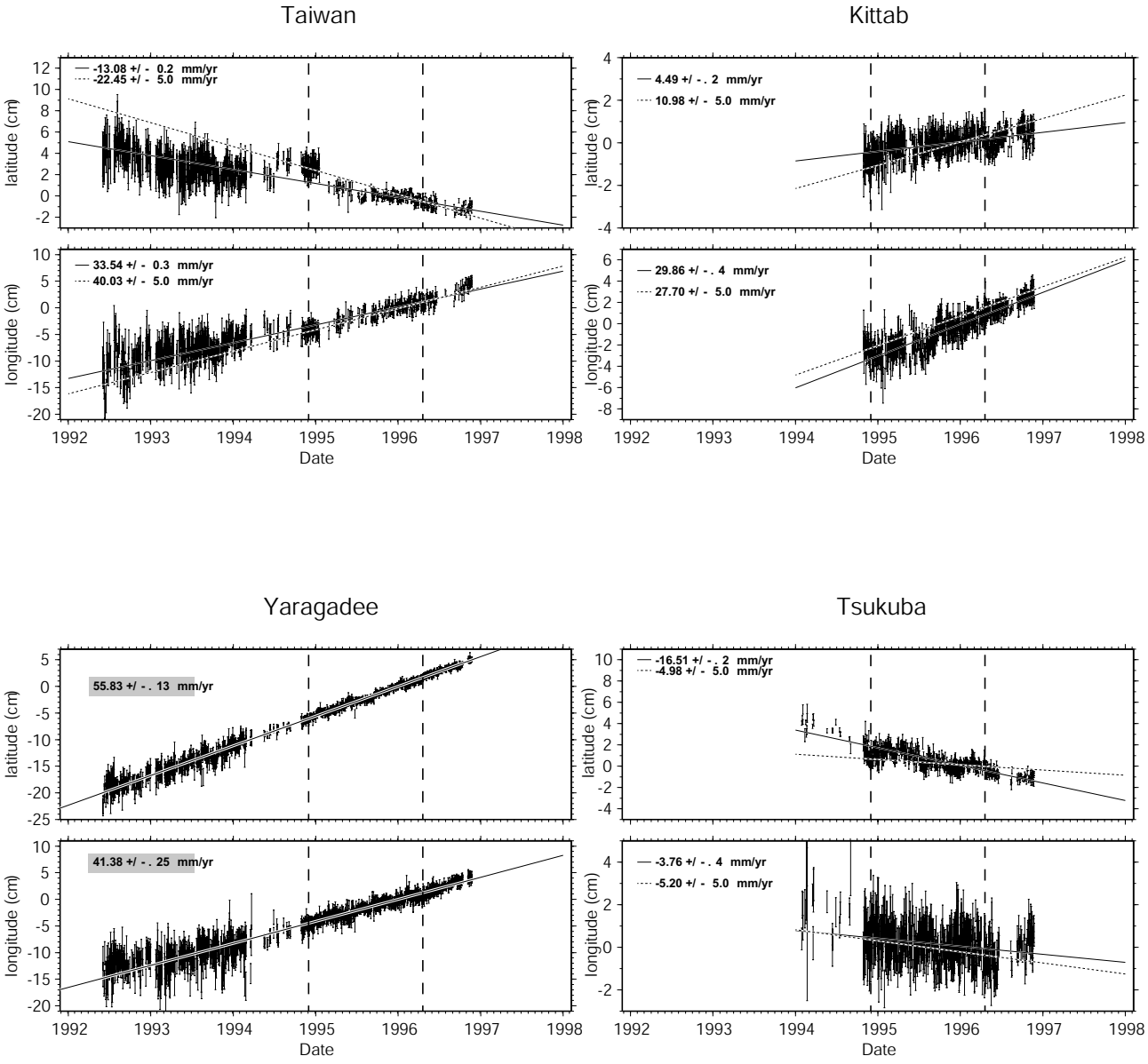


FIG. 4.9 – *Séries temporelles provenant des solutions journalières du JPL pour 4 stations IGS utilisées lors du traitement GEODYSSEA. La position journalière (ITRF94) de chaque station est simplement représentée en fonction du temps. Pour chaque station, le graphe du haut montre la composante latitudinale tandis que celui du bas montre la composante longitudinale. Les époques des campagnes GEODYSSEA 94 et 96 sont représentées par des lignes verticales en pointillés. La droite continue représente la vitesse données par la série temporelle complète tandis que celle en pointillés représente la vitesse donnée par seules les époques de mesures des campagnes GEODYSSEA 94 et 96. La station australienne de Yaragadee montre une vitesse équivalente pour les deux estimations. En revanche, les autres stations montrent une différence importante dans l'estimation des vitesses (jusqu'à 50% ou 10 mm/an).*

les deux estimations. En revanche, les autres stations montrent une différence importante dans l'estimation des vitesses (jusqu'à 50% ou 10 mm/an). Ceci illustre bien qu'il est problématique de contraindre fortement à leur valeur ITRF les coordonnées et les vitesses a priori des stations, puisque la vitesse que l'on mesure n'est pas forcément la vitesse long terme. Ainsi de telles contraintes serrées tordraient le réseau et refléterait une vitesse erronée.
On pourrait également imaginer estimer directement la vitesse à partir des séries temporelles. Toutefois, pour obtenir des séries temporelles cohérentes, il est nécessaire d'appliquer avec *glred* des contraintes a priori assez fortes pour la position ainsi que la vitesse des stations. Lorsqu'on estime les vitesses avec *globk*, en revanche, on peut laisser ces contraintes beaucoup plus lâches, et ainsi les vitesses que l'on estimera les unes par rapport aux autres ne seront pas induites par un modèle a priori.

4.2.3.2 Projection dans l'ITRF 2000

Stratégies possibles

Pour mettre une solution dans l'ITRF, plusieurs stratégies sont possibles.
Une première possibilité pour la mise en référence pourrait être de contraindre la position des stations fiducielles à leur valeur dans l'ITRF 2000 dès l'étape du traitement des sessions journalières avec GAMIT. Toutefois, en imposant des contraintes dans les solutions journalières, on risque de déformer le réseau s'il y a erreur pour la position a priori ou dans la mesure des données d'une station contrainte. En effet, si, en minimisant les résidus, la solution trouve pour une station un ajustement à appliquer nettement plus important que la contrainte sur la position de la station ne l'autorise, l'ajustement ne pourra être effectué que partiellement. Puisque les quantités déterminées par le traitement des données sont des lignes de bases, l'erreur dans l'ajustement de cette station trop contrainte sera transférée dans les positions des stations mesurées simultanément et dans les paramètres estimés lors de l'inversion (délai troposphérique, paramètres d'orientation de la Terre, orbites des satellites si on les ré-estime etc...). Ainsi, l'estimation de la position d'une grande partie des stations du réseau peut être erronée uniquement à cause de l'application d'une contrainte a priori trop forte sur une seule station.
Une autre possibilité pour la projection dans l'ITRF est de contraindre fortement les positions et les vitesses des stations fiducielles à leur valeur dans l'ITRF 2000 lors de la combinaison avec *globk*. Le choix des stations IGS à contraindre à leur valeur dans l'ITRF est très important pour assurer la pertinence de la projection. Là encore, si une position ou une vitesse de l'une des stations IGS choisies pour ancrer le rattachement est erronée, la géométrie d'ensemble du réseau peut s'en trouver affectée. Toutefois, dans ce cas, la modélisation des observables théoriques ne sera pas dégradée puisque la mise en référence intervient après la résolution des solutions journalières avec GAMIT. Cette stratégie pour la mise en référence force les vitesses et les positions des stations IGS à leur valeur dans l'ITRF.
Pour mettre notre solution en référence nous avons donc retenu un autre type de rattachement sans risque de distorsion interne du réseau en utilisant le module *glorg*.

Stratégie retenue et contraintes appliquées

Pour ce faire nous laissons lâches les contraintes lors de la combinaison et de l'estimation des vitesses avec *globk*. Comme pour la combinaison des solutions journalières, la position des stations est laissée libre à 10 cm près sur l'horizontale et 90 cm sur la verticale pour stations IGS et 100 m pour les autres stations du réseau. Dans ce cas une contrainte sur les vitesses est également appliquée : 10 cm près sur l'horizontale et 90 cm sur la verticale pour les stations IGS et 50 cm

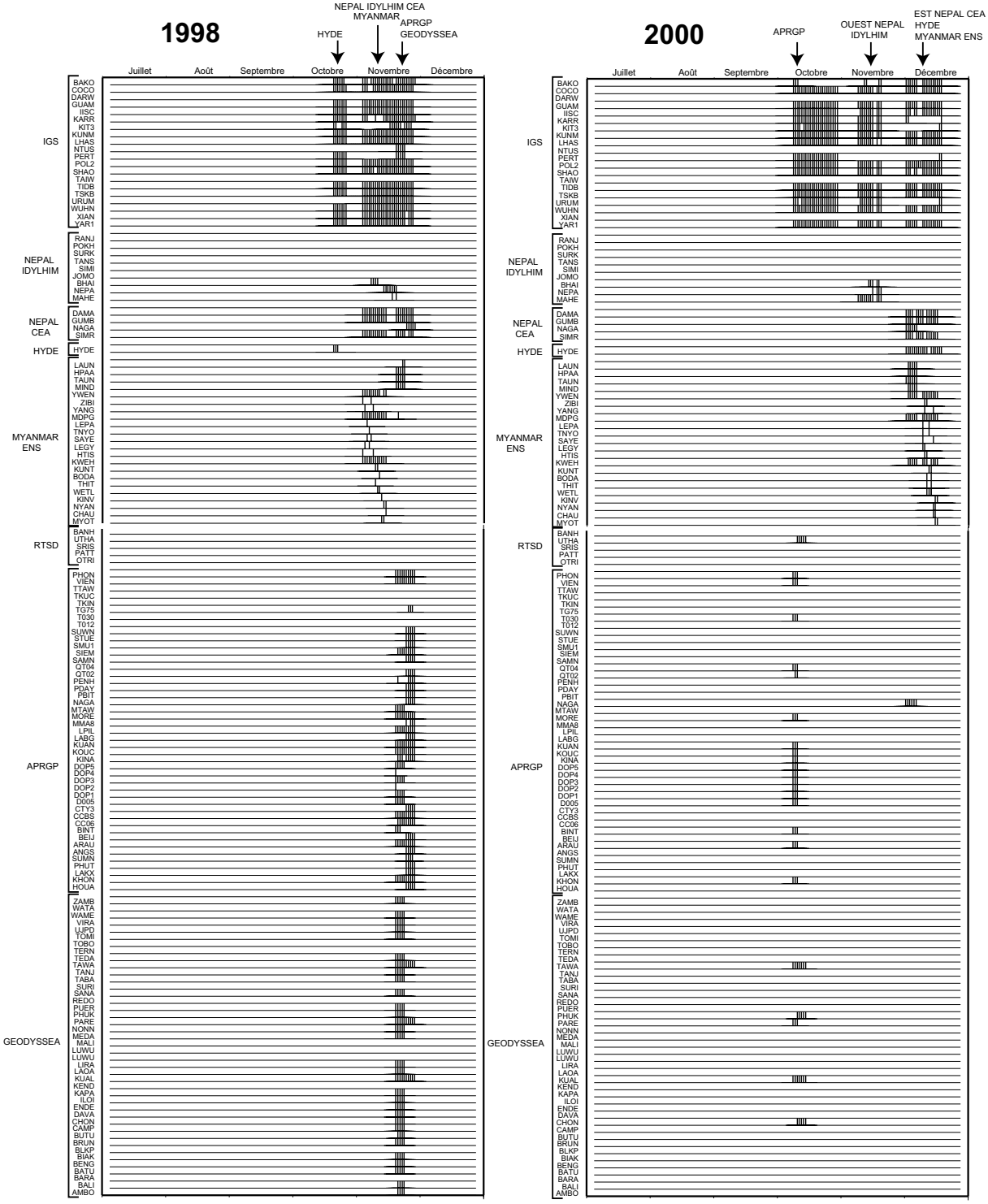


FIG. 4.10 – *Epoques de mesure des stations incluses dans le traitement régional en 1998 et 2000.*

pour les autres stations du réseau. Une translation du centre de masse de la terre de 1 m dans chaque direction est autorisée chaque jour.
Puis une rotation et une translation sont appliquées à l'ensemble du réseau avec *glorg*, de manière à minimiser (par moindres carrés) les résidus, en positions et en vitesses, entre la solution et l'ITRF 2000 pour une série de stations IGS. Les stations, dont la position ou la vitesse présente un résidu élevé par rapport à sa valeur dans l'ITRF 2000, sont rejetées automatiquement de la stabilisation.
Plus la répartition des stations IGS choisies pour effectuer la stabilisation est homogène et dense à la surface de la Terre, meilleure sera la stabilisation. La translation est utilisée pour pallier aux incertitudes sur la position du centre de masse de la Terre, l'origine du système. Ce type de rattachement est équivalent à une transformation de Helmert à 6 paramètres (3 paramètres de rotation, 3 en translation).

4.2.3.3 Quelle est l'incertitude de notre champ de vitesses

Chaque solution individuelle attribue des incertitudes aux coordonnées ajustées des stations ainsi qu'aux autres paramètres estimés. Ces incertitudes sont purement formelles et liées à la méthode de calcul, elles peuvent donc parfois être sous-estimées. Une manière plus réaliste d'évaluer la précision de la solution est d'observer la répétabilité des composantes des lignes de bases.

Exemple du réseau de Mandalay pour la solution locale

Toutefois la véritable incertitude des mesures varie en fonction des lignes de bases considérées, par exemple les incertitudes des vitesses relatives internes au réseau local autour de la faille de Sagaing sont significativement plus faibles que les incertitudes sur les vitesses de ce réseau local par rapport à un système de référence global ou régional. En effet en 1998, contrairement à 2000, le réseau de Mandalay et les quatre points en champ lointain ont été mesurés successivement (la station MPDG, qui devait servir de référence, n'a pu être que peu mesurée en même temps que le réseau en champ lointain car un récepteur a été perdu au bout de deux jours de campagne!). Le rattachement des réseaux en champ proche et en champ lointain repose donc sur de très longues lignes de bases qui relient les stations de ces réseaux et les stations IGS mesurées simultanément. En conséquence, alors que la déformation interne au réseau de Mandalay est bien représentée par la répétabilité des courtes lignes de bases (2 à 3 mm), le mouvement du réseau local par rapport aux points régionaux est affecté par la répétabilité des très longues lignes de bases , soit 5 à 7 mm, ce qui représente 3 à 4 mm/an en vitesse. Pour résumer, la déformation interne à chacun des réseaux birmans (en champ proche et en champ lointain) est caractérisée par une meilleure incertitude (< 2 mm/an) que celle du réseau de Mandalay par rapport à une référence régionale (la micro-plaque birmane ou le bloc de la Sonde).

4.2.3.4 Influence de l'introduction de markov sur la combinaison

Afin d'obtenir une erreur sur les positions plus réaliste, on peut introduire des modèles de bruit issus de l'analyse de séries temporelles continues - bruit blanc, markov, bruit scintillant... (Langbein et al., 1993; Zhang et al., 1997; Langbein and Johnson, 1997; Bock et al., 2000, e.g.). Dans le paragraphe suivant je présente les effets de l'introduction de markov dans la solution.

Tout ce que vous avez toujours voulu savoir sur le markov...

Lors de la combinaison des solutions journalières ou des solutions des campagnes, on peut introduire 1 ou 2 mm de markov (bruit stochastique), c'est à dire autoriser les stations à varier jusqu'à 1 ou 2 mm dans n'importe quelle direction autour de leur position. Ces écarts à la position sont autorisés pour chaque jour et ne sont pas corrélés d'un jour à l'autre. Ceci permet d'absorber le bruit des mesures ou des écarts épisodiques par rapport à la position moyenne d'une station. C'est également une façon correcte d'obtenir une incertitude formelle plus réaliste pour le champ de vitesses calculé. L'introduction du markov aura donc tendance à ramener les variations de positions journalières (ou les positions moyennées pour chaque campagne) sur une tendance linéaire, et ainsi on n'aura pas accès à des variations de vitesse transitoires.

Effet sur les vitesses

La figure 4.11 représente les vitesses calculées pour la solution locale (campagnes Myanmar 98 et 2000 et campagnes Geodyssea 94-96-98) par rapport au bloc de la Sonde avec 1 mm de markov (flèches noires) ou sans markov (flèches grises). L'augmentation de l'ellipse d'incertitude est très nette lorsque la solution en vitesses est calculée avec 1 mm de markov, et ces ellipses sont sans doute plus réalistes que celles de la solution sans markov. Une légère différence dans les vitesses obtenues est également observable, mais cette différence ne semble pas avoir de systématisme. Par exemple, pour des stations comme MEDA, PHUK ou NONN, l'estimation de la vitesse est la même dans les deux solutions. Par contre, pour IISC, la solution avec 1 mm de markov fait augmenter légèrement la vitesse en rajoutant 2 mm/an orientés NE à la solution sans markov. La zone où la différence dans l'estimation des vitesses est la plus flagrante est la Birmanie : à cet endroit le fait d'insérer du markov ajoute une composante de 2-3 mm vers l'ouest au champ de vitesses birmanes.
Le fait d'insérer du markov dans la solution semble la rendre un peu plus flottante. Ainsi, puisque le rattachement entre le réseau local birman et les stations plus grande échelle est ténu (voir section 4.2.3.3), la solution sans markov semble plus convaincante pour déterminer correctement leurs vitesses relatives, bien que l'incertitude soit plus réaliste dans la solution avec markov.

4.2.3.5 Comment améliorer le rattachement du réseau local à un système régional ou mondial?

Rattachement d'un réseau local à un système régional

L'objectif de cette thèse, est de comprendre comment le mouvement relatif entre les plaques Inde et Sonde est accommodé à leur frontière, en Birmanie. Je me suis donc attachée dans un premier temps à traiter les données du réseau birman en incluant les données GEODYSSEA et des stations IGS situées en Asie du Sud-Est. Le résultat de ce traitement nous a informé sur le comportement intersismique de la faille de Sagaing (Vigny et al., 2003) (voir chapitre 6.2). Toutefois, il est vite apparu que le réseau local autour de la faille de Sagaing était flottant par rapport à une référence régionale (voir section 4.2.3.3).
Pour remédier à ce problème, nous avons tenté de densifier la région de la frontière de plaque pour augmenter le nombre de lignes de bases nécessaires au rattachement des deux réseaux et en diminuer la longueur dans la mesure du possible, ce qui devrait, théoriquement, améliorer la détermination des vitesses relatives. Ainsi en 2000, la campagne Myanmar s'est déroulée simultanément avec la mesure de Hyderabad en Inde et du transect Est népalais (figure 4.10). En 1998, la campagne Myanmar s'est également déroulée simultanément avec la mesure du transect Est

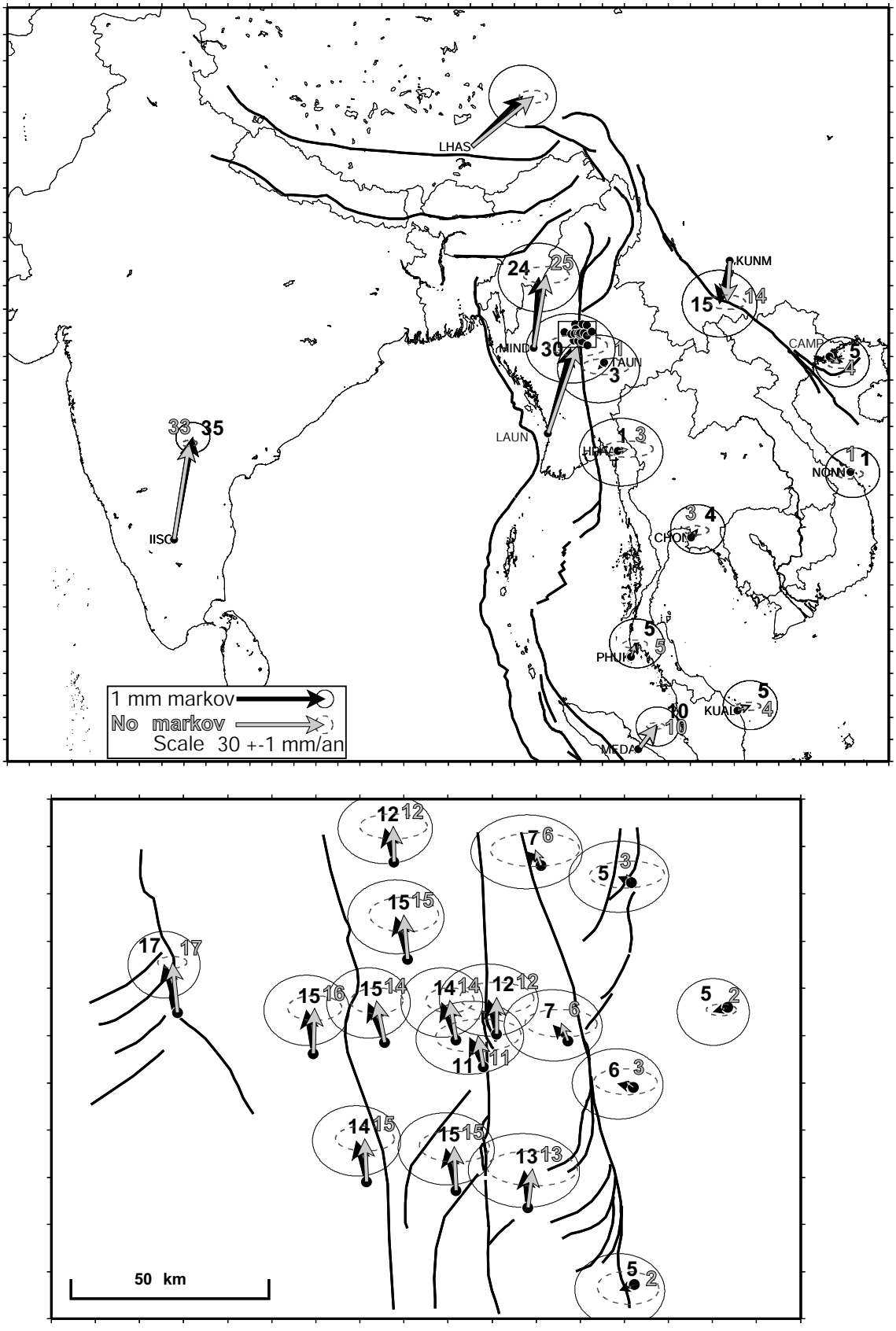


FIG. 4.11 – *Vitesses calculées pour la solution locale (campagnes myanmar 98 et 2000 et campagnes Geodyssea 94-96-98) par rapport au bloc de la Sonde avec 1 mm de markov (flèches noires) ou sans markov (flèches grises).*

népalais et présente de nombreuses plages communes avec les mesures du transect ouest népalais, et avec les campagnes GEODYSSEA et APRGP (figure 4.10). Toutefois, les données rajoutées au traitement sont encore trop loin du réseau de Mandalay pour détecter une amélioration significative dans le rattachement. De plus avec seulement deux époques de mesures à deux ans d'intervalle, les vitesses déterminées restent encore avec une incertitude relativement importante.

Rattachement à l'ITRF global

Le rattachement des résultats à l'ITRF a été effectué par projection en minimisant les coordonnées et les vitesses de quelques stations IGS locales par rapport à leur valeur dans l'ITRF 2000. Notre réseau est donc projeté dans l'ITRF mais, ne disposant que de stations IGS en Asie du Sud-Est, il est difficile de déterminer a priori si nous sommes dans l'ITRF global.
Pour se projeter dans l'ITRF global, l'idéal serait d'insérer dans le calcul des stations IGS situées partout dans le monde et d'effectuer la minimisation sur les coordonnées et vitesses de toutes ces stations lors de la projection. Toutefois, en traitant des données avec GAMIT, on traite pour des lignes de bases et l'erreur augmente avec la longueur des lignes. Si l'on insère des stations situées en Amérique dans un traitement de données en Asie du Sud Est, cela risque de dégrader considérablement la solution.
Une alternative pourrait être de combiner les résultats avec les fichiers SINEX des solutions journalières de l'IGS qui contiennent les positions des stations IGS mondiales pour chaque jour. Une fois la combinaison faite, il suffit de projeter le résultat dans l'ITRF 2000 en minimisant les coordonnées et vitesses des stations IGS désormais incluses dans la solution. Cette méthode a été testée par Alain Rudloff qui fait sa thèse au laboratoire de Géologie de l'ENS, et en comparant les résultats obtenus il a pu montrer que le fait de combiner avec les fichiers de solutions journalières de l'IGS et de faire la minimisation sur 30 stations IGS au lieu de 15 ne change quasiment pas la mise en référence.

4.2.4 Combinaison de notre solution avec une solution réalisée au DUT avec Gypsy

Parallèlement au traitement présenté dans les sections précédentes, une solution a été traitée indépendamment à la Delft University of Technology par Wim Simons avec le logiciel GIPSY-Oasis II. Les solutions de chaque campagne incluant des données situées sur le bloc de la Sonde de ces deux traitements indépendants ont ensuite été combinées ensemble dans le but d'obtenir un champ de vecteurs dense et précis sur cette plaque.

4.2.4.1 Les données traitées au DUT

La solution traitée au DUT et la solution ENS ont des données en commun ainsi que, chacune, des données inédites. Les données communes permettent une comparaison entre les deux solutions et une combinaison plus sure, tandis que les données inédites permettent une augmentation de la densité de champ de vitesses obtenu.
Les données traitées au DUT sont réparties entre 1994 et 2002 et sont centrées sur le bloc de la Sonde. Les campagnes GEODYSSEA (94-96-98), THAICA (94-96) ont été retraitées indépendamment de la solution GAMIT, et les données sur trois ans du réseau permanent malais, les campagnes Sulawesi (96-98-99-02) et Thaica (00-02) ont été traitées en supplément. 25 stations IGS situées dans le monde entier ont été incluses dans le traitement pour une mise en référence globale dans l'ITRF 2000.

4.2.4.2 Principe de fonctionnement de GIPSY

Le logiciel GIPSY utilise le principe du Precise Point Positioning (PPP), dont la méthode de traitement diffère de celle suivie par GAMIT. Avec la méthode du PPP, les doubles différences ne sont pas exprimées littéralement et les horloges des satellites sont modélisées en utilisant les corrections distribuées par le JPL (Jet Propulsion Laboratory). Cette stratégie, qui ne résout pas les lignes de bases au contraire de GAMIT, permet de traiter les stations de façon indépendante. En conséquence, le réseau n'est pas déformé pour les stations lointaines et le temps de traitement est nettement réduit (pas besoin de traiter à nouveau les données d'une station lorsque des données sur d'autres stations mesurées simultanément sont disponibles!). C'est également grâce à cela qu'il est possible d'intégrer dans le traitement des stations IGS situées dans le monde entier.
La solution de chaque campagne est ensuite projetée dans l'ITRF 2000 en contraignant la position des 25 stations IGS incluses dans le traitement. Enfin, les vitesses sont obtenues en ajustant une droite à travers les positions des stations par la méthode des moindre carrés. A ce stade, les positions des stations sont fixes, les ajustements étant réalisés lors de la projection dans l'ITRF 2000. Si les résiduels horizontaux sont inférieurs à 2 mm/an, la vitesse de la station est supposée linéaire. Certaines positions peuvent être supprimées de la régression linéaire si elles montrent un résidu important, particulièrement lorsque la station a subi un tremblement de Terre proche. Cette méthode de la régression linéaire pour estimer la vitesse est satisfaisante lorsque l'on souhaite obtenir une vitesse moyennée sur la période intersismique. Toutefois, les vitesses GPS ne sont pas toutes linéaires et l'examen détaillé des séries temporelles est très instructif pour étudier les déformations transitoires comme les mouvements co-, post- sismiques ou les séismes lents (Dragert et al., 2001; Murakami and Miyazaki, 2001; Melbourne et al., 2002; Rogers and Dragert, 2003; Miyazaki et al., 2003) par exemple.

4.2.4.3 La combinaison: méthode et résultats

	RMS (mm)		
Year	North	East	Up
1994	3.2	5.0	9.8
1996	3.1	4.0	9.5
1997	2.7	3.6	10.1
1998	3.4	4.5	7.5
1999	3.8	4.5	7.9
2000	2.9	4.6	8.4

TAB. 4.2 – *Résidus moyens entre la solution GAMIT et la solution GIPSY pour les différentes composantes des positions des stations à chaque époque*

L'obtention des vitesses pour la solution combinée a été réalisée en trois étapes. Dans un premier temps, la combinaison entre les solutions ENS et DUT a été réalisée de façon à obtenir pour chaque époque des coordonnées moyennées entre les deux calculs.
Les deux solutions ont été mises à l'échelle de façon à ce que chacune contribue de la même façon dans leur combinaison pour la solution finale. Le tableau 4.2 montre les résidus en mm entre les deux solutions.

Ensuite, toutes les solutions campagne par campagne ont été de nouveau projetées dans l'ITRF 2000 en utilisant tous les sites IGS disponibles. Certains sites ont été rejetés automatiquement

	RMS (mm)		
Year	North	East	Up
1994	2.2	3.1	8.7
1996	2.2	3.4	8.0
1997	2.4	2.1	6.3
1998	1.8	1.9	7.2
1999	2.2	3.7	7.4
2000	1.9	2.9	5.9

TAB. 4.3 – *Résidus moyens entre les positions de la solution combinée mise en référence et leur valeur dans l'ITRF 2000*

de la procédure en raison de leur position ou vitesse trop éloignée de celle de l'ITRF 2000. Le tableau 4.3 résume les valeur des résidus en position entre la solution combinée et l'ITRF2000 pour les stations utilisées pour la projection.

Enfin, des vitesses linéaires ont été estimées par la méthode de régression linéaire des positions

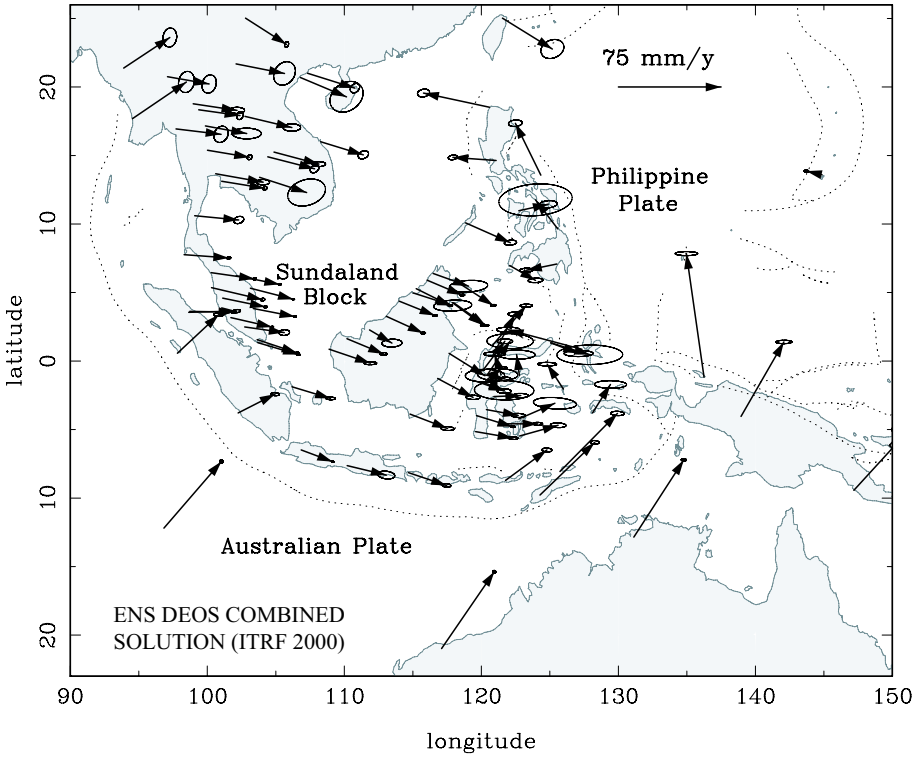


FIG. 4.12 – *Vitesses de la solution combinées DUT-ENS représentées dans l'ITRF 2000.*

des sites en fonction du temps expliquée dans la section précédente. Le champ de vitesses obtenu est représenté dans l'ITRF 2000 dans la figure 4.12. La solution combinée est centrée sur le bloc de la Sonde. Le champ de vecteurs est désormais très dense sur cette plaque. Les nombreuses campagnes de mesures effectuées à Sulawesi par le DUT et l'ENS ont également été incluses dans cette solution, permettant une description fine de la cinématique de cette région caratérisée par des rotations rapides de micro-blocs en conséquence de la collision Australie - Sonde en Nouvelle Guinée - Papouasie.

4.2.4.4 Ajout des données indiennes à la solution combinée

La solution combinée ainsi obtenue apporte un champ de vitesse dense et précis sur le bloc de la Sonde. Pour étudier le mouvement relatif Inde-Sonde, il est donc nécessaire d'y ajouter les données indiennes, birmanes et népalaises.

Combinaison

Pour ce faire, j'ai combiné, à l'aide de GlobK, la solution combinée sur la Sonde et la solution Inde-Sonde réalisée à l'ENS. Etant donné qu'une partie des données ENS sont déjà incluses dans la solution combinée, j'ai fortement pondéré cette dernière, de façon à ce que la solution ENS s'ajuste dessus. Ainsi, les vecteurs obtenus sur le bloc de la Sonde restent identiques et les données birmanes, indiennes et népalaises viennent s'ajouter à l'ensemble de données existant sur la Sonde sans que le réseau ne soit tordu.

Projection dans l'ITRF 2000

La solution ainsi obtenue a dû être projetée de nouveau dans l'ITRF 2000 en suivant la même méthode que celle détaillée dans la section 4.2.3.2. Le tableau 4.5 résume les écarts des valeurs des stations IGS par rapport à leur valeur dans l'ITRF 2000. Dans ce tableau, figurent des stations IGS répandues partout dans le monde car elles ont été traitées avec GIPSY et sont désormais incluses dans la solution combinée.

Le tableau 4.11 donne les résultats en vitesses des stations de la solution combinée.

Stations	Lat	Lon	Res N	Res E
			mm/yr	mm/yr
BAKO_GPS	-6.49	106.85	-3.07	-1.20
COCO_GPS	-12.19	96.83	-2.16	5.97
GUAM_GPS	13.59	144.87	-0.75	-1.85
IISC_GPS	13.02	77.57	-0.61	-0.65
KARR_GPS	-20.98	117.10	-0.71	-0.53
KIT3_GPS	39.13	66.89	0.55	0.97
KUNM_GPS	25.03	102.80	0.67	-1.28
LHAS_GPS	29.66	91.10	0.72	-0.95
NTUS_GPS	1.35	103.68	-3.92	-1.06
PERT_GPS	-31.80	115.89	-0.34	-0.59
POL2_GPS	42.68	74.69	1.08	0.74
SHAO_GPS	31.10	121.20	0.43	-0.13
TIDB_GPS	-35.40	148.98	0.24	0.04
TSKB_GPS	36.11	140.09	1.81	0.34
URUM_GPS	43.81	87.60	1.66	0.97
WUHN_GPS	30.53	114.36	-0.25	0.42
XIAN_GPS	34.37	109.22	-2.08	0.34
YAR1_GPS	-29.05	115.35	0.20	-0.51
DARW_GPS	-12.84	131.13	-1.57	1.19
KOUC_GPS	-20.56	164.29	-0.47	5.73
MAC1_GPS	-54.50	158.94	0.67	0.08
LPIL_GPS	-20.92	167.26	-0.71	3.04
KWJ1_GPS	8.72	167.73	0.55	-1.02
KOKB_GPS	22.13	-159.66	0.67	-0.41
MKEA_GPS	19.80	-155.46	1.07	0.27
FAIR_GPS	64.98	-147.50	0.61	0.49
GOLD_GPS	35.43	-116.89	-0.37	-4.37
YELL_GPS	62.48	-114.48	-0.40	0.69
ALGO_GPS	45.96	-78.07	0.16	0.31
MAS1_GPS	27.76	-15.63	0.00	0.00
VILL_GPS	40.44	-3.95	-0.47	-0.25
ONSA_GPS	57.40	11.93	0.55	0.12
KERG_GPS	-49.35	70.26	-1.02	-0.93

TAB. 4.5 – *Vitesses résiduelles des stations IGS par rapport à l'ITRF 2000*

Station	Long (E)	Lat (N)	ITRF 2000 (mm/yr) VE	VN	σVE	σVN	Residual[1] (mm/yr) VE	VN
India plate								
IISC	77.57	13.021	40.02	33.32	0.19	0.08	-0.8	-0.76
HYDE	78.551	17.417	41.44	34.66	0.65	0.23	1.31	0.58
MAHE	80.148	28.963	37.17	33.59	0.81	0.31	-0.17	-0.47
NEPA	81.575	28.134	38.28	35.67	0.8	0.32	0.27	1.66
BHAI	83.418	27.507	37.04	34.32	0.94	0.37	-1.67	0.4
SIMR	84.984	27.165	40.57	32.6	1.17	0.48	1.34	-1.22
SURK	81.635	28.586	33.42	36.16	1.96	0.9	-4.47	2.15
SIMI	81.826	29.967	34.49	24.57	1.88	0.91	-3.01	-9.43
RANJ	82.573	28.063	37.91	33.42	2.33	1.03	-0.4	-0.55
TANS	83.554	27.874	38.59	33.51	2.2	0.93	-0.05	-0.41
JOMO	83.718	28.781	36.74	25.1	2	0.8	-1.68	-8.81
POKH	83.978	28.199	37.58	33.48	2.37	0.97	-1.09	-0.41
DAMA	85.108	27.608	40.87	33.52	1	0.44	1.73	-0.29
NAGA	85.521	27.693	40.12	32.43	0.84	0.34	0.89	-1.35
GUMB	85.877	27.91	40.33	28.01	0.93	0.43	1.06	-5.74
*MALD	73.526	4.189	33.47	68.49	2.36	0.66	-8.17	34.51
Myanmar stations								
WETL	95.778	22.367	30.91	7.82	2.36	0.87		
BODA	96.111	22.36	28.95	0.8	3.13	1.19		
KUNT	96.317	22.324	29.63	-1.61	2.61	0.94		
THIT	95.809	22.162	29.6	11.07	2.44	1.2		
YWEN	96.535	22.06	28.78	-5.44	0.98	0.39		
KWEH	95.286	22.049	29	12.83	0.96	0.38		
*MDPG	96.097	22.009	7.21	2.13	0.84	0.37		
LEPA	96.011	22.003	31.33	8.13	2.57	1.1		
SAYE	95.919	21.991	28.84	9.15	1.65	0.87		
YANG	96.172	21.989	28.86	1.57	2.55	0.98		
LEGY	95.757	21.986	28.12	9.76	1.8	0.9		
HTIS	95.595	21.962	31.33	11.13	1.9	0.87		
TNYO	95.981	21.934	29.21	6.3	2.99	1.14		
ZIBI	96.321	21.89	28.4	-2.76	2.2	0.9		
MYOT	95.716	21.691	30.32	10.13	2.03	0.87		
CHAU	95.919	21.672	30.2	10.46	2.44	1.08		
NYAN	96.081	21.636	32.48	8.77	3.15	1.22		
KINV	96.323	21.473	28.76	-5.99	2.13	1.17		
MIND	93.897	21.383	34.35	20.91	1.22	0.53		
LAUN	94.537	17.692	39.97	25.62	1.48	0.69		

Voir page suivante...

Suite

Station	Long (E)	Lat (N)	ITRF 2000 (mm/yr) VE	VN	σVE	σVN	Residual[1] (mm/yr) VE	VN
Sunda plate								
Indochina								
PHON	102.101	21.684	35.7	-8.43	1.44	0.61	1.3	-2.09
TAUN	97.094	20.75	31.06	-6.24	1.24	0.52	-3.31	-1.96
OTRI	99.371	18.335	30.95	-3.23	0.74	0.86	-2.81	1.99
VIEN	102.516	18.026	36	-5.37	1.44	0.56	2.42	1.14
HPAA	97.715	16.938	33.55	-4.77	1.31	0.52	0.09	-0.23
NONN	108.263	16.004	31.08	-9.17	0.74	0.27	-1.79	-0.36
UTHA	100.013	15.384	31.55	-4.17	0.4	0.18	-1.44	1.32
SRIS	104.416	14.901	33.83	-10.04	0.98	0.67	1.09	-2.76
KHON	105.852	14.119	33.74	-6.36	1.51	0.56	1.26	1.5
*SIEM	103.815	13.409	35.42	-13.41	2.4	0.86	3.07	-6.37
CHON	101.045	13.121	32.34	-4.33	0.37	0.15	0	1.58
*PENH	104.918	11.574	16.17	-15.03	2.9	0.95	-15.62	-7.55
BANH	99.076	10.61	33.02	-2.53	1.14	0.6	1.4	2.57
*QT04	107.087	10.353	26.03	-6.63	2.15	0.7	-5.33	1.72
BENG	102.252	-3.786	26.04	14.34	0.65	0.2	-0.09	20.75
TEDA	97.82	0.571	27.99	29	0.68	0.22 * 0.02	33.58	
Malaysia								
PHUK	98.304	7.759	32.49	-1.83	0.36	0.14	1.81	2.95
MEDA	98.638	3.555	32.71	-0.15	0.28	0.1	3.56	4.77
SAMP	98.715	3.622	32.64	-0.22	0.28	0.1	3.46	4.73
ARAU	100.28	6.45	31.83	-4.81	0.42	0.27	1.63	0.79
*USMP	100.304	5.358	37.28	-9	0.56	0.34	7.47	-3.39
*DOP5	100.385	6.14	35.17	-3.81	1.68	0.57	5.08	1.83
IPOH	101.126	4.588	31.14	-6.62	0.47	0.27	1.62	-0.67
*DOP1	101.446	3.025	24.02	2.08	1.71	0.52	-4.91	8.16
KTPK	101.718	3.171	30.21	-7.08	0.36	0.2	1.22	-0.89
GETI	102.105	6.226	31.76	-6.76	0.38	0.24	1.66	-0.41
DOP4	102.321	6.039	33.22	-8.91	1.7	0.55	3.18	-2.48
*DOP3	102.622	3.464	34.6	2.37	1.72	0.53	5.51	8.93
SEGA	102.732	2.486	29.3	-4.12	1.25	0.68	0.58	2.48
KUAL	103.139	5.319	31.05	-7.01	0.22	0.09	1.28	-0.24
KUAN	103.35	3.834	30.71	-5.38	0.37	0.17	1.49	1.47
*DOP2	103.608	1.377	30.49	-10.55	1.7	0.51	2.21	-3.59
UTMJ	103.64	1.566	29.22	-9.94	0.45	0.23	0.86	-2.97
NTUS	103.68	1.346	29.45	-8.39	0.33	0.13	1.18	-1.4
*CCBS	103.959	1.342	48.48	3.1	1.96	0.61	20.21	10.2
TANJ	106.176	-1.881	27.25	-8.07	0.67	0.2	0.28	-0.08

Voir page suivante...

Suite

Station	Long (E)	Lat (N)	ITRF 2000 (mm/yr) VE	VN	σVE	σVN	Residual[1] (mm/yr) VE	VN
Borneo								
TABA	108.891	0.863	29.71	-10.13	0.89	0.22	1.64	-1.07
KUCH	110.195	1.632	26.49	-11.25	0.92	0.37	-1.87	-1.68
*T030	110.219	1.586	18.33	-9.19	4.1	1.1	-10.01	0.39
*SIBU	111.843	2.27	16.94	-9.47	2.42	0.93	-11.64	0.73
BINT	113.067	3.262	27.54	-11.67	0.56	0.2	-1.39	-1
MIRI	114.002	4.372	26.17	-10.56	0.56	0.22	-3.13	0.46
BATU	114.791	-3.867	26.48	-9.6	0.68	0.21	0.25	1.72
BRUN	115.031	4.966	28.98	-10.86	0.73	0.22	-0.5	0.55
LABU	115.245	5.283	24.87	-12.58	0.57	0.21	-4.71	-1.09
KINA	116.039	5.905	25.41	-10.8	0.53	0.19	-4.35	0.98
D005	116.486	6.394	26.15	-9.84	1.92	0.59	-3.76	2.11
BLKP	116.815	-1.272	23.94	-14.06	0.98	0.28	-3.32	-1.99
TNJB	117.641	0.558	20.2	-14.39	1.58	0.5	-7.74	-2.02
MTAW	117.882	4.263	22.76	-17.07	0.35	0.11	-6.44	-4.62
TAWX	117.882	4.263	22.55	-16.62	0.73	0.24	-6.65	-4.17
TAWA	117.979	4.251	22.74	-17.09	0.35	0.11	-6.46	-4.6
SAND	118.121	5.842	27.72	-18.01	0.7	0.26	-1.98	-5.47
PUER	118.851	10.086	33.43	-15.23	0.75	0.23	2.53	-2.43
ZAMB	122.073	6.973	18.1	-11.53	0.77	0.24	-11.83	2.41
Java								
BAKO	106.849	-6.491	22.73	-8.88	0.21	0.07	-2.26	-0.63
BUTU	110.208	-7.635	30.8	-7.37	0.82	0.23	6.26	2.2
BALI	114.68	-8.147	27.49	-10.94	0.61	0.2	3.07	0.34
East Indonesia / Philippines stations								
LAOA	120.601	18.52	-46.73	10.19	1	0.39	-79.42	23.61
PIMO	121.078	14.636	-31.45	2.21	1.21	0.61	-63.34	15.8
GUAM	144.868	13.589	-12.86	1.53	0.23	0.1	-42.83	22.04
VIRA	124.337	13.566	-18.08	37.3	0.82	0.26	-49.55	52.01
ILOI	122.732	10.968	21.48	3.76	1	0.31	-9.48	17.92
SURI	125.575	9.647	-11.32	18.48	2.39	0.73	-41.83	33.6
DAVA	125.508	7.084	-22.34	-5.33	0.79	0.23	-52.2	9.77
TERN	127.342	0.86	-53.23	13.97	1.63	0.47	-81.24	29.66
BIAK	136.248	-1.167	-12.06	87.6	1.1	0.31	-39.47	105.96
SANA	125.991	-2.048	-10.77	17.42	1.02	0.26	-37.82	32.68
AMBO	128.117	-3.775	14.48	19.34	0.93	0.28	-12	35.28
WAME	138.952	-4.042	31.96	52.43	0.9	0.23	5.34	71.51
LIRA	125.739	-8.059	41.87	41.13	0.77	0.23	17.05	56.3
ENDE	121.766	-8.707	30.64	24.98	0.69	0.22	6.23	38.81
MORE	147.187	-9.434	34.15	51.41	1.32	0.4	8.76	72.42
KAPA	124.28	-9.776	41.05	38.06	0.68	0.22	16.98	52.75

Voir page suivante...

Suite

Station	Long (E)	Lat (N)	ITRF 2000 (mm/yr) VE	VN	σVE	σVN	Residual[1] (mm/yr) VE	VN
Sulawesi network								
KEMA	125.064	1.331	28.56	-7	2.34	0.62	0.39	7.95
MANA	125.064	1.331	21.2	-8.18	2	0.51	-6.97	6.77
LING	120.863	1.318	24.71	32.09	2.23	0.68	-3.48	45.61
TOLI	120.794	1.121	22.35	32.73	0.72	0.2	-5.77	46.22
GT01	122.852	0.639	18.21	26.56	5.27	1.69	-9.74	40.77
GT03	122.617	0.625	-2.35	8.8	4.28	1.38	-30.3	22.92
GORO	123.029	0.605	16.11	10.88	5.24	1.6	-11.83	25.15
GT04	122.964	0.559	21.94	6.67	3.12	1.01	-5.98	20.91
GT06	123.102	0.541	-9.04	3.21	5.16	1.63	-36.96	17.5
GT08	123.189	0.528	12.69	7.37	4.86	1.39	-15.22	21.69
GT07	123.248	0.51	2.43	10.24	6.12	1.82	-25.48	24.58
GT10	123.248	0.51	19.22	-0.04	16.81	4.94	-8.69	14.3
PALA	120.434	0.482	16.17	35.49	2.93	0.82	-11.73	48.86
TOMI	120.85	0.453	16.77	29.82	0.71	0.22	-11.12	43.33
DONG	120.005	-0.248	12.86	28.69	2.28	0.71	-14.79	41.9
PL04	119.72	-0.708	16.66	1.19	1.65	0.55	-10.82	14.3
TOBO	120.095	-0.709	15.24	26.11	0.61	0.19	-12.24	39.36
TOBP	120.095	-0.709	21.03	25.01	1.13	0.39	-6.45	38.26
PL12	119.948	-0.716	16.67	15.26	1.66	0.47	-10.81	28.45
PL16	120.044	-0.719	-31.4	24.47	5.24	1.5	-58.88	37.7
PL13	119.994	-0.722	7.57	27.09	18.79	5.34	-19.91	40.3
PL17	119.994	-0.722	11.63	36.41	3.3	1.11	-15.85	49.62
PL03	119.681	-0.727	20.4	-0.91	1.6	0.51	-7.07	12.19
PL10	119.88	-0.735	19.08	9.46	1.89	0.57	-8.39	22.63
PL11	119.896	-0.742	17.4	9.15	1.71	0.56	-10.07	22.33
PL09	119.866	-0.758	17.72	9.13	1.46	0.49	-9.74	22.3
LOLI	119.788	-0.77	16.35	2.31	2	0.67	-11.11	15.45
PL02	119.635	-0.795	21.95	-2.84	1.82	0.5	-5.5	10.24
PL08	119.88	-0.867	24.48	6.94	1.5	0.49	-2.95	20.11
WATA	119.587	-0.874	20.81	-4.42	0.46	0.16	-6.61	8.65
WATP	119.587	-0.874	20.84	-4.48	1.11	0.39	-6.58	8.59
PL14	119.837	-0.906	22.85	2.22	1.19	0.37	-4.56	15.38
PL18	119.867	-0.908	23.87	5.71	2.79	0.9	-3.54	18.88
PALU	119.906	-0.916	27.03	8.69	0.59	0.2	-0.38	21.87
SULI	120.428	-1.007	23.09	20.57	2.15	0.69	-4.29	33.93
AMPA	121.436	-1.01	-1.24	7.53	0.6	0.17	-28.62	21.25
LUW1	122.772	-1.04	-2.73	14.49	3.8	1.21	-30.1	28.67
LUWU	122.772	-1.04	-1.08	13.27	3.48	1.04	-28.45	27.45
WUAS	120.316	-1.424	13.22	9.27	0.46	0.16	-14	22.59
BARA	119.46	-1.427	20.97	-5.4	0.83	0.26	-6.25	7.62
SUNG	120.01	-1.512	12.54	0.85	2.45	0.77	-14.65	14.07
KAMB	120.904	-1.908	9.75	2.96	2.98	0.98	-17.3	16.49
MALI	120.905	-2.595	17.84	-1.86	0.65	0.2	-8.96	11.67
REDO	120.367	-3.539	23.33	-4.55	0.58	0.2	-3.11	8.79
PARE	119.65	-3.978	26.07	-7.5	0.33	0.1	-0.19	5.59
KEND	122.736	-4.227	28.08	12.18	1.9	0.57	1.87	26.35
TOAR	121.489	-4.582	25.63	0.49	0.41	0.14	-0.43	14.23
UJPD	119.581	-5.154	27.1	-5.48	0.48	0.15	1.31	7.58
BAUB	122.795	-5.471	28.27	8.29	0.77	0.22	2.53	22.48

Voir page suivante...

Suite								
Station	Long (E)	Lat (N)	ITRF 2000 (mm/yr) VE	VN	σVE	σVN	Residual[1] (mm/yr) VE	VN
Australia plate								
DARW	131.133	-12.844	35.74	56.94	0.34	0.12		
KOUC	164.287	-20.559	15.63	43.77	1.8	0.72		
KARR	117.097	-20.981	37.64	56.41	0.22	0.1		
YAR1	115.347	-29.047	38.56	56.1	0.15	0.09		
PERT	115.885	-31.802	38.48	57.23	0.16	0.1		
TID2	148.98	-35.399	13.06	58.52	10.67	6.26		
TIDB	148.98	-35.399	18.49	55.05	0.1	0.08		
MAC1	158.936	-54.5	-10.74	31.03	0.27	0.41		
LPIL	167.264	-20.918	6.31	40.44	2.63	1.06		
KWJ1	167.73	8.722	-71.15	28.11	0.5	0.35		
KOKB	200.335	22.126	-62.79	33.13	0.43	0.41		
MKEA	204.544	19.801	-62.78	33.64	0.52	0.4		
FAIR	212.501	64.978	-8.4	-21.98	0.29	0.42		
GOLD	243.111	35.425	-21.37	-5.68	0.41	0.46		
YELL	245.519	62.481	-16.43	-12.04	0.23	0.37		
ALGO	281.929	45.956	-16.29	1.49	0.2	0.39		
COCO	96.834	-12.188	48.45	47.18	0.23	0.09		
Eurasia Plate								
MAS1	344.367	27.764	16.06	16.66	0.28	0.39		
VILL	356.048	40.444	19.07	15.29	0.19	0.46		
KOSG	5.81	52.178	17.96	15.75	0.17	0.39		
ONSA	11.926	57.395	17.38	14.15	0.18	0.37		
KIT3	66.885	39.135	28.97	4.65	0.12	0.09		
POL2	74.694	42.68	28.53	3.91	0.24	0.13		
URUM	87.601	43.808	31.32	6.13	0.4	0.2		
LHAS	91.104	29.657	45.37	14.58	0.15	0.09		
Antarctica plate								
KERG	70.256	-49.351	5.03	-4.18	0.42	0.61		
South China Plate								
CC06	125.445	43.791	29.6	-11.44	1.37	0.67		
TSKB	140.087	36.106	-4.53	-8.53	0.18	0.1		
XIAN	109.221	34.369	33.41	-15.88	0.58	0.41		
SHAO	121.2	31.1	31.94	-14.29	0.19	0.1		
WUHN	114.357	30.532	33.22	-13.72	0.15	0.09		
KUNM	102.797	25.03	30.29	-19.76	0.36	0.21		
*KUNG	102.791	25.027	32.41	-17.13	2.55	3.73		
TAIW	121.537	25.021	38.67	-19.72	1.22	0.44		
CAMP	107.313	20.999	35	-10.28	0.68	0.28		
*QT02	106.791	20.696	32.53	-16.37	2.02	0.8		
Ouf! C'est fini.								

TAB. 4.11 – *Coordonnées des stations, vitesses mesurées dans l'ITRF200, incertitudes et vitesses résiduelles par rapport aux plaques d'appartenance des stations. Les stations en gras ont été utilisées pour calculer les pôles de rotations rigides des plaques Inde et Sonde. Les stations sont groupées par régions. *: Stations rejetées de la solution.* [1] *Les vitesses résiduelles sont relatives à la plaque d'appartenance.*

Chapitre 5

Cinématique et rigidité des plaques Inde et Sonde

Sommaire

5.1 Introduction 133
5.1.1 Les études cinématiques précédentes 133
5.1.2 Contexte géodynamique 134
5.2 Mouvement de la plaque Sonde et déformation en bordure 137
5.2.1 Determination du pôle de rotation et rigidité de la Sonde 137
5.2.2 Déformation des bordures de la Sonde 140
5.2.2.1 Déformation de l'est de la Sonde 140
5.2.2.2 Déformation du sud de la Sonde 140
5.2.2.3 Déformation de l'ouest de la Sonde 142
5.2.2.4 Déformation du nord de la Sonde 142
5.2.3 Mouvement de la Sonde par rapport aux autres plaques 144
5.3 Quel est le mouvement actuel de l'Inde? 145
5.3.1 Détermination du pôle 145
5.3.2 Rigidité de l'Inde 146
5.3.3 Déformation au Nepal 146
5.3.4 Mouvement Inde / Eurasie 148
5.4 Mouvement relatif Inde / Sonde 150

5.1 Introduction

5.1.1 Les études cinématiques précédentes

Le mouvement relatif actuel entre l'Inde et l'Asie du Sud-Est est resté mal contraint, principalement parce que le bloc à l'ouest duquel l'Inde glisse n'est pas l'Eurasie stable mais le bloc de la Sonde. Les études géodésiques précédentes ont montré que ce bloc présente un mouvement rigide vers l'Est par rapport à l'Eurasie (Chamot-Rooke and Le Pichon, 1999; Michel et al., 2001; Simons et al., 1999). Toutefois, des données géodésiques manquent pour mesurer directement le mouvement relatif Inde-Sonde.

Le modèle global NNR-Nuvel-1A (DeMets et al., 1994) prédit un mouvement relatif entre l'Inde et l'Eurasie de ∼54 mm/an orientés N 20°, à l'extrémité est de la plaque indienne, dans la région du Myanmar. Une étude géodésique plus récente (Paul et al., 2001) a obtenu un mouvement réduit de 47 mm/an orienté à peu près dans la même direction (∼ N 23°). De plus, des modèles

cinématiques récents (Holt et al., 2000; Kreemer et al., 2003), basés sur des données géodésiques et sismologiques, suggèrent également un mouvement plus lent que celui de Paul et al. (2001). En prenant en compte le mouvement de la Sonde par rapport à l'Eurasie, le mouvement relatif attendu entre l'Inde et la Sonde au niveau de la frontière birmane est réduit à 43 mm/an et tourne vers le nord jusqu'à N 7°.
Le mouvement relatif entre l'Inde et la Sonde est cependant encore méconnu et le taux de cisaillement dextre ainsi que le type de déformation qui lui est associé peuvent difficilement être quantifiés. Il est désormais bien établi que la faille de Sagaing accommode une part de cette déformation décrochante (Vigny et al., 2003), mais des contraintes supplémentaires sont encore nécessaires.

5.1.2 Contexte géodynamique

L'Inde a migré vers le nord depuis plus de 70 Ma et sa vitesse a décru lorsqu'elle est entrée en collision avec l'Asie. La limite entre l'Inde et l'Himalaya est le MFT (Main Frontal Thrust), qui accommode une part de la convergence Inde-Asie. La terminaison orientale de l'arc himalayen, la Syntaxe Est Himalayenne, peut être considérée comme la jonction entre l'Inde, le Tibet, le bloc Chine du Sud et la Sonde. Elle est caractérisée par une série de failles courbes, comme les failles de Gaoligong, de Xianshuihe, ou de Litang (Figure 5.2), qui distribuent le déplacement pendant que des blocs crustaux tournent autour du coin NE du poinçon indien (Holt et al., 1991; Ratschbacher et al., 1996; Wang et al., 1998, 2001).
Le long de sa marge orientale, l'Inde glisse le long du bloc de la Sonde à la latitude de la Birmanie. Au sud, dans l'océan indien, de la déformation intra-océanique est présente et la plaque indo-australienne traditionnellement définie se divise en réalité en trois composantes (plaques Australie, Capricorne et Inde) séparées par plusieurs limites diffuses (Gordon et al., 1990; Royer and Gordon, 1997). La limite diffuse entre l'Inde et l'Australie, classiquement considérée comme la ride 90°E (Fig 5.1), est en fait une région plus large affectée par une déformation compressive NW-SE distribuée de la lithosphère océanique (Chamot-Rooke et al., 1993) et par des décrochements sénestres actifs le long de failles verticales N-S (Abercrombie et al., 2003; Deplus, 2001).
Le bloc de la Sonde est bordé au sud par la subduction javanaise (Fig 5.1) qui évolue depuis une subduction libre (Sumatra, Java) vers une collision avec l'Australie (Papouasie-Nouvelle Guinée). A l'est, la Sonde est bordée par le système de subduction de Manille-Philippine. Au nord, la limite avec le bloc Chine du Sud est matérialisée par la faille du fleuve rouge. A l'ouest, une zone décrochante dextre s'étend depuis le détroit de la Sonde jusqu'au Myanmar septentrional. A cet endroit, la géométrie de la zone de frontière de plaques implique une obliquité croissante de la subduction en allant vers le nord (Fig 5.1). A Sumatra, le mouvement est partitionné entre la fosse de la Sonde et la grande faille de Sumatra (Bellier et al., 1999; Duquesnoy et al., 1999). Au nord, la fosse Andaman prolonge la fosse de la Sonde, et la grande faille de Sumatra est relayée par la faille de Sagaing après le pull-apart de la mer d'Andaman. La fosse Andaman est séparée de la fosse de la Sonde par la ride 90° E. En Birmanie, à l'est de cette fosse, le prisme d'accrétion de l'Arakan (Fig. 5.2) est affecté par de la sismicité superficielle le long de failles décrochantes N-S (Guzman-Speziale and Ni, 1996; Socquet et al., 2002). Les Bassins Centraux Birmans, éocènes, bordent cette chaîne de montagnes (Rangin et al., 1999). La faille de Sagaing, classiquement considérée comme la limite entre l'Inde et la Sonde (Michel et al., 2001), recoupe les bassins et termine en une queue de cheval extensive au sud, qui se connecte au pull-apart Andaman, et en une queue de cheval compressive au nord, qui se connecte au cœur de la Syntaxe Est Himalayenne. La ceinture métamorphique de Mogok est exposée le long du Shan Scarp et se connecte à la Syntaxe Est Himalayenne via la Gaoligong Shan au Yunnan Occidental (Socquet

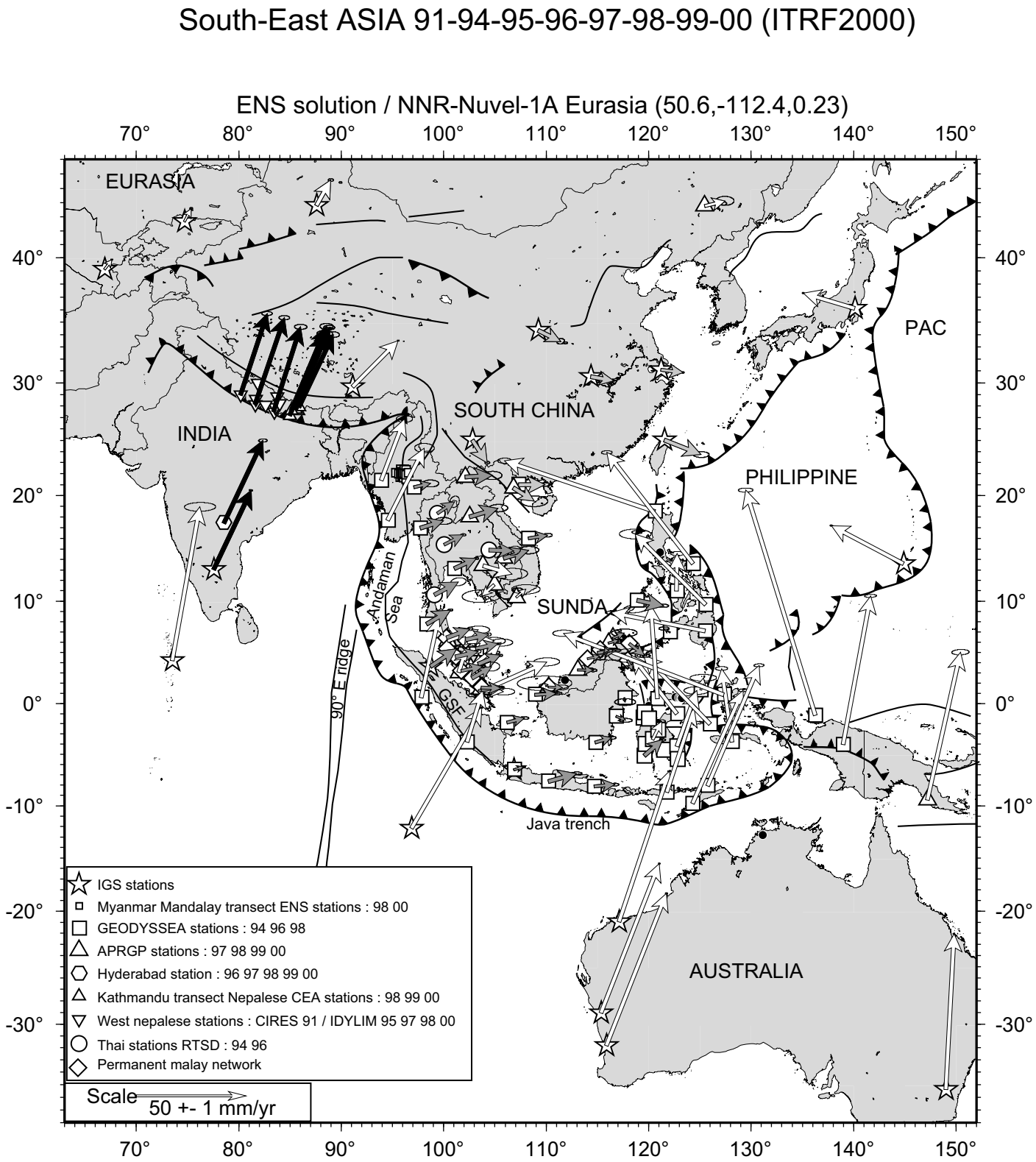


FIG. 5.1 – *Vitesses obtenues pour les stations SE-asiatiques par rapport à l'Eurasie Nuvel-1A. Les ellipses d'erreur montrent l'intervalle de confiance de 99%. Les flèches noires appartiennent à l'Inde, celles en gris clair à la Chine du Sud et celles en gris foncé à la Sonde. Les failles majeures de l'Asie du SE et les plaques sont également représentées.*

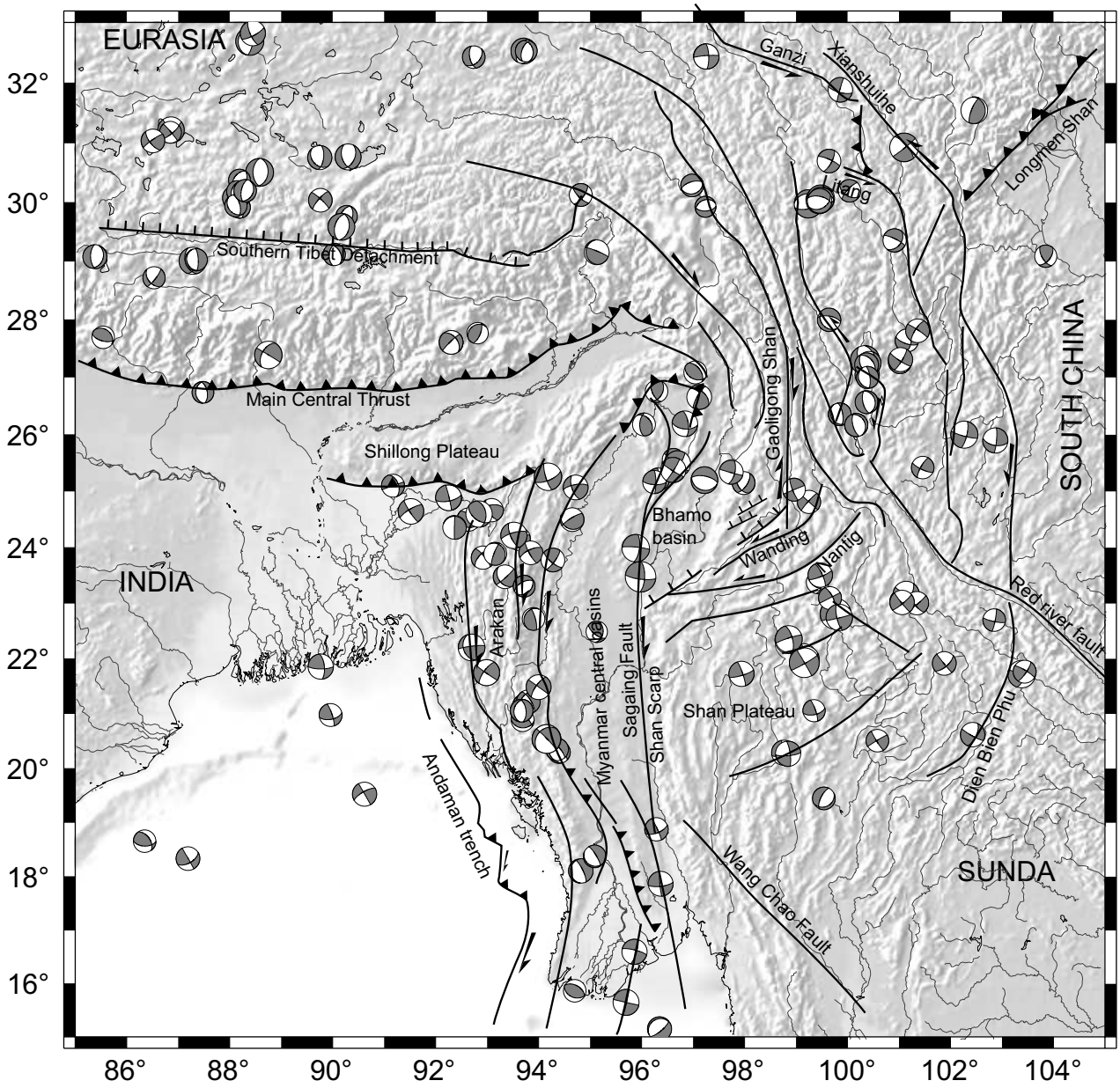


FIG. 5.2 – *Carte sismo-tectonique du Myanmar et de la Syntaxe Est Himalayenne. Les mécanismes au foyer sont extraits du catalogue de Harvard.*

and Pubellier, 2004).

5.2 Mouvement de la plaque Sonde et déformation en bordure

Les vitesses sont représentées par rapport à l'Eurasie Nuvel1A sur la figure 5.1. Un bloc Chine du Sud et un bloc Sonde sont individualisés: les stations de Chine du Sud bougent vers l'ESE tandis que les stations de la Sonde vont vers l'ENE. L'Inde et l'Australie suivent une direction $\sim$ N 25° et leur mouvement relatif est accommodé par la déformation intra-océanique décrite rapidement dans la section précédente.

5.2.1 Determination du pôle de rotation et rigidité de la Sonde

Le bloc de la Sonde a été décrit à la suite du projet GEODYSSEA et le pôle de rotation dans l'ITRF 97 était 56°S, 77°E, 0.339° / My (Michel et al., 2001). Grâce aux nouvelles données disponibles en Asie du Sud-Est, un pôle de rotation affiné est déterminé pour le bloc de la Sonde dans l'ITRF 2000 en minimisant, au sens des moindre carrés, la vitesse de 33 stations situées sur la Sonde (Fig. 5.3). Les stations utilisées pour la détermination du pôle ont été choisies en fonction de leur appartenance en première approximation au bloc de la Sonde. Ainsi, les stations situées au nord de la faille du Fleuve Rouge ne sont pas utilisées pour l'inversion, même si une étude géodésique récente a montré un mouvement négligeable sur cette faille (Feigl et al., 2003). De plus, les stations situées près des zones de frontières de plaques, affectées par une déformation élastique significative ou situées dans des zones sismiquement actives n'ont pas été utilisées non plus (marge est de Bornéo, île de Java, côte sud de Sumatra). Enfin, les stations exhibant des résidus supérieurs à 10 mm/an ont été également enlevées de la minimisation. Ces vitesses non cohérentes proviennent principalement de stations APRGP, qui, pour la plupart, ont été mesurées seulement deux ou trois fois avec un intervalle total de deux ans et qui présentent une incertitude importante pour la détermination des vitesses. Cette élimination progressive nous laisse donc avec 33 stations.
Le bloc de la Sonde tourne à 0.331 $\pm$ 0.005°/Ma autour d'un pôle situé 48.9°S, 86.9°E, dans l'ITRF 2000. L'erreur sur la détermination du pôle est de 2.11° pour le long axe de l'ellipse, orienté N158°, et de 0.39° pour le petit axe. L'ellipse d'erreur obtenue est la projection de l'ellipsoïde d'erreur en 3D, construit à partir de la matrice de variance-covariance qui décrit les erreurs propagées linéairement depuis les erreurs assignées aux données, en suivant la méthode décrite dans DeMets et al. (1994). L'erreur est donc formelle et sous-estimée à cause de la sous-estimation des erreurs sur les données. Toutefois, la forme de l'ellipse (le rapport de longueur entre les deux axes de l'ellipse et son orientation) est caractéristique et est principalement contrainte par la distribution des vitesses sur la plaque. Ici, la longitude du pôle est mieux contrainte que sa latitude. Comme illustré dans la figure 5.3, les vitesses résiduelles des stations utilisées pour la détermination du pôle sont petites (50% < 2 mm/an) et n'ont pas d'orientation préférentielle. Ceci implique que la Sonde peut être considérée comme un bloc rigide en première approximation. Cependant de la déformation affecte les stations situées près des frontières de plaques. Une analyse attentive de l'histogramme et du graphique des résidus (fig. 5.3 et 5.5) montre que les vitesses résiduelles supérieures à 3 mm/an sont situées dans des régions se déformant faiblement, proches des frontières de plaques (nord de l'Indochine, est de Bornéo, ouest de la péninsule malaise).

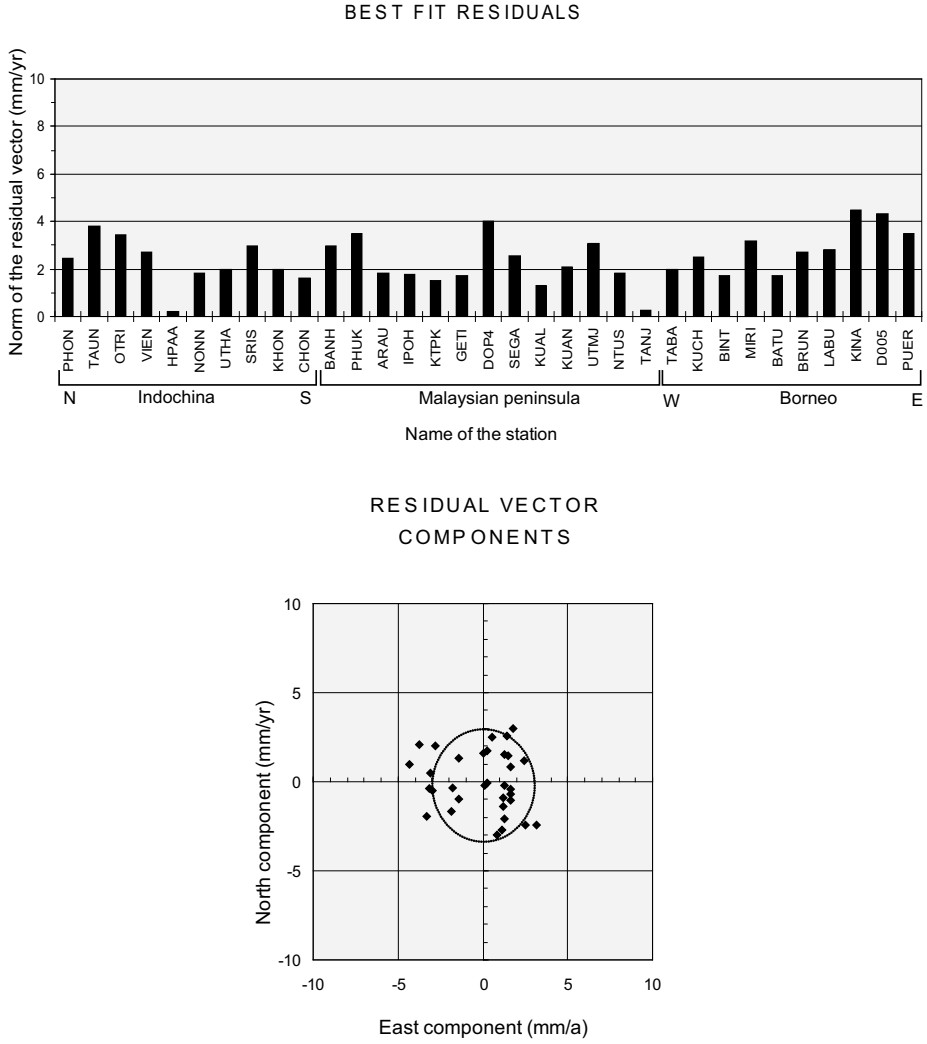


FIG. 5.3 – *Diagramme montrant les vitesses résiduelles des stations utilisées pour calculer le pôle de la Sonde. L'histogramme du haut représente la norme et le graphique du bas représente les composantes des vitesses résiduelles par un nuage de points. Les stations sont triées, dans l'histogramme, par zones géographiques de façon à ce que les stations proches des frontières de plaques soient situées aux extrémités, tandis que les stations centrales sont principalement au milieu du diagramme. Les unités sont en mm/an. La majeure partie des stations ont une vitesse résiduelle inférieure à 3 mm/an, les autres étant situées proches des zones de frontières de plaques.*

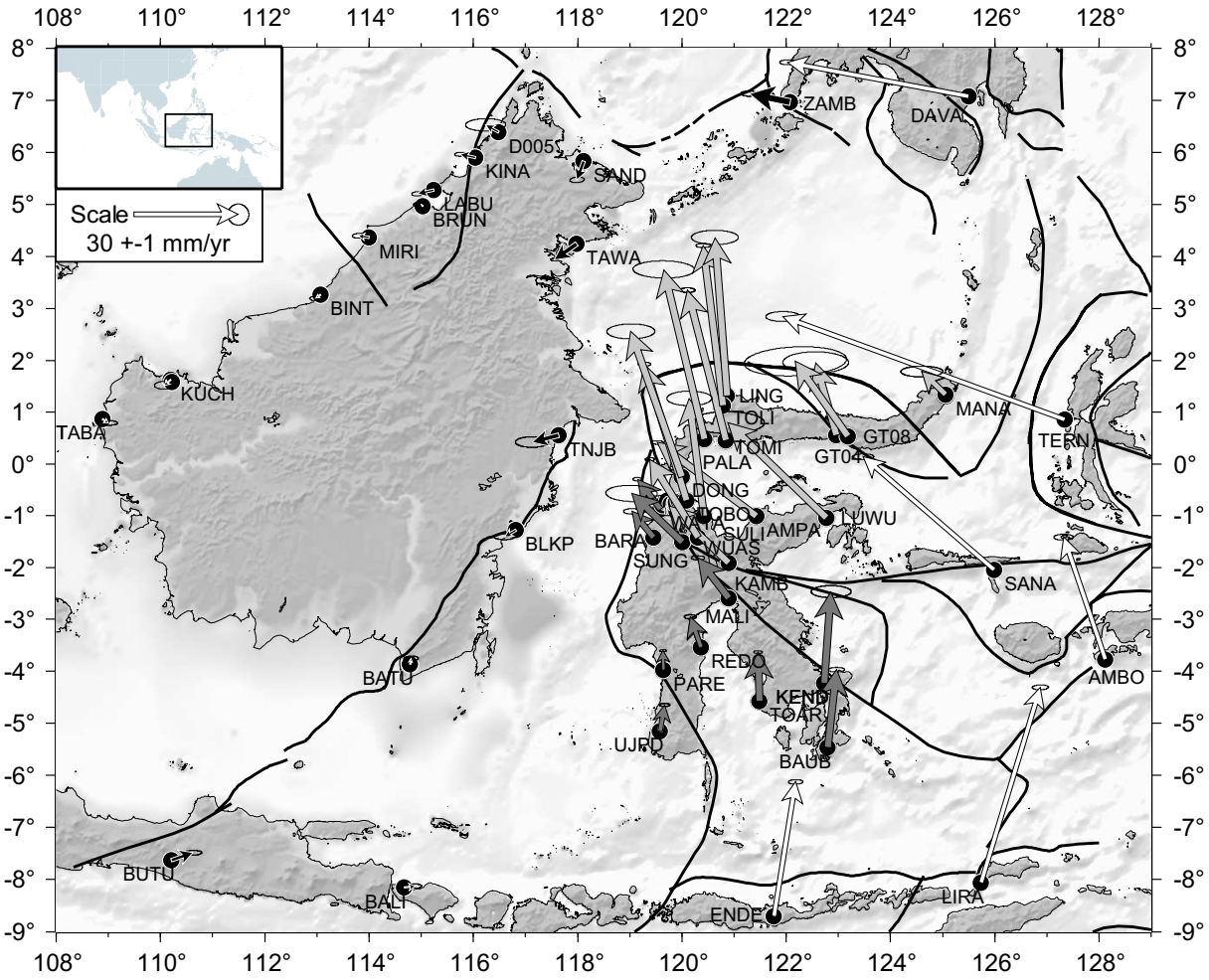


FIG. 5.4 – *Vitesses à Sulawesi et Bornéo par rapport à la Sonde stable. Les flèches noires représentent les vitesses des stations du bloc de la Sonde, celles en gris foncé celles du bloc Sud Sulawesi, et celles en gris clair celles du bloc Nord Sula. La partie nord de l'île de Sulawesi bouge rapidement vers le NNW et tourne dans le sens horaire tandis que le bloc Sud Sulawesi tourne dans le sens opposé.*

5.2.2 Déformation des bordures de la Sonde

5.2.2.1 Déformation de l'est de la Sonde

A l'est, la Sonde rigide est bordée par l'archipel de Sulawesi. La tectonique à cet endroit est caractérisée par des rotations rapides de micro-blocs (Walpersdorf et al., 1998; Rangin et al., 1999; Simons et al., 2000; Kreemer et al., 2000). Par rapport à la Sonde, la partie nord de l'île de Sulawesi monte rapidement vers le NNW et tourne dans le sens horaire à 4°/Ma. La partie sud tourne dans le sens opposé à 1°/Ma (Walpersdorf et al., 1998), générant de la compression E-W dans le détroit de Makassar (figure 5.4). La majeure partie du mouvement relatif entre ces deux blocs est accommodée sur la faille de Palu-Koro (Walpersdorf et al., 1998), qui glisse en sénestre à près de 40 mm/an. Cette faille se prolonge au nord et se connecte à la fosse de Minahassa qui accommode le mouvement entre le bloc nord Sula et la Sonde. Le bloc sud Sulawesi n'est pas très déformé tandis que le bloc nord Sula, coincé entre la faille décrochante et la subduction, montre une importante accumulation de déformation intersismique élastique (Vigny et al., 2002).

Les stations situées le long de la marge orientale de Bornéo (SAND, TAWA, TNJB BLKP) ont des vitesses résiduelles allant jusqu'à 8 mm/an (Fig. 5.5). Ces stations montrent une composante sud décroissante depuis 5 mm/an à SAND (au nord de l'île) jusqu'à 2 mm/an à BLKP et s'inversant à quelques mm/an vers le nord à BATU (extrémité sud de l'île). Cette décroissance des vitesses implique une composante compressive N-S le long de la marge orientale de Bornéo. La composante ouest des vitesses augmente depuis SAND (au nord) jusqu'à TNJB (au niveau de la péninsule de Mangkalihat) puis diminue jusqu'à presque 0 à BATU (au sud). Cette configuration des vitesses implique une déformation interne de la marge orientale de Bornéo caratérisée par une rotation horaire au nord du détroit de Makassar et une rotation anti-horaire au sud. Ceci pourrait être expliqué par une collision avec les blocs de Sulawesi au niveau du détroit de Makassar (figure 5.4).

Au niveau de la marge NW de Bornéo, les stations D005, KINA, LABU, BRUN, MIRI et BINT ont une vitesse résiduelle vers l'est (3-4 mm/an), décroissant du nord au sud (Fig. 5.5). Il est possible de trouver un pôle qui minimise les vitesses des stations D005, KINA, LABU, BRUN, MIRI, BINT, KUCH, TABA et BATU. Ainsi, par rapport à la Sonde, Bornéo tourne dans le sens anti-horaire autour d'un pôle situé à 2°S, 114°E (Fig. 5.5). Ce pôle prédit un mouvement quasi nul entre la Sonde et le bloc de Bornéo le long de sa marge méridionale, mais implique que la marge NW de Bornéo est une limite compressive active. Une activité de la fosse de Mangalikat pourrait correspondre à cette compression, bien que très peu de sismicité soit documentée dans cette région.

Comme la déformation le long de la marge orientale de Bornéo, cette rotation anti-horaire de l'île pourrait être liée à la collision avec les blocs de Sulawesi au niveau du détroit de Makassar.

5.2.2.2 Déformation du sud de la Sonde

Au sud, le bloc de la Sonde est limité par la fosse de la Sonde où la plaque australienne subducte sous l'île de Java. En raison de la forme arquée de cette fosse, l'obliquité de la convergence varie le long de la zone de subduction. Au nord, l'obliquité induit un partitionnement entre la fosse et la grande faille dextre de Sumatra (voir section suivante). Cette obliquité décroît au sud et la convergence devient normale à la fosse à 106°E, au SE du détroit de la Sonde (Fig. 5.5). Plus à l'est, la convergence devient de nouveau oblique, mais cette fois avec une composante sénestre. Les trois stations javanaises (BAKO, BUTU, BALI) ont des vitesses différentes, impliquant que l'île de Java est affectée par de la déformation interne. La station BAKO a une vitesse résiduelle par rapport à la Sonde de 2 mm/an vers l'ouest, alors que BUTU bouge vers le NE à 7 mm/an

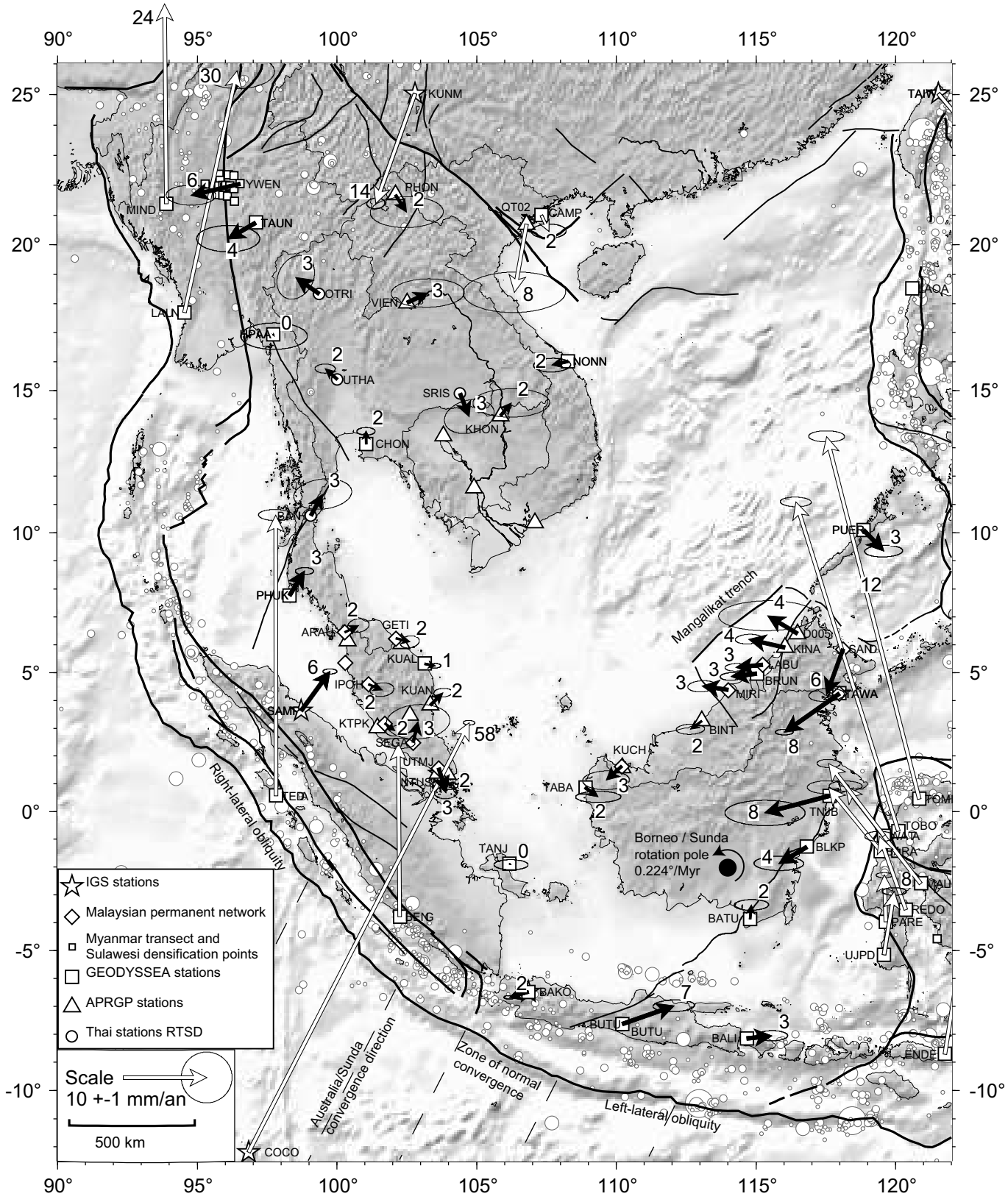


FIG. 5.5 – *Vitesses dans la région de la Sonde, par rapport au block de la Sonde. Les flèches noires sont celles des stations Sonde, les grises celles de la Chine du Sud. La sismicité est extraite du catalogue USGS, la taille étant proportionnelle à la magnitude.*

(Fig. 5.5). Ceci indique des mouvements divergents au centre de Java. Plus à l'est, à BALI, la vitesse décroît à 3 mm/an vers l'est. Ces vitesses divergentes ont été reportées par des études géodésiques antérieures (Bock et al., subm; Michel et al., 2001). Ces trois stations sont toutes situées à environ 250 km de la fosse, en conséquence les effets du couplage élastique devraient être similaires. A la longitude de BAKO, la convergence est normale à la fosse, mais l'obliquité atteint 18° au sud de Java central et oriental, ce qui implique un cisaillement sénestre de $\sim$ 15 mm/an dans cette zone. Les vitesses sur les sites javanais pourraient donc refléter la présence d'un micro-bloc bougeant vers l'est et accommodant la déformation en partitionnement. Toutefois, aucun mécanisme au foyer décrochant n'a été reporté dans cette zone, même si des failles potentiellement décrochantes ont été cartographiées à partir d'observations structurales de terrain.

5.2.2.3 Déformation de l'ouest de la Sonde

La station de SAMP, située au nord de Sumatra, bouge à 6 mm/an vers le NE par rapport à la Sonde. Cette vitesse est probablement le résultat d'un couplage élastique sur la subduction.
A Sumatra, la convergence est fortement oblique à la fosse et la déformation est partitionnée entre un glissement perpendiculaire à la fosse sur le plan de subduction et un glissement dextre le long de la grande faille de Sumatra parallèle à la fosse (Genrich et al., 2000; McCaffrey et al., 2000; Prawirodirdjo et al., 1997). Ainsi, la convergence de l'océan Indien par rapport au domaine avant-arc est quasi-normale, comme l'indiquent les vecteurs glissement dérivés des mécanismes au foyer (Chamot-Rooke and Le Pichon, 1999; McCaffrey, 1991). En raison de ce glissement perpendiculaire, les composantes des vitesses normales à la fosse peuvent être modélisées comme le résultat d'un couplage sur le plan de subduction. Pour un plan de subduction bloqué à 50 km de profondeur et une convergence normale à la fosse de 40 mm/an, si la subduction est totalement couplée, on retrouve une composante significative de déformation élastique (> 5 mm/yr) jusqu'à 400 km de la fosse (Prawirodirdjo et al., 1997). La station de SAMP étant située à environ 350km de la fosse, sa vitesse résiduelle par rapport à la Sonde peut certainement correspondre à une telle déformation élastique.

5.2.2.4 Déformation du nord de la Sonde

Les stations situées au nord de l'Indochine (YWEN, TAUN et PHON) ont une vitesse résiduelle significative par rapport à la Sonde (Fig. 5.5). Ces stations pourraient donc être situées dans une zone de déformation distribuée, éventuellement liée au flux horaire autour de la Syntaxe Est Himalayenne. Des mesures géodésiques de la déformation crustale en Chine (Wang et al., 2001) montrent que ce flux de matière autour de la Syntaxe est responsable de la déformation de la province du Yunnan, située au sud de la faille du fleuve rouge. A cet endroit, le flux est atténué et les vitesses diminuent et divergent au sud du Yunnan. Ces observations sont cohérentes avec les vitesses que nous obtenons au nord de la Sonde: un mouvement vers le SW au Myanmar oriental de 6 mm/an à YWEN et de 4 mm/an à TAUN, tandis que PHON, situé au Laos, va vers le SE à 2 mm/an (Fig. 5.5). Cette configuration divergente des vitesses au sud de la Syntaxe pourrait être interprétée comme un étalement gravitaire dû au gradient de topographie depuis le Tibet jusqu'à l'Indochine.
Le mouvement relatif entre TAUN, PHON, OTRI et VIEN correspond à une compression N-S associée à une extension E-W. Le calcul des tenseurs de déformation (Fig. 5.6) confirme l'observation que la région du triangle d'or (Thailande septentrionale, Laos, Yunnan Occidental, Myanmar oriental) est caractérisée par un axe compressif N-S associé à une extension E-W, ce qui est en accord avec la sismicité régionale (fig. 5.2). La déformation correspondante se matérialise par une série de failles NE-SW décrochantes sénestres (Lacassin et al., 1998).

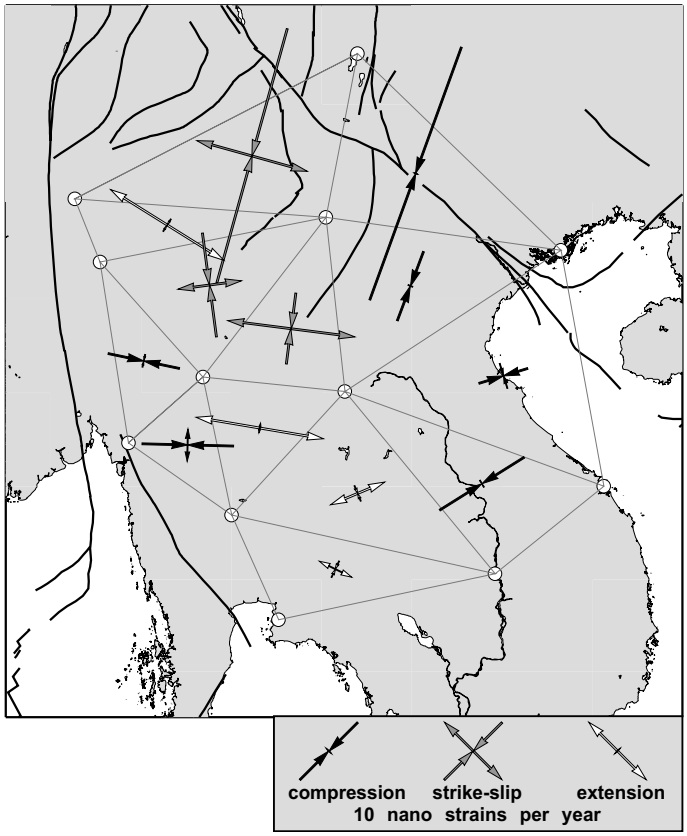


FIG. 5.6 – *Tenseurs de déformation calculés en Indochine.Les symboles noirs correspondent à de la compression, les gris à du décrochement et les blancs à de l'extension. De la compression NNE est présente à travers la faille du Fleuve Rouge et s'étend jusqu'au Viet-nam septentrional, mais les axes principaux tournent dans le sens horaire jusqu'à une direction ENE. Dans le triangle d'or (Nord de la Thaïlande, Laos, Yunnan Occidental et Myanmar oriental), la déformation est décrochante avec un axe compressif N-S et un axe extensif E-W. La Thaïlande est affectée par de l'extension E-W.*

Plate pair	Reference	Rotation parameters		
		Lat (°N)	Lon (°E)	ω (°/My)
Sunda / ITRF2000	***This study***	***-48.9***	***86.9***	***-0.331***
	Michel et al.	*-56.0*	*77.3*	*-0.339*
Sunda / Nuvel1A-Eur	***This study***	***-37.5***	***117.9***	***-0.118***
	Michel et al.	*-63.6*	*107.4*	*-0.112*
India / ITRF2000	***This study***	***50.9***	***-12.1***	***0.486***
India / Nuvel1A-Eur	***This study***	***28.9***	***11.2***	***0.414***
	Nuvel1A	*24.4*	*17.7*	*0.51*
	Paul et al.	*25.6*	*11.1*	*0.44*
India /Eurasia	***This study***	***25.4***	***12.5***	***0.366***
	Sella et al.	*28.6*	*11.6*	*0.357*
	Kreemer et al.	*25.9*	*7.5*	*0.355*
India / Sunda	***This study***	***20.2***	***26.1***	***0.370***

TAB. 5.2 – *Paramètres de rotation des plaques.*

5.2.3 Mouvement de la Sonde par rapport aux autres plaques

Le mouvement de la Sonde relatif aux plaques avoisinantes (Eurasie ou Australie) peut être obtenu en soustrayant les pôles de ces plaques dans le même système de référence. L'ITRF minimise les résidus par rapport à NNR-Nuvel1A pour les sites situés sur les plaques rigides, en conséquence les deux systèmes de référence sont par définition alignés. Ainsi, si l'on soustrait le pôle absolu de l'Eurasie ou de l'Australie donné par DeMets et al. (1994) à notre pôle de la Sonde dans l'ITRF 2000, on obtient un pôle relatif décrivant le mouvement relatif entre les paires de plaques. Par rapport à l'Eurasie-Nuvel1A, la Sonde tourne autour d'un pôle situé à 37.5° S, 117.9° E, à une vitesse de 0.118°/Ma. Cette détermination est dans la gamme des pôles possibles obtenus en combinant des données GPS et les vecteurs glissements dérivés des mécanismes au foyer le long des bordures de la Sonde (Chamot-Rooke and Le Pichon, 1999). Elle peut être comparée aux déterminations faites à partir des études géodésiques précédentes (Michel et al., 2001). Le mouvement prédit par notre pôle est de 11 mm/an orienté N 77° par rapport à l'Eurasie dans la péninsule indochinoise. A Bornéo, cette vitesse relative décroît à 7 mm/an et son azimut tourne dans le sens horaire à N 86°. Ce pôle de rotation est faiblement différent de celui défini après le projet GEODYSSEA. Il diminue de 2-3 mm/an le mouvement vers l'est de la Sonde par rapport à l'Eurasie et lui ajoute une faible composante nord (1-3 mm/an). De plus, notre pôle affiné étant situé 25° plus proche du cœur de la Sonde, cela implique une diminution des vitesses vers le SE et une rotation plus nette des directions azimutales depuis ENE à Sumatra/Java à E-W à l'est de Bornéo.
Les différents pôles sont résumés dans la table 5.2. La différence avec le pôle de GEODYSSEA (Michel et al., 2001) peut être attribuée à l'introduction de plusieurs nouvelles stations dans le traitement (en particulier l'introduction des données birmanes, Thaica, APRGP qui contraignent mieux la partie nord du bloc de la Sonde et celles du réseau permanent malais qui forme un cœur stable au centre de la Sonde) ainsi qu'à l'utilisation de l'ITRF 2000 au lieu de l'ITRF 97.

La Sonde et la Chine du Sud sont deux blocs individualisés, mais la déformation à travers leur frontière commune, la faille du fleuve rouge, est controversée. Une étude géodésique récente de la déformation crustale dans cette zone (Bock et al., subm), considère, sur la base du calcul des tenseurs de déformation, que le bloc Chine du Sud appartient au bloc de la Sonde. Toutefois, ces auteurs ne disposent pas de nombreuses mesures sur la Sonde rigide et les tenseurs qui en

dérivent sont nécessairement sous-estimés à cause de la très grande taille (>2000 km) des triangles de Delaunay utilisés pour les calculs.
La station de CAMP, située au nord de la faille du Fleuve Rouge et dont la vitesse est bien déterminée, a une vitesse résiduelle très faible par rapport à la Sonde (Fig. 5.5), impliquant une vitesse très faible sur la faille à sa terminaison SE. Des mesures GPS effectuées le long d'un profil à travers la faille au Viet Nam montrent des résultats comparables (Feigl et al., 2003). Par contre, le site QT02, une station APRGP située quelques kilomètres au SW de CAMP, bouge à 8 mm/an vers le sud dans le même système de référence. Il est difficile de déterminer si cette vitesse est significative ou non car son ellipse d'erreur est grande et seules deux sessions de mesure à un an d'intervalle sont disponibles. Dans tous les cas, les deux stations sont très proches de la faille du Fleuve Rouge et leur vitesse pourrait ne pas refléter le mouvement du bloc Chine du Sud. Toutefois la vitesse de QT02 est comparable à la vitesse de KUNM qui est bien déterminée et bouge vers le SSW à 14 mm/an. Le flux horaire autour de la Syntaxe Est Himalayenne mis en évidence par de nombreux auteurs (Holt et al., 1991; Ratschbacher et al., 1996; Wang et al., 1998, 2001) pourrait expliquer le mouvement de KUNM quasi-perpendiculaire à la faille du fleuve rouge. En effet, ce vecteur impliquant un décrochement limité sur la faille du fleuve rouge, semble confirmer la théorie de l'emboutissage de la faille du Fleuve Rouge par un micro-bloc crustal glissant le long du système de failles de Xianshuihe (Wang et al., 1998).

5.3 Quel est le mouvement actuel de l'Inde ?

5.3.1 Détermination du pôle

Le mouvement actuel de l'Inde est mal contraint pour deux raisons principales:

- L'Inde continentale n'est pas un très grand continent (à la différence de l'Afrique par exemple) et les données GPS dont on dispose sont mal réparties sur la plaque.
- Les vitesses déterminées par GPS ont quasiment toutes le même azimut car le pôle de rotation de l'Inde est situé loin de la plaque ($\sim 90°$). Le pôle est donc situé sur un grand cercle perpendiculaire au champ de vitesses (dans ce cas il sera bien contraint en latitude, et la vitesse de rotation s'adaptera en fonction de la distance pôle / plaque de façon à produire le module de vitesse requis).

Pour améliorer la détermination du pôle de l'Inde, il faut obtenir des vitesses dont :

- l'azimut varie, ce qui revient en fait à avoir des données réparties le long d'un petit cercle (ici, de direction nord-sud)
- la norme varie, ce qui revient à étaler les données le long d'un grand cercle (ici, dans la direction est - ouest)

Par rapport à l'Inde-Nuvel1A, nos stations GPS indiennes ont des vitesses résiduelles comprises entre 7 et 15 mm/an. Le mouvement relatif Inde-Eurasie ne peut pas être déterminé directement à partir des données conventionnelles utilisées pour contraindre le modèle Nuvel-1A car il n'y a pas d'océan entre les deux plaques. Ce mouvement est donc fortement incertain. De plus, Nuvel-1A donne un mouvement moyenné sur les 3 derniers Ma, alors qu'une détermination géodésique du pôle décrira le mouvement actuel.
Par rapport à la dernière détermination géodésique du pôle Indien (Paul et al., 2001), nos vitesses ont encore une vitesse résiduelle importante. Cependant les incertitudes de l'étude de Paul et al. (2001) sont relativement grandes, peut être à cause :

1. de l'utilisation par ces auteurs de deux jeux de données différents traités chacun avec un logiciel différent

2. de la mise en référence dans l'ITRF 96 obtenue en contraignant les coordonnées des stations IGS, ce qui peut créer une distortion du réseau et forcer les vitesses à leur valeur dans l'ITRF 96.

Un nouveau pôle géodésique est donc contraint pour l'Inde en utilisant une meilleure distribution des vitesses, aussi bien en latitude qu'en longitude, avec deux stations indiennes (IISC et HYDE) et quatre stations népalaises (MAHE, NEPA, BHAI, SIMR) situées au sud du MFT, et donc appartenant à la plaque indienne. La station Maldives n'a pas été utilisée car seules deux sessions de mesures sont disponibles, séparées par un intervalle d'un an, ce qui explique la mauvaise détermination de sa vitesse.
Dans l'ITRF 2000, notre pôle pour l'Inde est 50.9°N, -12.1°E, 0.486 ± 0.01 °/Myr. Le grand axe de l'ellipse d'erreur est orienté N108° et fait 5.11° de long, le petit axe mesure 0.61° de long. L'incertitude en longitude est plus importante car elle peut être compensée au premier ordre par une variation de vitesse angulaire, étant donné que le pôle est loin de la plaque.

5.3.2 Rigidité de l'Inde

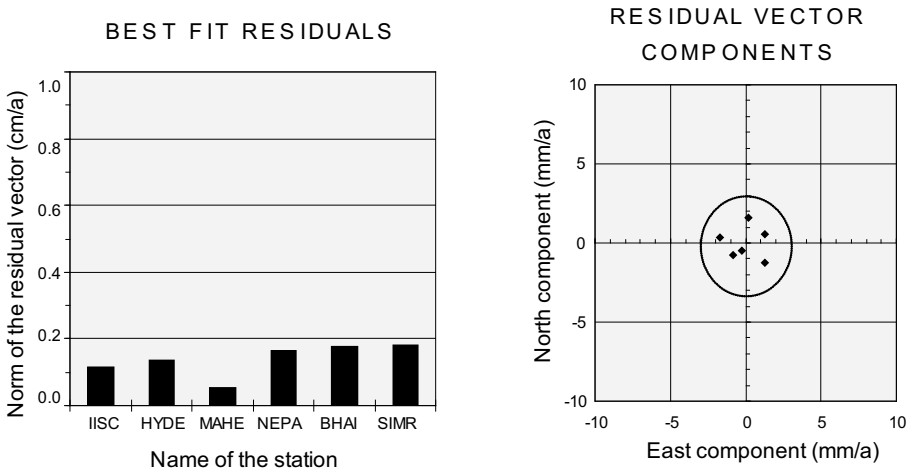


FIG. 5.7 – *Vitesse résiduelle des stations indiennes utilisées dans le calcul du pôle (norme et composantes des vecteurs). Tous les vecteurs sont en dessous de 2 mm/an.*

Les vitesses résiduelles des stations utilisées pour la détermination du pôle sont inférieures à 2 mm/an (Fig. 5.7) avec un résidu moyen de 1.29. Dans notre système de référence Indien, les stations indiennes et sud-népalaises ont des vitesses résiduelles négligeables (< 2 mm/yr) indiquant que la plaque indienne est probablement rigide depuis le sud de l'Inde jusqu'au sud Népal et que sa limite septentrionale peut être matérialisée par le MFT. A l'est, les stations birmanes de LAUN et MIND situées dans l'Arakan bougent respectivement à 8 et 14 mm/an par rapport à l'Inde (Fig. 5.8), et donc n'appartiennent pas à cette plaque. En conséquence, la limite entre l'Inde et la Sonde ne peut pas être la faille de Sagaing, comme cela est traditionnellement considéré. La limite orientale de la plaque indienne est nécessairement située à l'ouest de ces deux sites et la fosse Andaman paraît être un bon candidat pour la matérialiser (Nielsen et al., subm).

5.3.3 Déformation au Nepal

Dans cette étude, ont été intégrées des données ouest népalaises mesurées grâce aux projets CIRES et IDYLHIM (Bilham et al., 1997; Jouanne et al., 1999; Larson et al., 1999) et des don-

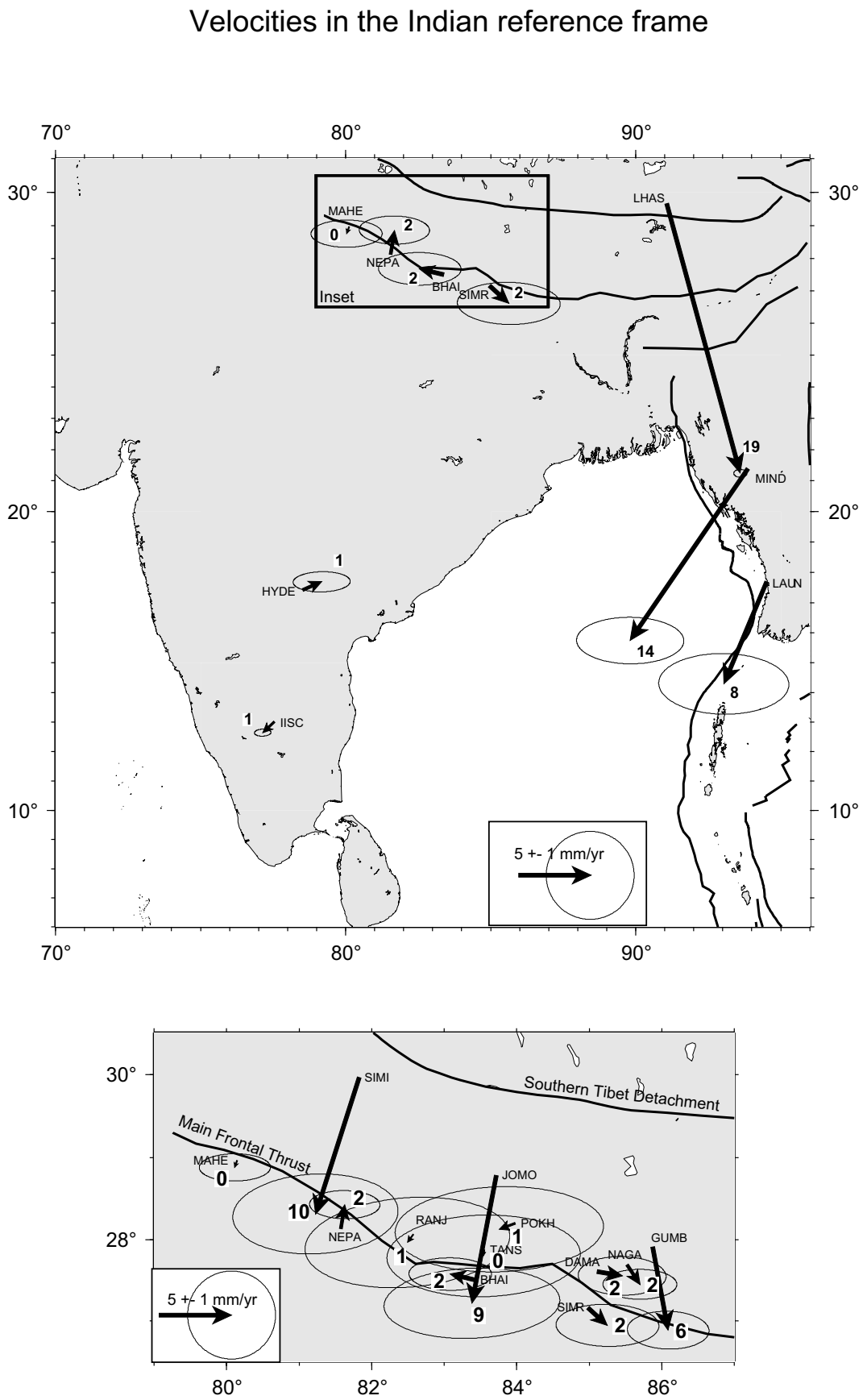


FIG. 5.8 – *Vitesses résiduelles par rapport au pôle indien en Inde, au Myanmar occidental et au Népal.*

nées est népalaises appartenant au réseau du CEA-LDG (Avouac et al., 2001). La solution en vitesses obtenue donne des résultats relatifs comparables aux études précédentes (Jouanne et al., 1999; Larson et al., 1999) (Fig. 5.8). Par exemple, nous obtenons 12 mm/an de convergence entre NEPA et SIMI équivalents aux 13 mm/an obtenus par Larson et al. (1999), et 9 mm/an entre BHAI et JOMO comparables aux 11 mm/an de Larson et al. (1999), même si notre solution donne une convergence à peine inférieure entre les sites du nord et ceux du sud. Les vitesses résiduelles par rapport à l'Inde des stations du sud Népal sont inférieures à 2 mm/an. Ceci diffère des études précédentes (Avouac et al., 2001; Bilham et al., 1997; Jouanne et al., 1999; Larson et al., 1999) dans lesquelles les auteurs modélisent la convergence à travers l'Himalaya à partir des données GPS en considérant que les stations du Népal méridional ont un mouvement vers le sud jusqu'à 5 mm/an par rapport à l'Inde et impliquant donc une convergence significative dans la plaque indienne. Nos données montrent que la convergence à travers l'Himalaya du Népal doit être plus faible que les 18 mm/an classiquement admis.
En se concentrant sur la composante parallèle à l'arc, l'examen de nos vitesses montre une convergence oblique au Népal occidental, ce qui est en accord avec les études précédentes (Jouanne et al., 1999). Au Népal central, la forme de l'arc montre un retrait local et les vitesses deviennent obliques avec une composante sénestre. Enfin, au Népal oriental, nos vitesses montrent une convergence oblique avec une composante dextre parallèle à l'arc de 2-3 mm/an. Ceci pourrait indiquer que l'extrusion de matière autour de la Syntaxe Est Himalayenne commence à cette longitude.

5.3.4 Mouvement Inde / Eurasie

Afin de comparer notre pôle prédit avec les études géodésiques précédentes, nous avons sommé notre pôle Inde/ITRF2000 avec celui de l'Eurasie-Nuvel1A. Par rapport à l'Eurasie Nuvel1A, l'Inde tourne dans le sens anti-horaire autour d'un pôle situé à 28.9° N, 11.2° E à une vitesse de 0.414 °/My. Notre pôle Inde/Eurasie-Nuvel1A est situé en Afrique du nord (Fig. 5.9), et est marginalement en accord avec les déterminations précédentes. Toutefois, la vitesse de rotation est significativement plus faible (0,41 comparée à 0,44) que celle de Paul et al. (2001), et prédit une vitesse à IISC de 41 mm/an par rapport à 44 mm/an. Cette surestimation de Paul et al. (2001) est probablement due à la façon dont ils se sont projetés dans l'ITRF 96 en appliquant des contraintes serrées aux coordonnées de IISC, KIT3 et POL2, ce qui revient à forcer les vitesses, ainsi qu'à l'utilisation d'un ITRF différent dans les deux études. La vitesse de IISC prédite par l'ITRF 2000 par rapport à celle de l'ITRF 96 décroît de 2 mm/an selon la composante nord et augmente de 2 mm/an selon la composante est.
Même si l'obtention d'un pôle Inde/Eurasie-Nuvel1A est importante pour comparer notre pôle avec ceux des études géodésiques précédentes, ce n'est pas la manière la plus correcte de décrire le mouvement relatif entre ces deux plaques. Etant donné que nous ne disposons pas de suffisamment de stations situées en Eurasie pour calculer directement un pôle relatif, une bonne alternative est de tourner notre pôle Inde/ITRF2000 autour du pôle Eurasie/ITRF2000 calculé dans Altamimi et al. (2002). Notre pôle Inde/Eurasie-ITRF2000 est situé dans la même zone que le précédent (24.5°N, 6.8°E) mais a une vitesse de rotation plus lente (0.352 °/Myr), prédisant une vitesse à IISC de 36 mm/an avec un azimut N20° (Fig. 5.8). Cette vitesse est très proche de celles des prédictions des modèles globaux: 35 mm/an orientés N24° (Sella et al., 2002) ou 34 mm/an orientés N20° (Kreemer et al., 2003).
Une détermination du pôle relatif totalement exacte impliquerait une détermination géodésique du pôle de l'Eurasie en utilisant des stations GPS situées sur cette plaque. Toutefois, c'est un exercice très difficile étant donné que les stations ont une répartition extrêmement hétérogène

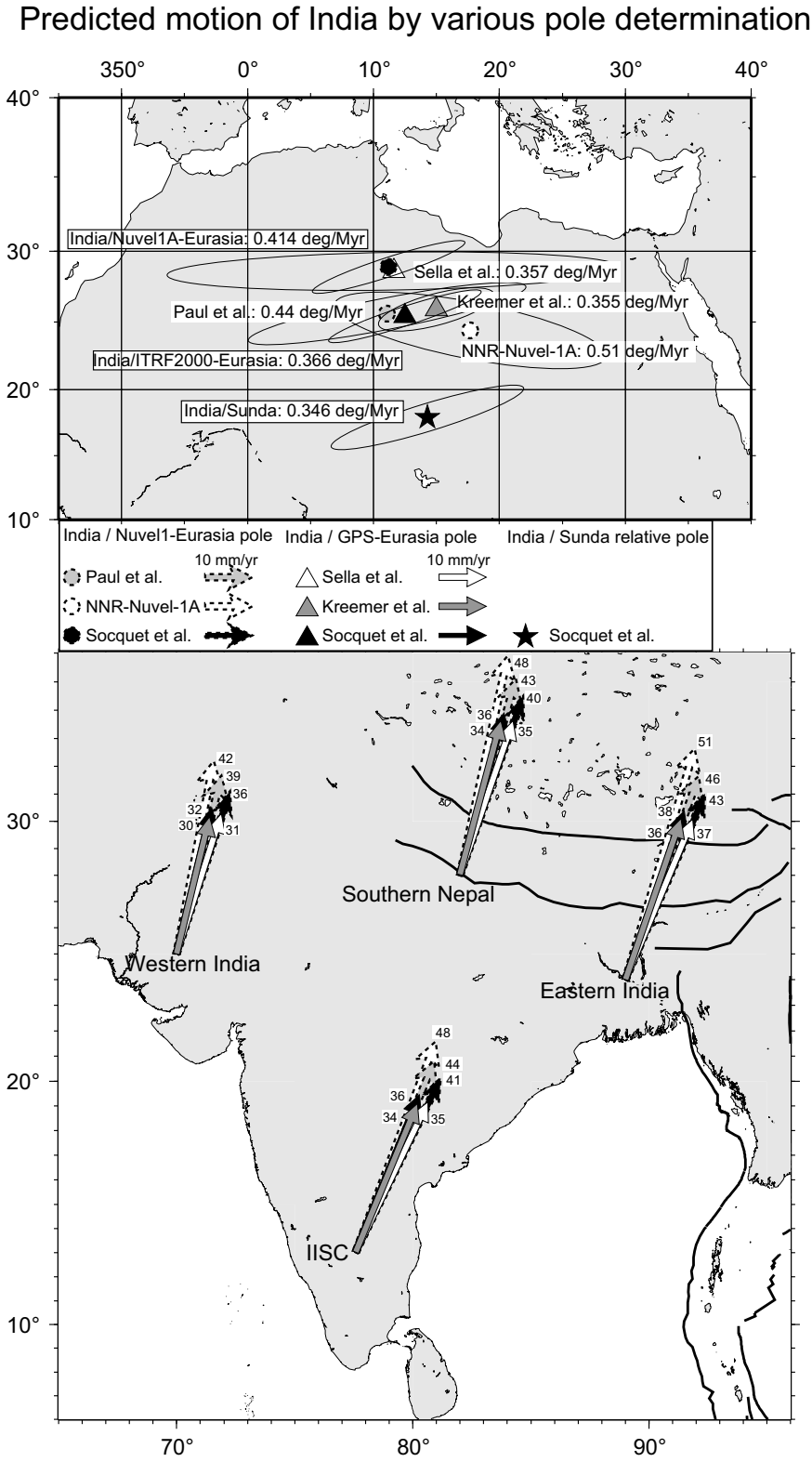


FIG. 5.9 – *Haut: Localisation et vitesses de différents pôles Inde-Eurasie publiés (cercles: pôles par rapport à l'Eurasie-Nuvel1A; triangles: pôles par rapport à l'Eurasie géodésique). Le pôle Inde Sonde est également représenté (étoile). Bas: Mouvement de l'Inde par rapport à l'Eurasie prédit par ces différents pôles. Les lignes noires représentent les failles majeures. Les flèches en pointillés épais montrent les mouvements prédits par rapport à l'Eurasie NNR-Nuvel1A (les trois flèches les plus longues). La prédiction de Nuvel-1A (en blanc) est la plus rapide, puis vient celle de Paul et al. (2001) (en gris) et enfin celle de cette étude (en noir). Les trois flèches les plus lentes (en traits fins continus) montrent les mouvements prédits par rapport à l'Eurasie géodésique et sont très proches les unes des autres. La flèche la plus lente (gris) est celle de Kreemer et al. (2003) puis vient celle de Sella et al. (2002)(blanc) et enfin celle de cette étude (seconde flèche noire).*

sur cette plaque. L'Europe de l'ouest est couverte de centaines de stations alors que très peu de stations sont situées en Europe centrale (Russie) et en Asie. Ainsi, l'estimation d'un pôle rigide pour l'Eurasie devient inévitablement l'estimation d'un pôle européen puisque les stations asiatiques pèsent moins d'un ou deux ordres de magnitude dans l'inversion.
Un autre problème vient du fait qu'une faible déformation intra-Eurasie sera difficile à détecter (à cause de l'espacement du réseau) mais aura d'importantes conséquences sur la détermination du pôle. Autrement dit, l'utilisation d'un pôle Eurasien calculé avec des stations européennes pour prédire des mouvements relatifs sur les marges asiatiques à des milliers de kilomètres induira certainement des erreurs significatives. Les études précédentes qui ont suivi cette méthode (Altamimi et al., 2002; Calais et al., 2003; Steblov et al., 2003) trouvent généralement un mouvement similaire à celui de Nuvel1A en Europe et différent de 3-5 mm/an en Asie. Ainsi, l'Eurasie géodésique tourne dans le sens anti-horaire par rapport à l'Eurasie Nuvel1A autour d'un pôle situé en Europe de l'ouest. Ces pôles, s'ils expliquent bien le mouvement vers le nord de KIT3 de 3-5 mm/an par exemple, ne s'ajustent pas à la vitesse d'ouverture de la ride nord atlantique et vont même jusqu'à prédire une fermeture de celle-ci dans les latitudes septentrionales, alors qu'elle s'ouvre.
C'est pourquoi ces pôles ne semblent pas représenter le mouvement de l'Eurasie rigide mais seulement sa portion européenne. Ainsi, il n'est pas possible de prédire des mouvements corrects le long des frontières asiatiques en utilisant ces pôles, et il en restera ainsi tant que peu de stations GPS seront disponibles en Asie pour étudier le degré de rigidité de l'Eurasie. Dans tous les cas, la déformation au Myanmar et dans les zones environnantes doit être analysée comme une conséquence du mouvement relatif de deux plaques: l'Inde et la Sonde, l'Eurasie n'ayant aucun rôle en la matière.

5.4 Mouvement relatif Inde / Sonde

La détermination d'un nouveau pôle de rotation pour la Sonde et l'Inde dans l'ITRF 2000 contraint le mouvement relatif entre ces deux plaques. Le pôle de rotation relatif entre l'Inde et la Sonde est situé en Afrique du Nord: 20.2° N, 26.1° E, au sud-est du pôle Inde/Eurasie (Fig. 5.8), et tourne à 0.370 °/Ma.
Ce pôle prédit un mouvement le long de la fosse Andaman de 35 mm/an avec un azimut N 11° à la latitude des stations birmanes les plus au nord (22°N), et de 36 mm/an avec un azimut N 14° à la latitude des points méridionaux (LAUN et HPAA : 17°N) (Fig. 6.1).

Chapitre 6

Quelles sont les structures qui accommodent le mouvement relatif Inde-Sonde ?

Sommaire

6.1 Répartition de la déformation en Birmanie 151
6.1.1 Deformation du Myanmar Central (∼21°N) 152
6.1.2 Deformation du Myanmar méridional (∼17°N) 152
6.1.3 Taux de déformation et de rotation 154
6.1.3.1 Méthode 154
6.1.3.2 Analyse des taux de déformation et de rotation au Myanmar . 154
6.2 Comportement inter-sismique de la faille de Sagaing 155
6.2.1 Modèle de dislocation élastique 155
6.2.2 Variations de vitesses le long de la faille 157
6.2.3 Discussion: Origine possible d'un chargement élastique asymétrique à travers la faille de Sagaing 157
6.2.3.1 Faille pentée 157
6.2.3.2 Hétérogénéités latérales 158
6.2.3.3 Connection avec le Shan Scarp 159
6.2.4 Conclusion 161

6.1 Répartition de la déformation en Birmanie

Par rapport à la Sonde, les vitesses au Myanmar occidental indiquent que le montant total de cisaillement à travers la micro-plaque birmane varie de 30 mm/an au sud (LAUN) à 25 mm/an au nord (MIND). Une analyse attentive des vitesses du transect révèle que seuls les deux-tiers du mouvement sont pris sur la faille de Sagaing (un peu moins de 20 mm/an), tandis que les 10 mm/an restants sont accommodés dans la chaîne de l'Arakan Yoma et sur la fosse Andaman-Arakan elle-même, à l'ouest de la faille (Nielsen et al., subm). A l'exception de MPDG (qui n'est pas représenté sur la figure), les vitesses des sites du transect montrent une signature typique d'une faille bloquée avec accumulation de déformation élastique autour de la trace de la faille. De plus, les sites du transect sud ont des vitesses très légèrement plus rapides que celles des sites 60 km plus au nord.

6.1.1 Deformation du Myanmar Central (∼21°N)

En Birmanie, le mouvement relatif entre l'Inde et la Sonde est accommodé le long de structures discrètes affectant une bande large de 500 km. Un diagramme de vitesses est construit sur la base du transect E-W de vitesses (YWEN, KWEH, MIND) et de la cartographie des structures majeures (Nielsen et al., subm; Vigny et al., 2003) soulignées par les mécanismes au foyer (figure 6.1).
En Birmanie occidentale, MIND est situé dans la chaîne de l'Arakan. Cette station a un mouvement de 14 mm/an vers le SW par rapport à l'Inde (Fig. 5.8, haut). Cette vitesse doit être accommodée à l'ouest de la station soit le long de la fosse de l'Arakan, soit dans le prisme de l'Arakan, soit les deux. Le long du slab, des mécanismes au foyer aussi bien inverses que décrochants ont été décrits (Rao and Kumar, 1999). La chaîne de l'Arakan est également active. C'est une ceinture de plissement chevauchement affectée par de grandes failles N-S décrochantes (Rangin et al., en préparation), où de la sismicité superficielle est présente aussi bien en chevauchement, qu'en décrochement (Guzman-Speziale and Ni, 1996). Ces deux zones pourraient donc accommoder le décrochement et le chevauchement nécessaires pour prendre ces 14 mm/an.
Par rapport à la Sonde, cette même station MIND a une vitesse de 24 mm/an vers le nord (Fig. 6.1). Ces 24 mm/an doivent donc être accommodés en décrochement dextre entre la chaîne de l'Arakan où est située la station et le bloc rigide de la Sonde. La station de KWEH, située au Myanmar central a une vitesse de 17 mm/an vers le NNE par rapport à la Sonde: 9 mm/an orientés N 36° doivent donc être pris entre cette station localisée dans les Bassins Centraux Birmans et la précédente localisée dans l'Arakan. 5 mm/an de convergence E-W et 7 mm/an de cisaillement dextre doivent donc se trouver sur des structures situées soit dans les bassins, soit dans la chaîne de l'Arakan, soit sur une grande faille qui sépare les deux domaines géologiques. Les Bassins Centraux Birmans ont été récemment inversés (Pivnik et al., 1998; Rangin et al., 1999), mais les plis NW-SE qui affectent les dépôts sédimentaires sont de faible ampleur à cette latitude et ne résultent vraisemblablement pas d'un raccourcissement important. Dans la chaîne de l'Arakan, la direction des structures tectoniques est principalement N-S (Pivnik et al., 1998; Rangin et al., 1999) en chevauchement et en décrochement, mais la faille majeure délimite la chaîne des bassins. Cette grande faille est probablement un bon candidat pour accommoder les 9 mm/an en transpression dextre.
La faille de Sagaing accommode 18 mm/an en décrochement pur N-S dextre, ce qui est contraint par le mouvement relatif de KWEH et YWEN et en accord avec la vitesse long terme calculée par Bertrand et al. (1998). La station la plus orientale du transect (YWEN) a un mouvement résiduel par rapport à la Sonde de 6 mm/an vers l'WSW. Ce mouvement peut sans doute être expliqué comme la terminaison du flux horaire autour de la Syntaxe Est Himalayenne, ce qui semble confirmé après la réalisation des modèles cinématiques présentés dans le chapitre 7.

6.1.2 Deformation du Myanmar méridional (∼17°N)

Au SW de la Birmanie, LAUN a une vitesse de 8 mm/an avec un azimuth N203° par rapport à l'Inde (Fig. 5.8). Cette station est localisée au sud de la chaîne de l'Arakan, près du fossé Andaman. Dans cette zone, la fosse a une forme en baïonnettes avec des segments décrochants orientés N 30° et des segments chevauchants orientés N 120° (Nielsen et al., subm). Elle accommode probablement une part de la convergence oblique Inde-Sonde. La station de LAUN est située à environ 50 km de la fosse et sa vitesse peut inclure une composante élastique liée au couplage sur la fosse. Il est donc difficile de déterminer si la fosse accommode les 8 mm/an mesurés ou davantage par décrochement dextre le long des segments sub-parallèles à l'azimut de la vitesse et par chevauchement le long des segments N120°.

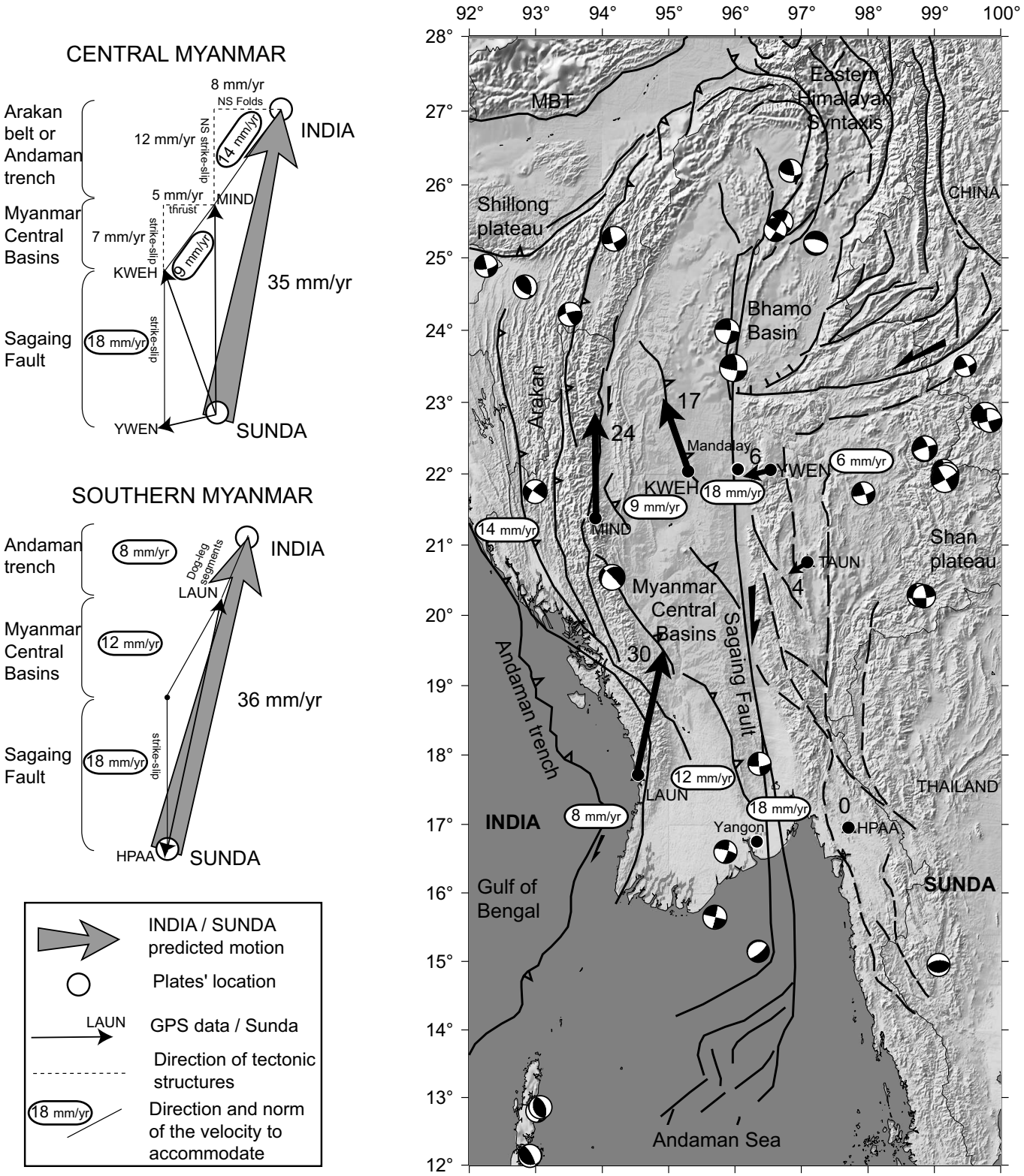


FIG. 6.1 – *Accommodation en Birmanie du mouvement relatif Inde / Sonde. La carte montre les principales structures birmanes, les mécanismes au foyer CMT superficiels, les vitesses GPS par rapport à la Sonde (flèches noires) et le mouvement à accommoder entre les stations GPS. Le diagramme des vitesses montre la distribution de la déformation à travers le Myanmar central (haut) et méridional (bas).*

Si l'on étend à la partie méridionale de la faille de Sagaing la vitesse mesurée dans la région de Mandalay (18 mm/an orientés N-S), et en prenant en compte l'appartenance de la station HPAA au bloc de la Sonde (pas de vitesse résiduelle par rapport à la Sonde), la vitesse restant à accommoder est de 12 mm/an orientée N30°, ou moins en fonction de l'effet élastique sur la fosse Andaman. 7 mm/an peuvent être pris sur les failles inverses NNW-SSE qui déforment les Bassins Centraux Birmans (Fig. 6.1), tandis que les 7 mm/an restants doivent être accommodés en décrochement dextre le long de failles N-S.

6.1.3 Taux de déformation et de rotation

6.1.3.1 Méthode

En utilisant les vitesses de chaque station et la distance au centre du réseau, il est possible de poser les équations basées sur la formule de Feigl et al. (1990) pour estimer la déviation constante et le gradient de vitesses à travers tout le réseau. Ainsi, le gradient de vitesses est utilisé pour calculer les taux de déformation et de rotation moyens dans le réseau. Cette méthode est également utilisée pour estimer les taux de déformation et de rotation dans différentes zones à l'intérieur du réseau birman (Fig. 6.2, Fig. 6.3), qui ne sont pas affectés par les incertitudes liées au système de référence.

6.1.3.2 Analyse des taux de déformation et de rotation au Myanmar

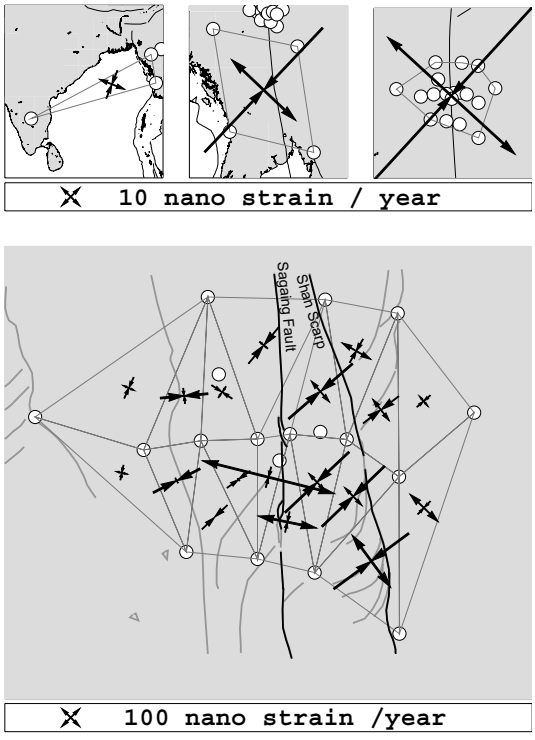


FIG. 6.2 – *Vitesses de déformation calculées pour le réseau birman. Les vecteurs dont la flèche va vers l'intérieur représentent la compression.*

Le triangle situé entre IISC et les deux points ouest birmans (Fig. 6.2, top-left) se déforme à $10{\cdot}10^{-8}$/an pour l'axe orienté N21° et $-11{\cdot}10^{-8}$/an pour l'axe perpendiculaire. Ceci correspond à du décrochement pur presque parfaitement aligné avec la fosse Andaman. Evidemment, la valeur ne signifie pas grand chose car le taux de cisaillement dépend de la taille du triangle

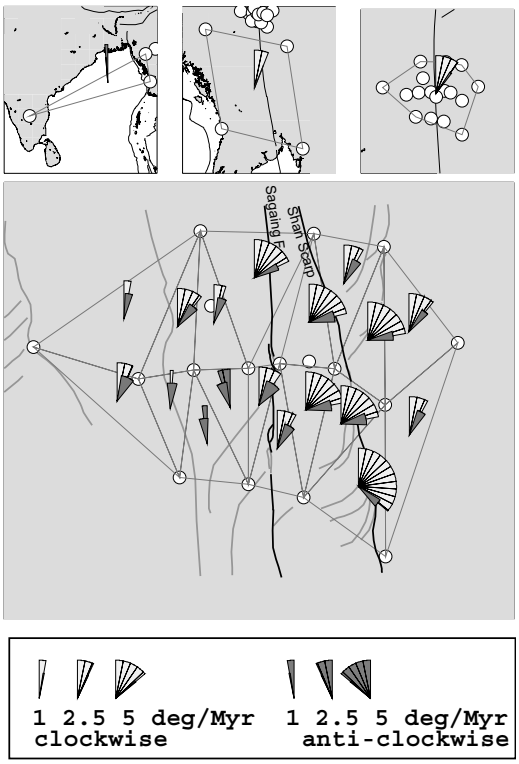


FIG. 6.3 – *Vitesses de rotation calculées pour le réseau birman. Les éventails blancs représentent la rotation horaire et les gris la rotation antihoraire.*

considéré. Ici, la déformation est probablement concentrée dans une très petite portion, le long de la fosse. Cependant, la direction des axes de déformation et le fait que cela corresponde à du décrochement ne changera pas quel que soit le point Indien utilisé pour définir le triangle (si la plaque est rigide). Le rectangle large échelle du réseau birman (MIND, TAUN, HPAA, LAUN) (Fig. 6.2, au centre en haut) et le polygone encerclant le réseau local (Fig. 6.2, en haut à droite) ont respectivement 34, -65·10^{-8}/an et 66, -118·10^{-8}/an avec la même orientation à N43°. Ceci correspond à un décrochement dextre aligné avec la trace de la faille de Sagaing, avec un faible taux de compression NE-SW.
Le détail de la triangulation de Delauney sur le réseau local (Fig. 6.2, bas) révèle la même caractéristique décrochante dextre surimposée par de la compression oblique. Les vitesses de rotation calculées pour les mêmes zones (Fig. 6.3) montrent une faible (0.4°/Myr) rotation antihoraire de la micro-plaque birmane par rapport à l'Inde (Fig. 6.3, en haut à gauche), et des rotations horaires partout ailleurs à travers la faille. Le fait que les taux de déformation et de rotation soient plus grands à l'est qu'à l'ouest de la faille (Fig. 6.2, bas et Fig. 6.3, bas) indique que la zone de cisaillement maximale n'est pas centrée sur la trace de la faille mais décalée vers l'est.

6.2 Comportement inter-sismique de la faille de Sagaing

6.2.1 Modèle de dislocation élastique

La figure 6.5 montre la composante des vitesses parallèle à la faille de Sagaing en fonction de leur distance à la dislocation élastique. Les données suivent parfaitement une courbe en arctangente, et le modèle de Savage and Burford (1973) pour une déformation élastique en deux dimensions autour d'une faille décrochante infinie est donc adopté. Ce modèle est dérivé de la théorie des

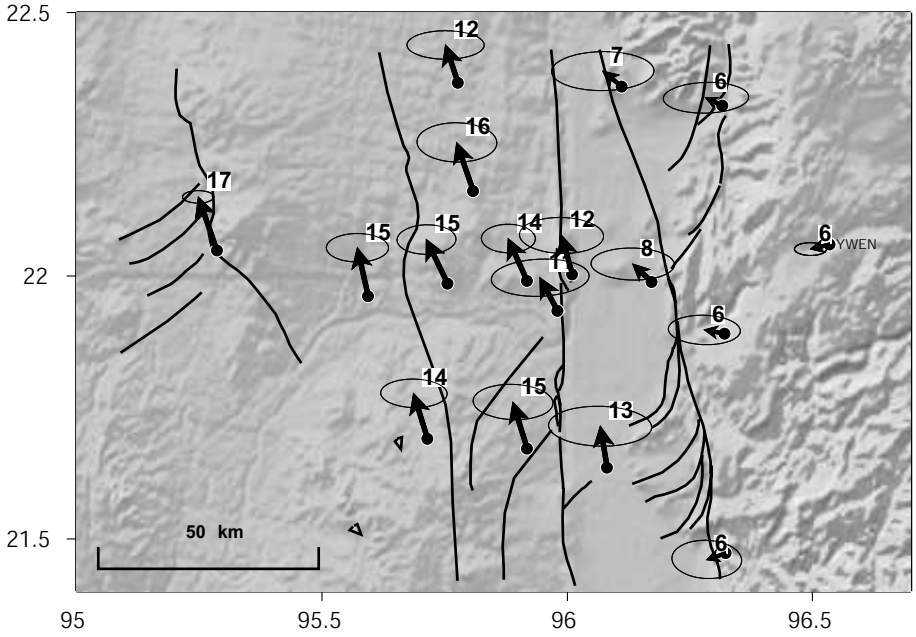


FIG. 6.4 – *Vitesses du réseau local de Mandalay par rapport à la Sonde.*

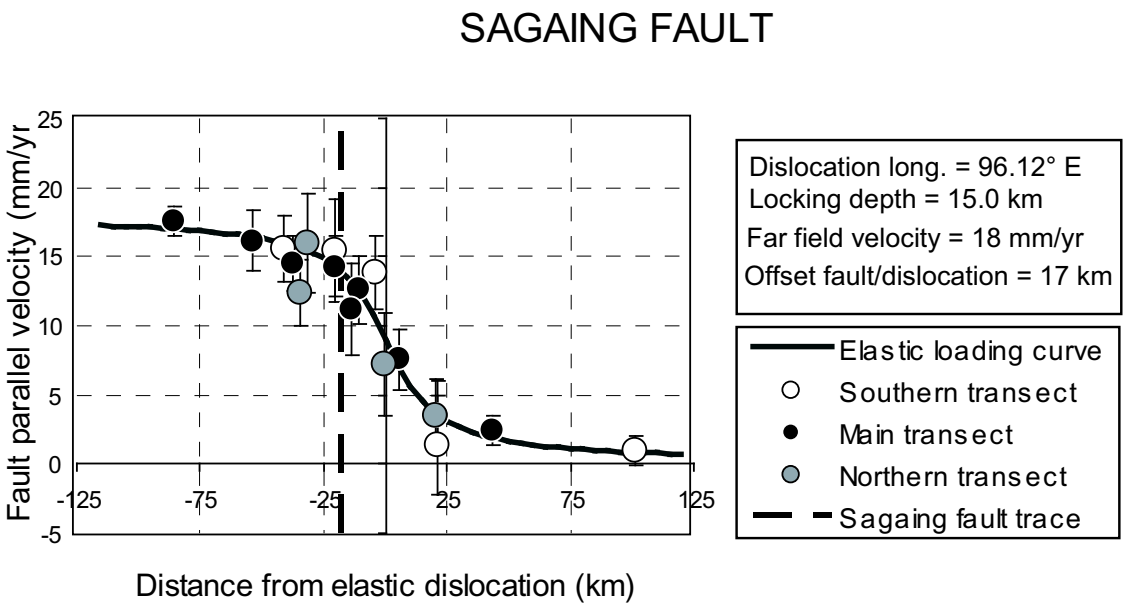


FIG. 6.5 – *Chargement élastique sur la faille de Sagaing. Les vitesses parallèles à la faille en mm/an (points) en fonction de la distance à la dislocation élastique modélisée. Les cercles gris, noirs et blancs représentent respectivement les vitesses des transect nord, centre et sud. La ligne continue montre le profil le mieux ajusté obtenu pour une profondeur de blocage de 15 km. Le trait vertical pointillé représente la localisation de la trace de la faille de Sagaing qui se situe à 17 km à l'ouest de la dislocation élastique.*

dislocations vis et suppose un blocage de la faille jusqu'à une profondeur donnée et un glissement continu en dessous. Le modèle inverse simultanément pour la profondeur de blocage, la vitesse en champ lointain et la position de la faille. Le meilleur ajustement correspond à une faille bloquée à 15 km de profondeur avec une vitesse de 18 mm/an.
Il est remarquable que ce meilleur profil élastique soit décalé de 17 km par rapport à la faille. Autrement dit, la zone de cisaillement maximum n'est pas centrée sur la trace géologique de la faille de Sagaing, mais plutôt située entre cette faille et le Shan Scarp. Il est délicat d'interpréter ce décalage comme discriminant entre les deux structures ou comme indiquant une géométrie 3D plus complexe. Cependant, il est évident que le modèle simpliste en 2D utilisé ne prend pas en compte un plan de faille penté, ni une vitesse variable le long de la faille, ni des rhéologies distinctes de chaque côté de la faille.

6.2.2 Variations de vitesses le long de la faille

Enfin, une analyse attentive des vitesses le long de la faille révèle une tendance décroissante des vitesses du sud au nord. De plus, les points du transect sud montrent un profil plus étroit que celui du nord (Fig. 6.5). Cela suggère que la profondeur de blocage est plus superficielle au sud qu'au nord. Ceci peut également être discuté en termes de variations de vitesses le long de la faille ou de sa géométrie avec la latitude, ou encore de rhéologie dissymétrique. Toutefois étant donné que l'effet observé est très faible ($\pm$ 1 mm/yr), la possibilité que les vitesses du transect soient affectées par des effets post-sismiques de très long terme suivant le séisme de Mandalay de magnitude Mw$\simeq$7 ne peut pas être rejetée. C'est pourquoi ces variations spatiales doivent être étudiées plus en détail grâce à des mesures supplémentaires plus loin de la faille et plus étalées en latitude.

6.2.3 Discussion: Origine possible d'un chargement élastique asymétrique à travers la faille de Sagaing

6.2.3.1 Faille pentée

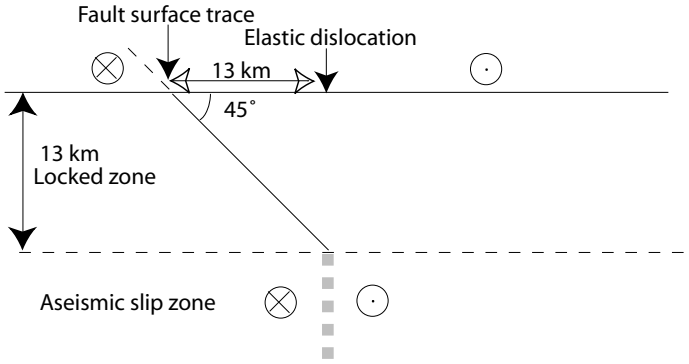


FIG. 6.6 – *Schema simple des effets d'une faille pentée sur le chargement élastique.*

Le premier cas est de supposer que la faille est fortement pentée (45°) vers l'est. En raison du blocage de la faille, la déformation intersismique dépend seulement de la position de la base de sa partie bloquée (Fig. 6.6), et reflète les mouvements de la croûte ductile de chaque coté. Ainsi, si la faille de Sagaing était pentée, la base de sa partie bloquée serait située environ 15 km à l'est de sa trace en surface. Cette option suggère une connection avec le Shan Scarp en profondeur, ce qui n'est pas exclu. Toutefois, la faille de Sagaing est une faille purement décrochante, sans

aucun mouvement vertical détectable, ni par le GPS, ni dans sa morphologie, et un tel pendage du plan de faille paraît surprenant.

6.2.3.2 Hétérogénéités latérales

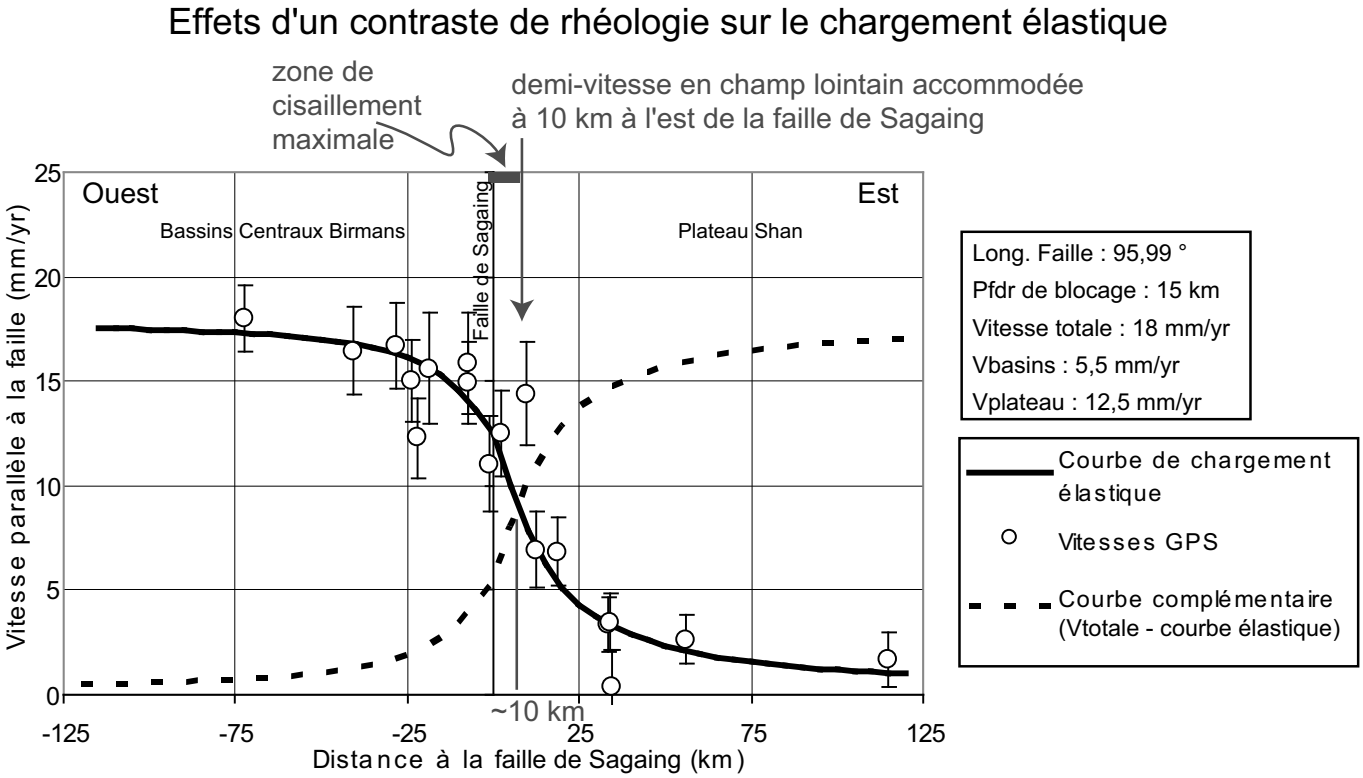


FIG. 6.7 – *Solution couplée avec inversion pour une vitesse différente de part et d'autre de la faille. La profondeur de blocage est la même pour chaque côté et fixée à 13 km. Les vitesses en revanche, sont autorisées à être différentes de chaque côté de la faille (zone de bassin ou de plateau) avec pour condition que la somme des deux demi-vitesses soit égale à 18 mm/an, la vitesse en champ lointain accommodée sur la faille de Sagaing (figure 6.5). La somme des résidus entre les vitesses mesurées et les vitesses modélisées est minimisée de chaque côté. En plus de la courbe de chargement élastique obtenue (courbe en trait plein), la courbe complémentaire est représentée. Ceci illustre que l'endroit où la moitié de la vitesse en champ lointain est accommodée est décalé à environ 10 km à l'est de la faille de Sagaing.*

La seconde option est de considérer que l'asymétrie observée dans le chargement élastique peut refléter un contraste de rhéologie de part et d'autre de la faille. Une telle asymétrie a été observée sur la faille Nord Anatolienne dans la mer de Marmara, et Le Pichon et al. (2003) ont modélisé cette asymétrie rhéologique comme une différence de déformation élastique de chaque côté de la faille, reflétant la variation du module élastique E.
La faille de Sagaing est localisée à la limite entre les Bassins Centraux Birmans et le Plateau Shan. Les bassins sont composés d'une croûte basique fine recouverte de sédiments et le plateau, d'une croûte quartzo-feldspathique épaisse. Ces deux unités géologiques ont donc une composition, une épaisseur et un gradient thermique différents impliquant certainement une différence de rhéologie difficile à appréhender a priori, faute de données géophysiques dans la région (gravimétrie, flux de chaleur, imagerie de la lithosphère...).
J'ai donc suivi l'approche de Le Pichon et al. (2003) pour tenter de comprendre les effets de cette

éventuelle variation du module élastique sur le chargement intersismique de la faille de Sagaing. Sur la figure 6.5, la courbe de chargement élastique est décalée à l'est de la faille. Si cette asymétrie reflète une différence du module élastique E de part et d'autre de la faille, le compartiment est doit être moins rigide que le compartiment ouest. Dans l'hypothèse extrême où la partie ouest serait infiniment rigide, le bloc est devrait accommoder la totalité de la déformation élastique.
La déformation élastique est inversement proportionnelle au module élastique E. Pour modéliser un contraste de rigidité entre l'est et l'ouest, chacun des blocs est autorisé à accommoder une vitesse de glissement différente.

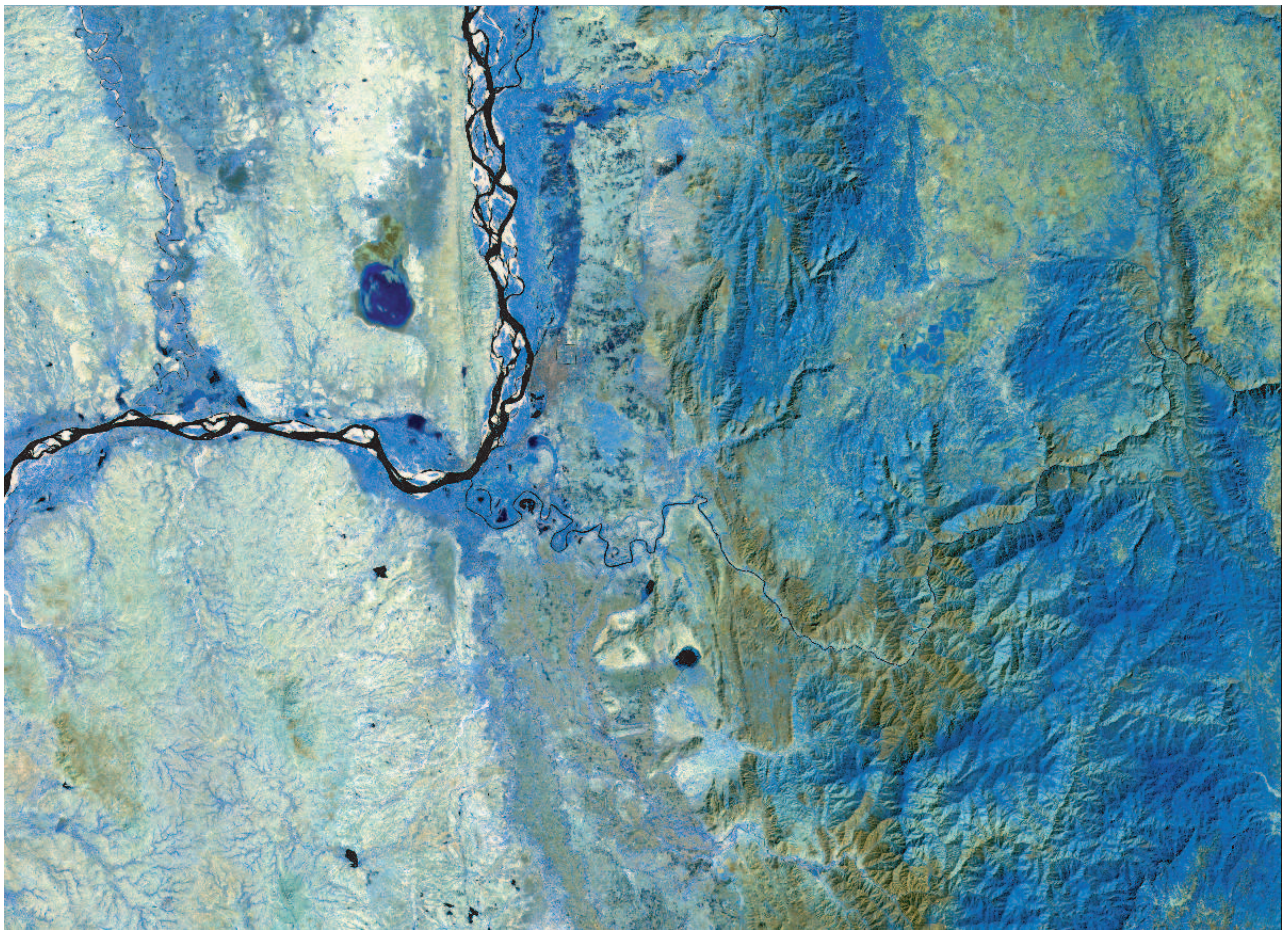
Pour chercher la distribution asymétrique de déformation élastique s'ajustant au mieux aux données, j'ai utilisé les paramètres suivants:

- La position de la dislocation verticale N-S modélisée est fixée sur la trace de la faille de Sagaing à 95.99°.
- La profondeur de blocage est fixée à la valeur trouvée pour une inversion sans contraste rhéologique (figure 6.5) à 15 km.
- Les vitesses de glissement des blocs est et ouest sont autorisées à prendre des valeurs différentes de façon à ce qu'elles minimisent au mieux les données. La condition imposée est que la somme des deux vitesses soit égale à la vitesse totale en champ lointain de 18 mm/an.

La somme des résidus entre les vitesses modélisées et les vitesses mesurées est minimisée de chaque côté.
La figure 6.7 représente la courbe de chargement élastique modélisée, ainsi que sa courbe complémentaire. L'ajustement est assez bon (écart moyen de ∼1 mm/an, sans doute dû aux variations N-S dans les données). Les données sont au mieux modélisées lorsque le glissement à l'est est de 12.5 mm/an, tandis qu'il est deux fois plus faible pour le bloc ouest. Ceci implique que le module élastique équivalent (ce qui revient à la rigidité) est deux fois plus grand à l'ouest qu'à l'est. De plus, la courbe de vitesses élastiques modélisées n'accommode pas la moitié de la vitesse en champ lointain (soit 9 mm/an) sur la faille, mais environ 10 km à l'est de celle-ci. Ceci explique pourquoi une inversion avec des paramètres élastiques homogènes décale la dislocation d'une dizaine de km à l'est. De même, la zone de cisaillement maximum n'est pas attendue sur la faille mais également située à l'est de celle-ci.
D'après ce modèle, le plateau accommode donc 2/3 de la déformation élastique tandis que les bassins en prennent seulement 1/3. Ceci implique que la croûte étirée des Bassins centraux Birmans est deux fois plus rigide que la croûte épaissie du Plateau Shan, ce qui peut sembler surprenant à première vue. Toutefois, en tenant compte de la composition quartzo-feldspathique de la croûte du plateau, sa teneur en éléments radiogéniques est plus importante que celle de la croûte basique des bassins. De plus, les bassins se sont ouvert à l'éocène (∼40 Ma) et ont donc eu le temps de se rééquilibrer thermiquement. Autrement dit, la croûte mafique froide des Bassins Centraux Birmans peut se comporter comme un corps rigide en comparaison à la croûte continentale chauffée radiogéniquement du Plateau Shan.

6.2.3.3 Connection avec le Shan Scarp

Une troisième option est de considérer qu'il existe un transfert du mouvement entre la faille de Sagaing et le Shan Scarp. Une description détaillée des deux structures et de leurs relations a été faite dans les sections 2.5 et 2.4.2. Dans cette zone, le Shan Scarp se connecte à une série de failles normales ENE-WSW (Fig. 6.8). La relation structurale entre ces failles normales et la faille de Sagaing n'est pas claire sur l'imagerie satellitaire. On peut considérer aussi bien que la



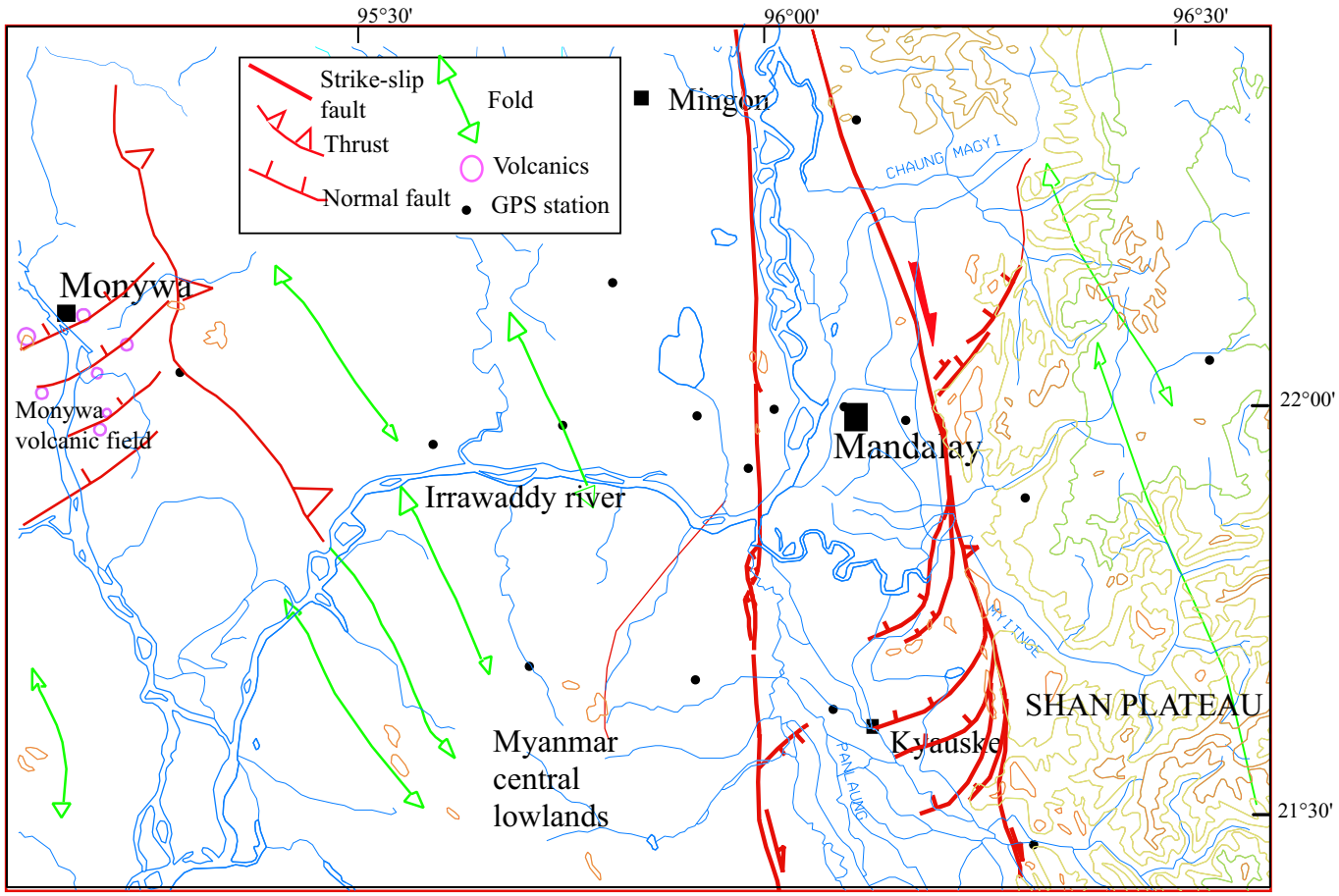


FIG. 6.8 – *Interprétation structurale de la zone de failles de Sagaing fault et du Shan Scarp à partir d'images Landsat TM et SPOT dans la région de Mandalay.*

faille de Sagaing recoupe linéairement ces failles préexistantes ou que la faille de Sagaing et le Shan Scarp sont connectés par ces failles normales en formant une zone de pull-apart.
Dans l'hypothèse où les deux structures sont connectées et actives simultanément, on peut envisager une structure tridimensionnelle complexe et un éventuel transfert local du mouvement d'une structure à l'autre. Ainsi, le décalage du profil élastique à l'est de la faille de Sagaing (figure 6.5) pourrait être expliqué par une activité du Shan Scarp dans la région de Mandalay. Etant donné que cette zone présente une lacune de sismicité, il est difficile de déterminer quelle est la structure active. Au sud, la sismicité montre que la faille de Sagaing est active et le mouvement pourrait être transféré à la faille de Sagaing au sud par le biais du pull-apart formé par les failles normales. De plus, dans l'hypothèse où le Shan scarp est actif dans la région de Mandalay, la légère variation N-S observée dans les vitesses et la diminution vers le sud de profondeur de blocage induite peut être expliquée par un passage progressif de la déformation élastique depuis le Shan Scarp au nord vers la faille de Sagaing au sud, via une zone de relais extensive.
Toutefois la faille de Sagaing est une faille très linéaire sur les images satellites et il semble surprenant d'envisager une inactivité de cette faille dans sa partie centrale.

6.2.4 Conclusion

Le réseau local installé à travers la faille de Sagaing et la faille du Shan Scarp dans la région de Mandalay nous informe sur le comportement intersismique de ces derniers. Ce système de failles accommode 18 mm/an en décrochement dextre. On peut le modéliser comme un faille bloquée à 15 km de profondeur, mais la dislocation élastique n'est pas centrée sur la faille de Sagaing. Un pendage de la faille de Sagaing, une hétérogénéité longitudinale des propriétés élastiques de la croûte ou une activité du Shan Scarp pourraient expliquer ce décalage. Toutefois il est difficile de discriminer entre ces différentes hypothèses. Des mesures de micro-sismicité permettraient de discriminer laquelle des deux structures (Sagaing ou Shan Scarp) est active. Une troisième campagne de mesures GPS permettrait d'accroître la précision de nos données et une extension du réseau nous informerait sur le variations latitudinales de vitesses.

Chapitre 7

Relation cinématique avec la Syntaxe Est Himalayenne

Sommaire

7.1 Problématique 163
7.2 Méthode suivie pour la modélisation cinématique 164
7.2.1 Principe général 164
7.2.2 Modèle "global": méthode et résultats 164
7.2.2.1 Procédure suivie 164
7.2.2.2 Mise en référence 164
7.2.2.3 Pôles de rotation pour les paires de plaques 165
7.2.3 Modèle régional: méthode et contraintes appliquées 165
7.2.3.1 Procédure suivie 165
7.2.3.2 Méthode d'interpolation des vitesses et des tenseurs de déformation 166
7.2.3.3 Modèle homogène et facilement déformable 166
7.2.3.4 Modèles peu déformables et faillés 166
7.2.3.5 Ajout de contraintes géologiques pour les vitesses de déformation 167
7.3 Analyse des résultats préliminaires obtenus pour les modèles régionaux 167
7.3.1 Champ de vitesse 167
7.3.1.1 Le champ de vitesses dans le référenciel Indien 169
7.3.1.2 Le champ de vitesses dans le référenciel Sonde 169
7.3.2 Champ de déformation 170
7.3.2.1 Influence de l'introduction de vitesses imposées sur la déformation 170
7.3.2.2 Déformation dilatante versus cisaillement 172

Les modèles cinématiques présentés dans ce chapitre sont issus d'un travail en cours réalisé en collaboration avec Corné Kreemer (Collège de France).

7.1 Problématique

Au nord, les structures birmanes se connectent à la Syntaxe Est Himalayenne. La relation entre les deux systèmes et leurs interactions éventuelles sont encore mal connues.
Il est donc intéressant de combiner les études géodésiques indiennes (Paul et al., 2001), chinoises (Wang et al., 2001; Chen et al., 2000) qui contraignent la déformation du Tibet, de la Syntaxe

et le mouvement en Chine du sud avec les résultats précis sur le mouvement relatif Inde-Sonde (Socquet et al., subm) présentés dans le chapitre 5. L'objectif est de connaître la limite nord du bloc de la Sonde, son mouvement relatif avec la Chine du Sud, et d'accéder à la cinématique de la zone Yunnan-Myanmar septentrional, où la géologie de terrain a mis en évidence une déformation complexe assurant la transition entre le système Syntaxe et le système extensif à l'est de la faille de Sagaing (Socquet and Pubellier, 2004, chapitre 3).
Dans cette optique, un modèle cinématique a été réalisé pour mettre les différentes études géodésiques dans un système de référence commun, et obtenir un champ de vitesses et des tenseurs de déformation interpolés pour la zone d'intérêt. Ce modèle n'a absolument aucune prétention mécanique. C'est simplement un bon moyen pour combiner des champs de vitesses de sources différentes et pour interpoler la vitesse et les tenseurs de déformation en tout point du modèle. Il permet également de tester si les géométries de failles connues permettent d'accommoder la déformation découlant des vitesses.

7.2 Méthode suivie pour la modélisation cinématique

7.2.1 Principe général

Le principe du modèle est de mettre les vitesses de chaque étude géodésique dans un système de référence commun et d'interpoler un champ de vitesses. La méthode est basée sur les minimisations simultanées:

- des résidus entre les vitesses des différentes études utilisées et les vitesses interpolées
- des tenseurs de déformation interpolés.

Ainsi, le champ de vitesses modélisé est continu.
Avant de réaliser les modèles cinématiques régionaux qui intéressent notre problème, il est nécessaire de réaliser un modèle "global" afin d'obtenir un système de référence commun aux différentes études et de calculer les pôles de rotation relatifs entre les plaques.
Ensuite, des modèles régionaux seront effectués en utilisant ces paramètres pour étudier la déformation plus en détail.

7.2.2 Modèle "global": méthode et résultats

7.2.2.1 Procédure suivie

Dans un premier temps, les données qui intéressent notre problème (Paul et al., 2001; Chen et al., 2000; Socquet et al., subm; Wang et al., 2001; Yu et al., 1999; Shen et al., 2000), ainsi que des données sur la Thaïlande mises à disposition par des géodésiens japonais, et complétées par les vitesses de 175 stations IGS (Lavallée and al., 2001; Zumberge and Liu, 2001), ont été combinées dans un modèle global. Ce modèle considère des plaques rigides séparées par des zones déformables dont les limites sont définies dans Kreemer et al. (2003). Le modèle place les études géodésiques dans un système de référence commun, calcule des pôles de rotation pour chaque paire de plaques et calcule un champ de tenseurs de déformation interpolé pour les zones de limites de plaques. La méthodologie adoptée pour estimer un modèle global de taux de déformation et de vitesses est présentée en détails dans Kreemer et al. (2000); Holt et al. (2000); Kreemer and Holt (2001); Kreemer et al. (2003).

7.2.2.2 Mise en référence

Pour placer les différentes études géodésiques dans le même système de référence, une rotation rigide est appliquée à chaque étude de façon à minimiser l'écart entre les vitesses géodésiques et

le champ de vitesses modélisé dans le même temps.
Le fait de supposer que seule une rotation rigide peut mettre plusieurs études dans le même système de référence n'est pas totalement correct puisqu'il faudrait pour cela appliquer une transformation de Helmert à 6 paramètres et ainsi prendre en compte une éventuelle translation de l'origine du système (voir section 4.2.3.2). Toutefois, lorsque l'on combine des études placées dans des ITRF différents, l'origine du système est supposée être la même au premier ordre. Ainsi, une rotation rigide peut être appliquée aux vecteurs de chaque étude individuelle afin que le champ de vitesse modélisés soit ajusté au mieux aux vecteurs mesurés et tournés dans un système de référence commun.

7.2.2.3 Pôles de rotation pour les paires de plaques

Le modèle calcule des pôles de rotation eulériens pour la majorité des paires de plaques en utilisant les stations situées sur la partie rigide définissant chaque plaque. Dans le modèle effectué pour mettre en référence les études régionales qui nous intéressent et qui englobent principalement des données en Asie du Sud-Est pour les plaques Inde, Chine du Sud et Sonde (plus quelques stations IGS réparties dans le monde incluses dans les traitements), l'ajout des vitesses de 175 stations IGS permet de définir les plaques et le champ de vitesses ailleurs que dans la zone d'étude. Ainsi, les pôles eulériens entre l'Inde, l'Eurasie, la Chine du Sud, l'Australie et la Sonde sont obtenus. La plaque Indienne sera ensuite utilisée comme référence dans les modèles régionaux. Le tableau 7.1 indique les pôles obtenus pour ces plaques par rapport à l'Eurasie.

Plate	Lat	Long	Rate (°/Myr)
India	26.735	13.892	0.389
Sunda	21.620	-70.894	0.117
South China	50.872	128.183	0.176
Australia	11.359	45.840	0.656

TAB. 7.1 – *Rotation des plaques de Sud Est asiatique par rapport à l'Eurasie*

Les pôles obtenus sont marginalement compatibles avec ceux déduits directement depuis les vitesses géodésiques, notamment pour l'Inde par rapport à l'Eurasie. En revanche le pôle Sonde-Eurasie ne peut pas être comparé directement car il ne s'agit pas de la même plaque Eurasie. Le pôle décrivant le mouvement relatif entre l'Inde et la Sonde est :

Lon	Lat	°/Myr
20.408	31.684	-0.378

Ce pôle est très proche de celui directement déduit des vitesses géodésiques puisqu'il prédit des vitesses identiques à ±1 mm/an près, à la frontière entre ces plaques le long de la fosse Arakan.

7.2.3 Modèle régional: méthode et contraintes appliquées

7.2.3.1 Procédure suivie

Par la suite différents modèles régionaux ont été réalisés avec les données de Paul et al. (2001); Chen et al. (2000); Socquet et al. (subm); Wang et al. (2001) ainsi que des données sur la Thaïlande mises à disposition par des géodésiens japonais.
Les différentes études sont mises dans un système de référence commun en utilisant les paramètres calculés dans le modèle "global". La rotation eulérienne calculée pour se mettre dans le référenciel Indien est également utilisée. Une seule plaque rigide est définie dans ce modèle : la plaque Indienne qui sert de référence. Les autres zones sont autorisées à se déformer. Le taux de

déformation autorisé peut varier d'un modèle à l'autre.

7.2.3.2 Méthode d'interpolation des vitesses et des tenseurs de déformation

Dans les zones de limites de plaques, le champ de vitesse est supposé continu. Ceci est une approximation raisonnable lorsque l'on considère une déformation de large échelle pour des zones significativement plus étendues que l'épaisseur de la couche élastique cassante (England and McKenzie, 1982). Le modèle est basé sur un ajustement par moindres carrés entre le modèle et les vitesses géodésiques, simultanément avec une minimisation du tenseur de déformation. Les vitesses et les tenseurs de déformation sont interpolés dans le même temps, par splines bicubiques, sur une Terre sphérique en suivant la méthode de Haines and Holt (1993). On obtient ainsi une vitesse et un tenseur de déformation pour chaque élément du modèle, c'est-à-dire pour chaque rectangle de la grille ($0.25° \times 0.25°$), ce qui correspond à une résolution de 25 km environ.

7.2.3.3 Modèle homogène et facilement déformable

Dans un premier modèle simple, la zone déformable est homogène et assez molle (elle est autorisée à accommoder jusqu'à 15 mm/an de déformation en tout point).
Ce premier modèle n'est pas interprété comme tel car il n'est évidemment pas réaliste, mais il permet toutefois de vérifier que le champ de vitesses modélisé s'ajuste bien sur les vitesses géodésiques. Toutefois, certaines vitesses géodésiques comportent des erreurs, et le milieu étant autorisé à se déformer énormément, le modèle s'ajuste parfaitement aux données, mais est irréaliste, ce qui apparaît particulièrement bien lorsque l'on considère les tenseurs de déformation.

7.2.3.4 Modèles peu déformables et faillés

Par la suite, une série de modèles plus complexes sont réalisés. Dans tous ces modèles, la plaque Indienne est rigide, tandis que le reste du modèle peut se déformer à des taux que l'on peut paramétrer. Un jeu de failles a été introduit. Les failles asiatiques sont une compilation de différentes références bibliographiques (Wang and Burchfiel, 1997; Wang et al., 1998, 2000; Tapponnier and Molnar, 1977, 1979; Molnar and Tapponnier, 1978; Replumaz, 1999; Meyer et al., 1998; Van der Woerd et al., 2000, 2001; Van Der Woerd et al., 2002; England and Molnar, 1997a,b) mais aussi des études structurales effectuées au Yunnan Occidental (Socquet and Pubellier, 2004) et en Birmanie (Vigny et al., 2003; Nielsen et al., subm, Rangin, en préparation). Pour chaque faille, un jeu normal, inverse, décrochant dextre ou sénestre ou encore en transpression est défini. Les zones sans failles sont autorisées à se déformer très faiblement (1 mm/an) tandis que les zones faillées sont autorisées à se déformer davantage, à un taux paramétrable.

Failles de déformabilité homogène

Pour un premier test, les zones sans failles sont autorisées à se déformer très faiblement (1 mm/an) et les zones faillées sont autorisées à se déformer jusqu'à 25 mm/an. Sur les failles, un chargement élastique qui déforme une bande d'une largeur dépendant de la profondeur de blocage est généralement observé. Pour prendre en compte ce phénomène, le taux de déformation autorisé sur les failles est étendu à une bande d'une largeur pouvant varier. Le taux de déformation autorisé décroît lorsque l'on s'éloigne de la trace de la faille en suivant une loi gaussienne. Dans cette première série de modèles, toutes les failles ont la même "déformabilité", mais on fait varier la largeur de lissage ($\sim$ 50-100 km). La variation de cette largeur de lissage va permettre de localiser plus ou moins la déformation sur les zones de failles. De plus, plus la zone

de déformation est large (i.e. plus le lissage est fait sur une large bande), plus les zones sans failles en seront affectées et déformables et plus il sera facile d'ajuster les vitesses modélisées aux vitesses géodésiques. Toutefois, en utilisant une bande de lissage très large, cela revient à autoriser un important taux de déformation partout dans le modèle, ce qui est irréaliste (c'est en fait équivalent au cas mou et homogène, voir section 7.2.3.3).

Failles de déformabilité hétérogène

Dans un second temps, certaines failles seront considérées comme pouvant accommoder davantage de déformation (les structures majeures comme le MFT, les failles de Kunlun, de Xianshuihe ou de Sagaing) que d'autres (les failles mineures). Cette étape permet ainsi de minimiser la déformation autorisée dans des endroits faillés et où des tremblements de Terre ont été documentés mais où le mouvement est faible.

7.2.3.5 Ajout de contraintes géologiques pour les vitesses de déformation

Enfin dans un dernier temps, certaines failles dont la vitesse est bien connue sont forcées à leur vitesse de glissement (tableau 7.2). Ainsi, la vitesse de glissement donnée pour ces failles est convertie en taux de déformation, et on réalise une inversion combinée pour minimiser les résidus entre les données te le modèle pour les vitesses ainsi que pour les taux de déformation. Les autres failles seront laissées à leur "déformabilité" antérieure. Une fois encore, on peut faire varier la largeur de lissage.

Faille	Vitesse (mm/an)	Référence
Main Frontal Thrust	21 ± 5	Larson et al. (1999)
Kunlun	12.5 ± 2.5	Van der Woerd et al. (2000)
Xianshuihe	15 ± 10	Burchfiel et al. (1996)
Sagaing	18 ± 5	Vigny et al. (2003)
Longmen Shan	2.5 ± 2.5	Burchfiel et al. (1996)
Shillong	3 ± 3	England and Molnar (1997b)
Dien Bien Phu	3 ± 3	England and Molnar (1997b)

TAB. 7.2 – *Vitesses et barres d'erreurs fixées pour certaines failles dans le modèle à vitesses imposées*

7.3 Analyse des résultats préliminaires obtenus pour les modèles régionaux

7.3.1 Champ de vitesse

Quel que soit le modèle réalisé, le champ de vitesses obtenu est équivalent en première approximation. Les champs de vitesses montrés dans la figure 7.1 sont représentés par rapport à l'Inde et par rapport à la Sonde. Le passage de l'un à l'autre est simplement obtenu en appliquant le pôle eulérien calculé lors du modèle "global".

En analysant attentivement les champs de vitesses, et notamment la qualité de l'ajustement du modèle de vitesses interpolées par rapport aux données géodésiques, on s'aperçoit des différences notables pour certaines stations GPS. Les vecteurs mesurés sur lesquels le modèle à le plus de mal à s'ajuster sont situées dans la Syntaxe Est Himalayenne. Ce sont des données chinoises de Wang et al. (2001). Ces données présentent des incertitudes très importantes, liées au traitement

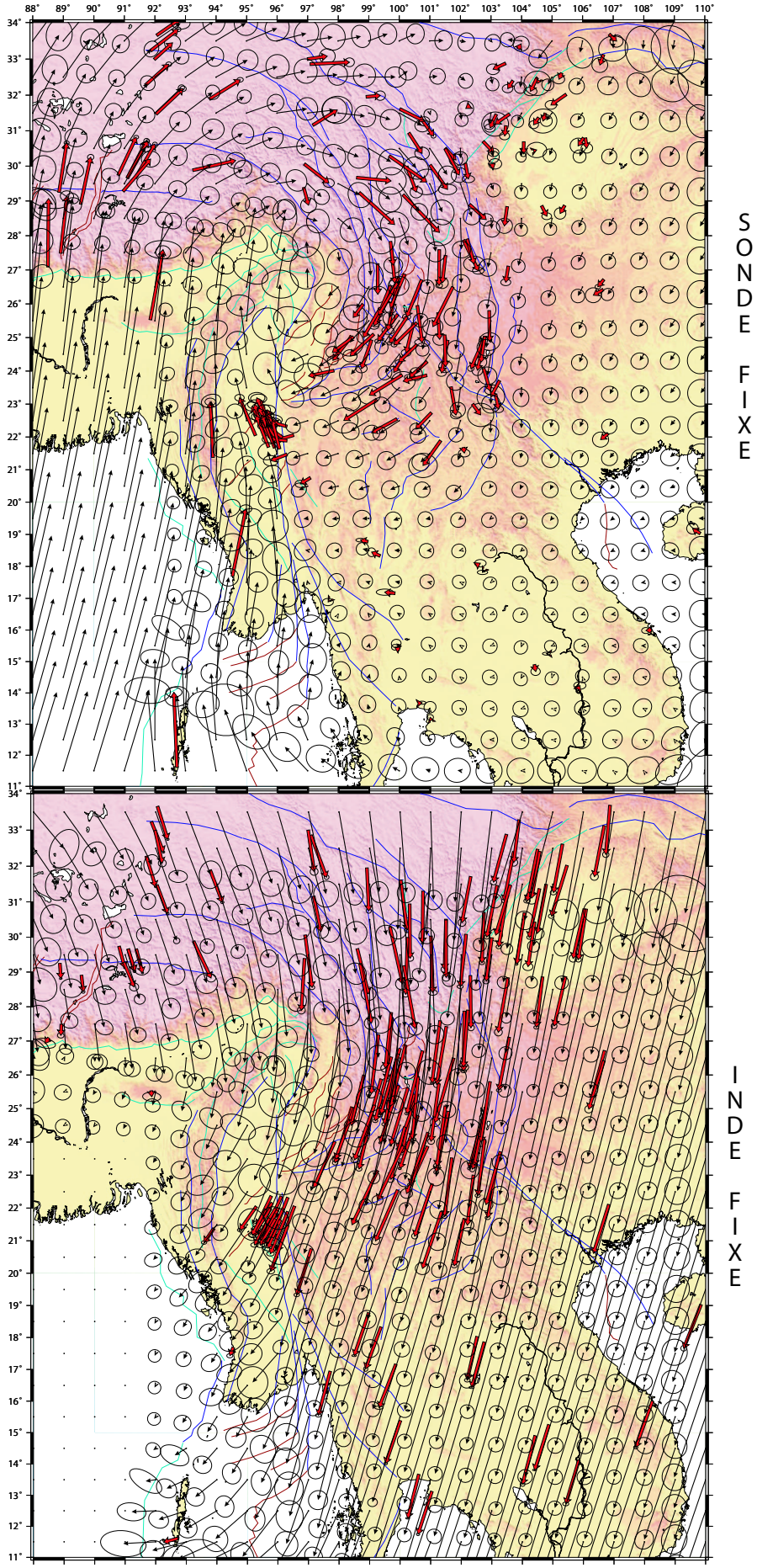


FIG. 7.1 – *Vitesses modélisées par rapport au bloc de la Sonde (haut) et à l'Inde (bas). Les flèches rouges sont les vitesses géodésiques et les noires sont les vitesses modélisées. Les failles sont représentées sur ce modèle : les rouges ont un jeu normal, celles de couleur bleu turquoise sont des chevauchements et celles de couleur bleu marine jouent en décrochement avec pour certaines une composante en trans-pression.*

et à la mesure des données GPS, et le champ de vitesses est à considérer au premier ordre. Aucune analyse de détail ne peut être effectuée en se basant sur ces données. C'est pourquoi on peut considérer que le modèle de vitesses interpolées est juste au premier ordre dans cette zone, et qu'il n'est pas nécessaire de se formaliser de certains mauvais ajustements sur les données.

7.3.1.1 Le champ de vitesses dans le référenciel Indien

La carte du bas (figure 7.1) représente les vitesses géodésiques (en rouge) et les vitesses interpolées (en noir) par rapport à l'Inde. La plaque Indienne rigide exhibe des vitesses nulles. Sa limite septentrionale est le Main Frontal Thrust qui accommode une part importante de la déformation en chevauchement ($\sim$ 20 mm/an). Les vitesses au Tibet s'accroissent ensuite progressivement et sont orientée SSE. En Chine du Sud, en revanche, les vitesses sont orientées SSW, et l'orientation des vitesses entre ces deux zones varie progressivement. Ainsi la zone de la Syntaxe Est Himalayenne voit des vitesses réparties en éventail, et semble agir comme un "goulot d'étranglement". Les vitesses orientées vers le sud au nord de la Syntaxe subissent, plus au sud, une rotation pour venir s'aligner sur l'orientation SSW du mouvement de la Sonde par rapport à l'Inde. Les vitesses en Chine du Sud et sur le bloc de la Sonde ont la même orientation et le passage d'une plaque à l'autre semble se faire de façon continue. En Birmanie, lorsque l'on traverse la faille de Sagaing, la norme des vitesses diminue et elles se réorientent à cause du mouvement décrochant dextre à $\sim$ 20 mm/an sur cette faille. Ainsi, dans les Bassins Centraux Birmans la vitesse est orientée SW et sa norme est plus petite. Enfin, en traversant la chaîne de l'Arakan, les vitesses redeviennent quasiment nulle : nous sommes sur la plaque indienne. Il est intéressant de noter une nette variation d'azimuth entre le nord et le sud de cette chaîne indo-birmane, aussi bien pour les vitesses modélisées que pour celle mesurées. Au nord, la vitesse est SSW puis elle évolue SW entre les latitudes 24° et 16°, pour finir de direction est à l'extrémité méridionale, au niveau des îles Andaman-Nicobar. Toutefois cette information doit être considérée avec parcimonie étant donné l'espacement des données géodésiques.
Il apparaît donc que:

La Syntaxe Est Himalayenne agit comme un goulot d'étranglement entre les blocs du Tibet et de Chine du Sud.

La convergence oblique entre l'Inde et la Sonde est accommodée de puis la mer d'Andaman jusqu'en Birmanie par une décroissance et une réorientation des vitesses, la majeure partie déformation étant prise le long de deux systèmes principaux: la faille de Sagaing - rift d'Andaman à l'est et la chaîne indo-birmane - fosse Andaman à l'ouest.

Le mouvement relatif Sonde / Chine du sud ne crée pas de réorientation ni de différence de norme brusques des vitesses à la frontière entre ces deux blocs, ce qui implique un mouvement faible sur la faille du Fleuve Rouge, au moins dans sa partie orientale.

7.3.1.2 Le champ de vitesses dans le référenciel Sonde

La carte du haut représente les vitesses par rapport à la Sonde. L'Inde monte vers le NNE. Au Tibet les vitesses diminuent et tournent progressivement vers l'est. On assiste ensuite à une rotation spectaculaire des vitesses autour de la Syntaxe Est Himalayenne: les vitesses vont vers l'est au Tibet oriental, puis tournent vers le SE à l'ouest du bassin du Sichuan, sont orientées sud à l'est de la région des trois rivières, et enfin évoluent SW puis WSW au Yunnan Occidental. Cette composante ouest se propage aux stations du réseau de Mandalay (faille de Sagaing), dont la composante nord croît par ailleurs d'est en ouest. Ainsi, dans les Bassins Centraux Birmans, les vitesses sont orientées NNW et elles tournent progressivement pour finir NNE sur la plaque indienne.

A l'est du système Syntaxe, les vitesses en Chine du Sud ont une faible composante S par rapport à la Sonde. D'après les pôles issus du modèle global, la vitesse en Chine du Sud devrait être théoriquement 5 mm/an orientée N170°, mais le modèle régional étant moins étendu à l'est, il a moins de contraintes sur ce bloc et on n'observe visiblement pas sa partie rigide. Toutefois, il reste intéressant de noter que le passage d'une plaque à l'autre semble se faire de façon progressive sans déplacement significatif le long de la faille du fleuve rouge. La limite nord du bloc de la Sonde se situe donc dans la péninsule indochinoise. A l'est de la péninsule, il n'y a pas de vitesse significative jusqu'à la faille du Fleuve Rouge (voire au-delà?). A l'ouest de la péninsule, les vitesses nulles sont bordées par la faille de Sagaing à l'ouest jusqu'à 20°N. Au nord de cette latitude, des vitesses significatives vers l'WSW apparaissent et augmentent lorsque l'on va vers le nord. Il semble donc qu'au nord de 20°N, le bloc de la Sonde soit déformé par le prolongement du flux horaire qui tourne autour de la Syntaxe. Le système Syntaxe interfère donc avec le système partitionné qui accommode le mouvement relatif Inde-Sonde en mer d'Andaman et en Birmanie méridionale. Il apparaît donc que:

La Syntaxe Est Himalayenne est une zone caractérisée par une rotation rapide des vitesses dont le pôle est situé au NE de la plaine du Brahmapoutre. La limite externe de la Syntaxe est matérialisée par la faille de Xianshuihe.

La limite nord du bloc de la Sonde est une limite diffuse située au nord de la péninsule indochinoise et la faille du Fleuve Rouge ne semble pas accommoder de déformation significative, au moins dans sa partie orientale.

La faille de Sagaing peut être considérée comme la limite ouest du bloc de la Sonde jusqu'à 20°N. Plus au nord, les rotations autour de la Syntaxe interfèrent avec le mouvement décrochant sur cette faille.

7.3.2 Champ de déformation

7.3.2.1 Influence de l'introduction de vitesses imposées sur la déformation

Le second invariant de la déformation est représenté dans la figure 7.2 pour le modèle incluant des failles de déformabilité hétérogène (à gauche) et pour le modèle avec contraintes géologiques (à droite). Il est défini comme suit:

$$\sqrt{\dot{\varepsilon}_{\phi\phi}^2 + \dot{\varepsilon}_{\theta\theta}^2 + 2\dot{\varepsilon}_{\phi\theta}^2} \tag{7.1}$$

où $\dot{\varepsilon}_{\phi\phi}$, $\dot{\varepsilon}_{\theta\theta}$ et $\dot{\varepsilon}_{\phi\theta}$ sont les composantes horizontales du tenseur des vitesses de déformation.

Les trois blocs qui composent la région sont extrêmement peu déformés (en blanc dans le code de couleur): le poinçon Indien est rigide par définition, la Sonde et la Chine du Sud sont également des zones rigides en première approximation. Dans ces zones de plaques, on peut sporadiquement observer une zone où la déformation est légèrement plus importante (tâches bleues), ce qui est un artefact dû à des stations GPS proches et dont la vitesse n'est pas totalement équivalente mais dont la différence est contenue dans l'ellipse d'erreur.

Dans les deux cas présentés (i.e. avec ou sans vitesses imposées), il est net que la déformation se localise sur des zones précises: les zones de failles. En effet, la majorité des zones hors plaques sont de couleur bleue turquoise, ce qui représente de faibles déformations, et les zones jaunes, rouges ou violettes sont extrêmement localisées. On peut ainsi individualiser des structures qui accommodent une part importante de la déformation, que ce soit dans un modèle ou dans l'autre. Les deux structures les plus nettes sont la faille de Sagaing et le MFT le long desquelles le second invariant de la déformation est important. Ensuite, viennent des structures comme la faille de Xianshuihe ou la faille de l'Arakan. Le système de failles de Dali est également une zone défor-

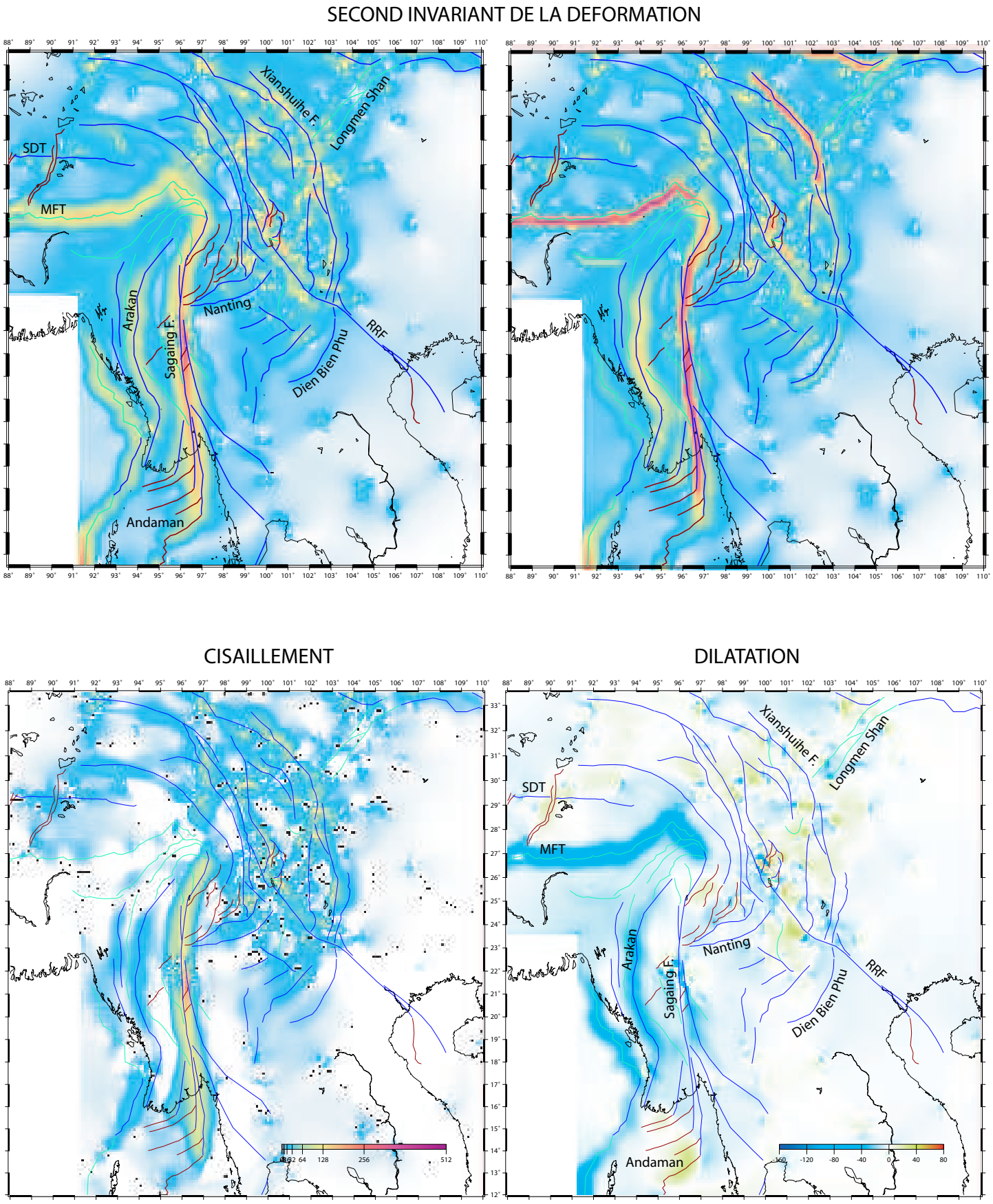


FIG. 7.2 – *Haut : Second invariant de la déformation pour le modèle incluant des failles de déformabilité hétérogène (à gauche) et pour le modèle avec des failles à vitesse imposée (à droite). Bas : Déformation en cisaillement (à gauche) et en dilatation (à droite) pour le modèle de failles de déformabilité hétérogène.*

mée.
Lorsque l'on force certaines failles à glisser à une vitesse connue, la déformation se localise davantage et une zone de déformation importante longe la faille. Cette approche peut paraître artificielle, mais est néanmoins très complémentaire des données dont on dispose avec le GPS. En effet, les données GPS ne sont pas toujours très denses au niveau des failles, ce qui implique que des gradients de vitesses importants dus à un couplage élastique autour d'une faille ne seront pas toujours échantillonnés. Le modèle aura tendance par nature à lisser ces gradients, puisqu'il part du principe de la minimisation du taux de déformation. Si l'on prend l'exemple du réseau local de Mandalay, il est remarquable que dans le modèle sans forçage de vitesse, le second invariant de la déformation est important autour de la faille de Sagaing à la latitude du réseau GPS. En revanche, dès que l'on s'éloigne du réseau, au nord ou au sud, la déformation diminue sur la faille et s'étend longitudinalement car aucun gradient de vitesses ne contraint la largeur de la zone déformée. Or une faille majeure comme la faille de Sagaing présente de fortes chances d'accommoder le même mouvement sur toute sa longueur avec une profondeur de bloquage équivalente du nord au sud. Ainsi, forcer cette faille à glisser à 18 mm/an sur toute sa longueur et autoriser une bande large de 50-100 km (ce qui correspond à la bande affectée par le chargement élastique) à se déformer est sans doute plus proche de la réalité.
Une différence importante est également observée au Népal. Là encore, de nombreuses études (Avouac et al., 2001; Bilham et al., 1997; Jouanne et al., 1999; Larson et al., 1999) ont montré que le MFT était intersismiquement bloqué et qu'il accommodait près de 21 mm/an dans l'Himalaya oriental. Forcer cette discontinuité majeure à ce taux de déplacement est donc cohérent. On observe le même type de variation sur la faille de Xianshuihe. Le fait de forcer cette faille à sa vitesse de 15 mm/an dans sa partie Nord de change en rien la façon dont la déformation est propagée à sa terminaison sud dans la région de Kunming.

7.3.2.2 Déformation dilatante versus cisaillement

La figure 7.2 en bas représente la déformation cisaillante (à gauche) et la déformation dilatante (à droite) pour le modèle non forcé.
La déformation cisaillante et la déformation dilatante sont localisées le long de failles différentes. Dans l'Himalaya, le MFT accommode la déformation compressive, et plus au nord, les graben N-S du Tibet sont bien activés en failles normales.
Les failles courbes de la Syntaxe Est Himalayenne accommodent la rotation par des décrochements, ce qui induit des extensions ou des compressions localisées, dans la zones de failles de Dali par exemple.
En Birmanie, la faille de Sagaing se déforme en décrochement pur, une faible déformation en raccourcissement étant prise sur le Shan Scarp. Les composantes résiduelles en décrochement et compression sont prises sur les failles N-S de la chaîne indo-birmane. La faille qui limite les bassins et le prisme, par exemple, est autorisée à jouer en transpression, ce qu'elle fait dans sa partie centrale.
En comparant la déformation observée au Myanmar et le champ de vitesses dans le référenciel Sonde, on peut remarquer que même si le système Syntaxe s'étend en Birmanie sur la faille de Sagaing, celle-ci n'en reste pas moins purement décrochante sur toute sa longueur. Les vitesses WSW observées dans la région du triangle d'or par rapport à la Sonde, sont accommodées par cisaillement sénestre. La mise en évidence de cette interaction entre la Syntaxe et la faille de Sagaing pose la question de l'évolution du système. La faille de Sagaing est-elle courbée sous l'action du flux de matière arrivant de la Syntaxe? Si c'est le cas, depuis quand ce système est-il

actif et quelle courbure a-t-il induite sur les structures birmanes? Par quel mécanisme la faille de Sagaing parvient-elle à continuer à accommoder le mouvement en décrochement (abandon de branches obliques à cause de la courbure et activation de nouveaux segments de failles)? Toutes ces questions nous ramènent donc à l'évolution de la déformation dans la Zone de Cisaillement Est Indienne.

Le champ de vitesses déduit du GPS représente le champ actuel et il est difficile de dire si on peut l'extrapoler au passé. Si l'on considère que le mouvement GPS peu être extrapolé au passé on pourrait comparer aux reconstructions effectuées sur la région affectée par la collision Inde Asie entre 0 et 5 Ma par Replumaz and Tapponnier (2003). Ces auteurs se basent sur les vitesses de glissement holocènes sur les failles pour leurs reconstructions. Ils comparent leurs résultats à la cinématique déduite du GPS. Pour le bloc de la Sonde, par exemple, ces auteurs obtiennent un champ de vitesses totalement différent de celui dérivé du GPS (à peu près perpendiculaire partout!), alors qu'ailleurs il existe des similitudes entre les deux. Ceci implique donc que soit l'une ou l'autre des deux approches manque de contraintes en entrée.

Bilan et perspectives

L'objectif de cette thèse était de comprendre la façon dont est accommodé le mouvement relatif entre les blocs Inde et Sonde à l'actuel et d'appréhender l'évolution de la déformation de la Zone de Cisaillement Est-Indienne depuis le cénozoïque.

Cinématique actuelle de la frontière Inde-Sonde

Actuellement, l'Inde glisse contre le bloc de la Sonde situé à l'est de cette plaque.

Rotations rigides des plaques

Sur la base de mes résultats géodésiques, j'ai pu raffiner un pôle de rotation pour chacune de ces deux plaques. Ces pôles indiquent :

Un mouvement de l'Inde par rapport à l'Eurasie plus lent de quelques mm/an par rapport à la dernière étude géodésique (Paul et al., 2001).

Un mouvement de la Sonde individualisé, non seulement par rapport à l'Eurasie mais aussi par rapport au bloc Chine du Sud, qui ajoute une composante millimétrique vers le nord par rapport au mouvement de la Sonde déterminé par les études précédentes (Chamot-Rooke and Le Pichon, 1999; Simons et al., 1999; Michel et al., 2001).

Un mouvement relatif entre l'Inde et la Sonde défini par le pôle suivant: 20.2° N, 26.1° E, 0.370 °/Ma, qui prédit un mouvement à la frontière entre ces blocs de 35 mm/an avec un azimut N 11° à la latitude 22°N, et de 36 mm/an avec un azimut N 14° à la latitude 17°N.

Rigidité versus déformation des plaques

Ces plaques sont rigides en première approximation.

L'Inde est un craton très rigide et sa limite septentrionale est matérialisée par le MFT qui la sépare de la chaîne Himalayenne sous laquelle elle passe en subduction. La considération simultanée du mouvement de l'Inde et de sa déformation aux bordures, contrairement aux études géodésiques précédentes (Bilham et al., 1997; Jouanne et al., 1999; Larson et al., 1999; Avouac et al., 2001; Paul et al., 2001), indique que l'Inde est rigide jusqu'au Népal méridional et que cette plaque ne semble pas absorber de convergence significative au Sud du MFT, même par déformation élastique.

Le bloc de la Sonde est une plaque formée par un cœur rigide (péninsule malaise, Bornéo et sud de l'Indochine). Par contre, cette plaque montre une déformation relativement importante aux bordures :

Au sud-ouest de la plaque, le long de la subduction de la Sonde, les îles indonésiennes sont affectées par de la déformation élastique liée au couplage sur la zone de subduction ainsi

que par du partitionnement (dextre à Sumatra (Genrich et al., 2000; McCaffrey et al., 2000; Prawirodirdjo et al., 1997) et probablement sénestre à Java).

A l'est, la Sonde est bordée par l'archipel de Sulawesi où une tectonique d'extrusion, accommodée par la rotation rapide de micro-blocs, a été mise en évidence (Walpersdorf et al., 1998; Rangin et al., 1999; Simons et al., 2000; Kreemer et al., 2000). Ce système semble s'étendre à l'île de Bornéo en lui transmettant une faible rotation anti-horaire par rapport à la Sonde et en déformant sa marge orientale.

Au nord, la limite Sonde - Chine du Sud est diffuse. Ainsi, la faille du Fleuve Rouge, classiquement considérée comme la limite entre ces blocs, ne semble pas localiser la déformation.

Accommodation du mouvement Inde - Sonde en Birmanie

En Birmanie, la convergence oblique Inde - Sonde est accommodée par partitionnement le long d'accidents discrets répartis sur une bande large de 500 km environ.
La faille de Sagaing accommode les deux-tiers du décrochement dextre, soit 18 mm/an. Cette faille est intersismiquement bloquée à 15 km de profondeur, mais la dislocation élastique n'est pas centrée sur la trace géologique de la faille de Sagaing. Un pendage de la faille de Sagaing, une hétérogénéité longitudinale des propriétés élastiques de la croûte ou une activité du Shan Scarp pourraient expliquer ce décalage mais il reste prématuré de favoriser l'une de ces hypothèses.
Le tiers du décrochement restant est pris soit le long de la grande faille décrochante qui limite la chaîne de l'Arakan et les Bassins Centraux Birmans, soit le long de la fosse. La composante normale aux structures est prise en compression soit dans le prisme de l'Arakan, soit le long de la fosse.

Relation entre le système partitionné birman et la Syntaxe Est Himalayenne

Les blocs Inde, Chine du Sud et Sonde sont rigides au cœur, et la zone qui accommode les mouvements relatifs entre ces plaques est une vaste zone en déformation s'étendant depuis l'Himalaya jusqu'à la Birmanie en passant par la Syntaxe Est Himalayenne.
Les modèles cinématiques confirment:

- que la convergence oblique entre l'Inde et la Sonde peut être accommodée par partitionnement entre deux systèmes principaux : la faille de Sagaing - rift d'Andaman à l'est et la chaîne indo-birmane - fosse Andaman à l'ouest.
- que le mouvement relatif entre les blocs Sonde et Chine du Sud est accommodé par une zone de déformation diffuse ne correspondant pas strictement à la faille du Fleuve Rouge.

La Syntaxe Est Himalayenne est une zone caractérisée par une rotation des structures et une réorientation des vitesses. La limite externe de la Syntaxe est matérialisée par la faille de Xianshuihe, à l'est de laquelle se trouve le bloc Chine du Sud. Au sud, la déformation de la syntaxe s'étend au-delà de la faille du Fleuve Rouge à la partie septentrionale du bloc de la Sonde. Cette région, plus connue sous le nom de "Triangle d'Or", exhibe de faibles vitesses vers l'ouest (par rapport au cœur de la Sonde) qui s'étendent jusqu'à la faille de Sagaing et au-delà dans les Bassins Centraux Birmans. La déformation dans cette région est accommodée par décrochement sénestre le long de failles orientées NE-SW (Lacassin et al., 1998). Cependant, la faille de Sagaing est une faille purement décrochante dextre, comme l'attestent les mécanismes au foyer ainsi que le profil des vitesses GPS mesurées à travers cette faille. Cette faille pourrait s'infléchir au cours du temps sous l'action du flux horaire de matière qui tourne autour de la syntaxe.

Evolution de la déformation le long de la Zone de Cisaillement Est Indienne

Un second objectif de cette thèse était d'appréhender l'évolution de la déformation dans la Zone de Cisaillement Est Indienne.

Déformation cénozoïque

La déformation plus ancienne s'exprime à la fois sous forme de déformation ductile, qui reflète la déformation finie de la croûte inférieure, dans des massifs métamorphiques exhumés, et sous forme de déformation cassante affectant la couverture.
La déformation ductile le long du Shan Scarp s'est faite sur des plans de foliation subhorizontaux, marqués par une linéation d'étirement de direction moyenne N170° (Bertrand et al., 1999, 2001; Bertrand and Rangin, 2003). Cette déformation, qui a été datée entre 30 et 15 Ma, est associée à l'ouverture en échelon des Bassins Centraux Birmans depuis l'éocène jusqu'au miocène moyen (Rangin et al., 2002). Elle est contemporaine du décrochement sénestre sur la Zone de Cisaillement du Fleuve Rouge, datée entre ∼35 et 20 Ma (Leloup et al., 1995), qui s'exprime par une déformation ductile et un métamorphisme de haut grade dans les chaînes de la Diangcan Shan et de l'Ailao Shan. Un cisaillement ductile sénestre, qui pourrait être associé à cette phase de déformation, a également été mis en évidence le long de la chaîne de la Chong / Langchang Shan.
L'analyse de la déformation cassante au Yunnan Occidental a révélé une compression ENE à E-W associées à une extension NNW, compatible avec de la transpression sénestre le long de failles NW-SE qui décalent la chaîne de la Chong Shan et affectent des sédiments paléogènes. Cet état de contraintes pourrait donc être contemporain du cisaillement ductile sénestre mis en évidence le long de la Chong Shan et de l'Ailao / Diangcan Shan.
A la latitude de Mogok, la ceinture métamorphique qui affleure le long du Shan Scarp subit une virgation et suit une direction NE, elle continue au Yunnan Occidental, dans la région de Ruili, où la linéation est N50°, puis se connecte à la Gaoligong Shan où la foliation est verticalisée et la linéation parallèle à la chaîne, soit N-S. Entre 20 et 12 Ma, cette chaîne métamorphique de la Gaoligong Shan a été affectée par un cisaillement dextre (Wang and Burchfiel, 1997; Zhong et al., 1991). Parallèlement, un cisaillement dextre tardif, à la transition cassant-ductile, a été individualisé le long de la Chong Shan. De plus, la Chong Shan présente une forme courbe qui pourrait être expliquée par un entraînement de cette chaîne par le cisaillement dextre affectant la Gaoligong Shan, et qui inverserait par la même occasion le sens de cisaillement le long de la Chong Shan. Cette inversion du sens de cisaillement est sans doute due au déplacement de l'Inde vers le Nord.

Système actif

Le système actif dans cette zone est désormais relativement bien défini, aussi bien grâce aux études de terrain effectuées en Birmanie et au Yunnan Occidental que grâce aux résultats géodésiques et cinématiques décrits plus haut.
En Birmanie, la déformation est partitionnée entre deux systèmes principaux, l'Arakan et la faille de Sagaing. La faille de Sagaing est une faille purement décrochante dextre qui se connecte, au nord, au cœur de la Syntaxe Est Himalayenne. Le système partitionné birman interfère avec la cinématique de la Syntaxe. Le flux horaire autour du coin NE de l'Inde s'étend à l'Indochine septentrionale et à la Birmanie en semblant défléchir les failles du Fleuve Rouge et de Sagaing.

Sur le terrain, la courbure de la faille du Fleuve Rouge par le système Syntaxe est assez spectaculaire. Wang et al. (1998) ont mis en évidence une déflection de la faille de ∼60 km au sud de Kunming, à la terminaison de la faille de Xianshuihe. Au NW, dans la région de Dali, nous avons observé le même type de phénomène à une plus petite échelle. A cet endroit, une série de micro-blocs glissent le long de la faille de Chenghai et viennent emboutir la faille du Fleuve Rouge.

En revanche, la déflection de la faille de Sagaing par le flux autour de la Syntaxe ne se voit qu'à grande échelle par sa légère courbure.

La région du Yunnan Occidental assure la transition entre les décrochements birmans et la Syntaxe. La déformation active ou récente y est caractérisée par une extension WNW-ESE avec une composante de décrochement diminuant depuis le NE vers le SW. Cette région est traversée par de grandes failles décrochantes NE-SW sénestres (failles de Nanting et de Wanding) ainsi que l'attestent les mécanismes au foyer. Ces failles rejoignent la faille de Sagaing dans la région de Mogok mais ne la décalent pas. Nous proposons que la déformation soit accommodée par des rotations de micro-blocs glissant le long de ces failles décrochantes sénestres NE-SW. Ces rotations permettent de passer d'une déformation décrochante au NE à une extension dans la région de Mogok, sans décalage de la faille de Sagaing.

D'autre part, si l'on considère la forme de la ceinture métamorphique de Mogok, on observe qu'elle affleure le long des piedmonts du Shan Scarp, puis elle subit une virgation à la latitude de Mogok, continue au Yunnan Occidental selon une direction NE, puis se connecte à la chaîne N-S de la Gaoligong Shan. Cette chaîne métamorphique représente un marqueur de la déformation, et son cintrage pourrait indiquer qu'elle a été défléchie sous l'effet du flux de matière tournant autour de la Syntaxe. La co-linéarité des linéations et de la direction de la chaîne appuie cette interprétation. Toutefois, il est dangereux d'interpoler le champ de vitesses actuel, déduit du GPS, au passé étant donné qu'on ne sait pas depuis quand ce système de la Syntaxe est en place.

Bibliographie

Abercrombie, R. E., M. Antolik, and G. Ekstrom (2003). The june 2000 mw 7.9 earthquakes south of sumatra: Deformation in the india Ũ australia plate. *J. Geophys. Res. 108*(B1), 2018.

Achache, J., V. Courtillot, and Y. X. Zhou (1984). Paleogeographic and tectonic evolution of southern tibet since middle cretaceous time - new paleomagnetic data and synthesis. *Journal of Geophysical Research 89*(B12), 311–339.

Allen, C., L. Zhuoli, Q. Hong, W. Xueze, Z. Huawei, and H. Weishial (1991). Field study of a highly active fault zone: The xianshuihe fault of southwestern china. *Geol. Soc. Am. Bull. 103*, 1178Ũ 1199.

Allen, C. R., A. R. Gillespie, Y. A. Han, K. E. Sieh, B. C. Zhang, and C. N. Zhu (1984). Red river and associated faults, yunnan province, china - quaternary geology, slip rates, and seismic hazard. *Geological Society of America Bulletin 95*(6), 686–700.

Altamimi, Z. (2001). The 2000 international terrestrial reference frame (itrf2000). In *IERS Technical note*. Observatoire de Paris.

Altamimi, Z., C. Boucher, and P. Sillard (2002). New trends for the realization of the international terrestrial reference system. In *New Trends in Space Geodesy*, Volume 30 of *Advances in Space Research*, pp. 175–184. 2.

Argand, E. (1924). La tectonique de l'asie. *13 int congres*.

Avouac, J. P., L. Bollinger, J. Lave, R. Cattin, and M. Flouzat (2001). Seismic cycle in the himalayas. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a- Sciences De La Terre Et Des Planetes 333*(9), 513–529. 505DV C R ACAD SCI SER II A.

Avouac, J. P. and P. Tapponnier (1993). Kinematic model of active deformation in central-asia. *Geophysical Research Letters 20*(10), 895–898.

Barley, M. E., A. L. Pickard, K. Zaw, P. Rak, and M. G. Doyle (2003). Jurassic to miocene magmatism and metamorphism in the mogok metamorphic belt and the india-eurasia collision in myanmar. *Tectonics 22*(3), art. no.–1019.

Bellier, O., H. Bellon, M. Sebrier, Sutanto, and R. C. Maury (1999). K-ar age of the ranau tuffs: implications for the ranau caldera emplacement and slip-partitioning in sumatra (indonesia). *Tectonophysics 312*(2-4), 347–359.

Bender, F. (1983). *Geology of Burma*, Volume Beiträge zur regionalen geologie der erde. G. Borntraeger.

Bertrand, G. (1999). *Tectonique cénozoïque de l'Escarpement du Palteau Shan (Myanmar) : La collision oblique entre l'Inde et l'Asie en Birmanie*. Ph. D. thesis, Université Paris XI.

Bertrand, G. and C. Rangin (2003). Tectonics of the western margin of the shan plateau (central myanmar): implication for the india-indochina oblique convergence since the oligocene. *Journal of Asian Earth Sciences*.

Bertrand, G., C. Rangin, H. Maluski, and H. Bellon (2001). Diachronous cooling along the mogok metamorphic belt (shan scarp, myanmar): the trace of the northward migration of the indian syntaxis. *Journal of Asian Earth Sciences 19*(5), 649–659.

Bertrand, G., C. Rangin, H. Maluski, T. A. Han, M. Thein, O. Myint, W. Maw, and S. Lwin (1999). Cenozoic metamorphism along the shan scarp (myanmar): evidences for ductile shear along the sagaing fault or the northward migration of the eastern himalayan syntaxis? *Geophysical Research Letters 26*(7), 915–918.

Bertrand, G., C. Rangin, R. C. Maury, H. M. Htun, H. Bellon, and J. P. Guillaud (1998). The singu basalts (myanmar): new constraints for the amount of recent offset on the sagaing fault. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a- Sciences De La Terre Et Des Planetes 327*(7), 479–484.

Beutler, G., J. Kouba, and T. Springer (1993). Combining the orbits of igs processing centers. In K. J. (Ed.), *Proceedings of IGS analysis center workshop*, pp. 20–56.

B.G.M.R.Y. (1983). Geological map of yunnan.

B.G.M.R.Y. (1990). Regional geology of yunnan province (brief text in english). In *Regional geology of Yunnan Province*, Geological memoirs, pp. 658–728. Beijing: Geololical Publishing House, Bureau of Geology and Mineral ressources of Yunnan.

Bilham, R., K. Larson, J. Freymueller, F. Jouanne, P. LeFort, P. Leturmy, J. L. Mugnier, J. F. Gamond, J. P. Glot, J. Martinod, N. L. Chaudury, G. R. Chitrakar, U. P. Gautam, B. P. Koirala, M. R. Pandey, R. Ranabhat, S. N. Sapkota, P. L. Shrestha, M. C. Thakuri, U. R. Timilsina, D. R. Tiwari, G. Vidal, C. Vigny, A. Galy, and B. deVoogd (1997). Gps measurements of present-day convergence across the nepal himalaya. *Nature 386*(6620), 61–64.

Blewitt, G. (1989). Carrier phase ambiguity resolution for the global positionning system applied to geodetic baselines up to 2000 km. *Journal of Geophysical Research 94*, 10187–10203.

Bock, Y., S. Gourevitch, C. Counselman, R. King, and R. Abbot (1986). Interferometric analysis of gps phase observations. *Manuscripta Geodaetica 11*, 282–288.

Bock, Y., R. M. Nikolaidis, P. J. de Jonge, and M. Bevis (2000). Instantaneous geodetic positioning at medium distances with the global positioning system. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 105*(B12), 28223–28253. Article.

Bock, Y., L. Prawirodirdjo, J. Genrich, C. Stevens, R. McCaffrey, C. Subarya, S. Puntodewo, and E. Calais (subm). Crustal motion in indonesia from gps measurements.

Botton, S., Y. Duquenne, M. Egels, and P. Willis (1997). *GPS, localisation et navigation.* Hermès, Paris.

Bousquet, R. (1998). *L'exhumation des roches métamorphiques de haute pression - basse température : de l'étude de terrain à la modélisation numérique.* Ph. D. thesis, Université Paris XI.

Burchfiel, B. C., Z. Chen, Y. Liu, and L. H. Royden (1996). tectonics of the longmen shan and adjacent regions, central china. *International Geological Review 37*, 661–735.

Calais, E., M. Vergnolle, V. San'kov, A. Lukhnev, A. Miroshnitchenko, S. Amarjargal, and J. Deverchere (2003). Gps measurements of crustal deformation in the baikal-mongolia area (1994-2002): Implications for current kinematics of asia. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 108*(B10). Article.

Careygailhardis, E. and J. L. Mercier (1987). A numerical-method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations - application to tibetan teleseisms and microseismicity of southern peru. *Earth and Planetary Science Letters 82*(1-2), 165–179.

Chamot-Rooke, N., F. Jestin, B. de Voogd, and P. w. group (1993). Intraplate shortening in the central indian ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile. *Geology 21*, 1043–1046.

Chamot-Rooke, N. and X. Le Pichon (1999). Gps determined eastward sundaland motion with

respect to eurasia confirmed by earthquakes slip vectors at sunda and philippine trenches. *Earth and Planetary Science Letters 173*(4), 439–455.

Chen, F., M. Satir, J. Ji, and D. Zhong (2002). Nd-sr-pb isotopes of tengchong cenozoic volcanic rocks from western yunnan, china: evidence for an enriched-mantle source. *Journal of Asian Earth Sciences 21*(1), 39–45.

Chen, Z., B. C. Burchfiel, Y. Liu, R. W. King, L. H. Royden, W. Tang, E. Wang, J. Zhao, and X. Zhang (2000). Global positioning system measurements from eastern tibet and their implications for india/eurasia intercontinental deformation. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 105*(B7), 16215–16227.

Chhibber, H. (1934). *The geology of Burma*. M. Co., London.

Chung, S. L., T. Y. Lee, C. H. Lo, P. L. Wang, C. Y. Chen, N. T. Yem, T. T. Hoa, and G. Y. Wu (1997). Intraplate extension prior to continental extrusion along the ailao shan red river shear zone. *Geology 25*(4), 311–314.

Curray, J., D. Moore, L. Lawver, F. Emmal, R. Wait, M. Hery, and R. Kieckhefer (1979). Tectonics of the andaman sea and burma. In *Geological and geophysical investigation of continental margins*, Volume 29, pp. 189–198. AAPG Memoir.

Davy, P. and P. R. Cobbold (1991). Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics 188*(1-2), 1–25.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International 101*, 425–478.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters 21*(20), 2191–2194.

Deplus, C. (2001). Plate tectonics - indian ocean actively deforms. *Science 292*(5523), 1850–1851. 440WY SCIENCE.

Dewey, J. F., S. C. Cande, and I. Pitman, W. C. (1989). Tectonic evolution of the india/eurasia collision zone. *Eclogae Geologicae Helvetiae 82*(3), 717–734.

Dong, D. N. and Y. Bock (1989). Global positioning system network analysis with phase ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in california. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets 94*(B4), 3949–3966.

Dragert, H., K. L. Wang, and T. S. James (2001). A silent slip event on the deeper cascadia subduction interface. *Science 292*(5521), 1525–1528.

Dunning, G. R., A. S. Macdonald, and S. M. Barr (1995). Zircon and monazite u-pb dating of the doi inthanon core complex, northern thailand: Implications for extension within the indosinian orogen. *Tectonophysics 251*(1-4), 197–213.

Duquesnoy, T., O. Bellier, M. Sebrier, M. Kasser, C. Vigny, F. Ego, I. Bahar, E. Putranto, and I. Effendi (1999). Geodetic study of a seismic segment of the great sumatran fault (indonesia). *Bulletin De La Societe Geologique De France 170*(1), 25–30.

England, P. and G. Houseman (1986). Finite strain calculations of continental deformation .2. comparison with the india-asia collision zone. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets 91*(B3), 3664–3676.

England, P. and D. McKenzie (1982). A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 70*(2), 295–321.

England, P. and P. Molnar (1997a). Active deformation of asia: From kinematics to dynamics. *Science 278*(5338), 647–650.

England, P. and P. Molnar (1997b). The field of crustal velocity in asia calculated from quaternary rates of slip on faults. *Geophysical Journal International 130*(3), 551–582.

Feigl, K. L., D. C. Agnew, Y. Bock, D. Dong, A. Donnellan, B. H. Hager, T. A. Herring, D. D. Jackson, T. H. Jordan, R. W. King, S. Larsen, K. M. Larson, M. H. Murray, Z. K. Shen, and F. H. Webb (1993). Space geodetic measurement of crustal deformation in central and southern california, 1984-1992. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 98*(B12), 21677–21712.

Feigl, K. L., D. C. Cong, M. Becker, T. D. To, K. Neumann, and N. Q. Xuyen (2003). Insignificant horizontal strain across the red river fault near thac ba, vietnam from gps measurements 1994-2000. In *AGU-EGS-EUG*, Nice, France.

Feigl, K. L., R. W. King, and T. H. Jordan (1990). Geodetic measurement of tectonic deformation in the santa maria fold-and-thrust belt, california. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets 95*(B3), 2679–2699.

Garnier, V. (2003). *Les gisements de rubis associés aux marbres de l'Asie Centrale et du Sud-est, genèse et caracterisation isotopique.* Ph. D. thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine.

Garnier, V., D. Ohnenstetter, G. Giuliani, P. Blanc, and D. Schwarz (2002). Trace-element contents and cathodoluminescence of "trapiche" rubies from mong hsu, myanmar (burma): geological significance. *Mineralogy and Petrology 76*(3-4), 179–193.

Garzanti, E., S. Critelli, and R. V. Ingersoll (1996). Paleogeographic and paleotectonic evolution of the himalayan range as reflected by detrital modes of tertiary sandstones and modern sands (indus transect, india and pakistan). *Geological Society of America Bulletin 108*(6), 631–642.

Genrich, J. F., Y. Bock, R. McCaffrey, L. Prawirodirdjo, C. W. Stevens, S. S. O. Puntodewo, C. Subarya, and S. Wdowinski (2000). Distribution of slip at the northern sumatran fault system. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 105*(B12), 28327–28341.

Gilley, L. D., T. M. Harrison, P. H. Leloup, F. J. Ryerson, O. M. Lovera, and J. H. Wang (2003). Direct dating of left-lateral deformation along the red river shear zone, china and vietnam. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 108*(B2).

Gordon, R., C. DeMets, and D. Argus (1990). Kinematic constraints on distributed lithospheric deformation in the equatorial indian ocean from present motion between the australian and indian plates. *Tectonics 9*(3), 409–422.

Gordon, R. G., D. F. Argus, and M. Heflin (1999). Revised estimate of the angular velocity of indiarelative to eurasia. In *Eos.Trans.AGU, Fall meet. suppl.*, Volume 80, pp. F273.

Guzman-Speziale, M. and J. F. Ni (1996). Seismicity and active tectonics of the western sunda arc. In A.Y.H. (Ed.), *The tectonic evolution of Asia*, pp. 63–84.

Haines, A. J. and W. E. Holt (1993). A procedure for obtaining the complete horizontal motions within zones of distributed deformation from the inversion of strain rate data. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets 98*(7), 12,057–12,082.

Hallet, B. and P. Molnar (2001). Distorted drainage basins as markers of crustal strain east of the himalaya. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets 106*(7), 13,697–13,709.

Haoruo, W., C. A. Boulter, K. Baojia, D. A. V. Stow, and Z. C. Wang (1995). The changning menglian suture zone - a segment of the major cathaysian gondwana divide in southeast-asia. *Tectonophysics 242*(3-4), 267–280.

Harrison, T. M., P. H. Leloup, F. J. Ryerson, P. Tapponnier, R. Lacassin, and W. Chen (1996). *Diachronous initiation of transtension along the Ailao Shan-Red River Shear zone, Yunnan and Vietnam.*, Chapter Tectonic evolution of Asia., pp. 208–226. Cambridge University Press, New York.

Harrison, T. M., C. Wenji, P. H. Leloup, F. J. Ryerson, and P. Tapponnier (1992b). An early miocene transition in deformation regime within the red river fault zone, yunnan, and its

significance for indo- asian tectonics. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 97*(B5), 7159–7182.

Harrison, T. M., C. Wenji, P. H. Leloup, F. J. Ryerson, and P. Tapponnier (1992a). An early miocene transition in deformation regime within the red river fault zone, yunnan, and its significance for indo-asian tectonics. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 97*(B5), 7159–7182.

Herring, T., J. Davis, and I. Shapiro (1990). Geodesy by radio interferometry : the application of a kalman filtering to the analysis of very long baseline interferometry. *Journal of Geophysical Research 95*, 12561–12581.

Herring, T. A. (1999). *Documentation for the GLOBK (Global Kalman Filter VLBI and GPS analysis program) software version 5.01.* Cambridge: Mass. Inst. of Technol.

Hofmann-Wellenhof, B., H. Lichtenegger, and J. Collins (1992). *GPS theory and practice.* Springer-Verlag Wien, New York.

Holt, W. E., N. Chamot-Rooke, X. Le Pichon, A. J. Haines, B. Shen-Tu, and J. Ren (2000). Velocity field in asia inferred from quaternary fault slip rates and global positioning system observations. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets 105*(8), 19,185–19,209.

Holt, W. E., M. Li, and A. J. Haines (1995). Earthquake strain rates and instantaneous relative motions within central and eastern asia. *Geophysical Journal International 122*(2), 569–593.

Holt, W. E., J. F. Ni, T. C. Wallace, and A. J. Haines (1991). The active tectonics of the eastern himalayan syntaxis and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets 96*(9), 14,595–14,632.

Houseman, G. and P. England (1986a). A dynamic-model of lithosphere extension and sedimentary basin formation. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets 91*(B1), 719–729.

Houseman, G. and P. England (1986b). Finite strain calculations of continental deformation .1. method and general results for convergent zones. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets 91*(B3), 3651–3663.

Houseman, G. and P. England (1993). Crustal thickening versus lateral expulsion in the indian-asian continental collision. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 98*(B7), 12233–12249.

Houseman, G. A., P. Molnar, J. A. e. Miller, R. E. e. Holdsworth, I. S. e. Buick, and M. e. Hand (2001). Mechanisms of lithospheric rejuvenation associated with continental orogeny continental reactivation and reworking. *Orogenesis in the Outback 184*, 13–38.

Huchon, P., X. Lepichon, and C. Rangin (1994). Indo-china peninsula and the collision of india and eurasia. *Geology 22*(1), 27–30.

Jolivet, L. (1997). *La déformation des continents, exemples régionaux.* Enseignement des Sciences. Hermann.

Jolivet, L. (2001). A comparison of geodetic and finite strain pattern in the aegean, geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters 187*(1-2), 95–104.

Jolivet, L., P. Davy, and P. Cobbold (1990). Right-lateral shear along the northwest pacific margin and the india-eurasia collision. *Tectonics 9*(6), 1409–1419.

Jolivet, M., F. Roger, N. Arnaud, M. Brunel, P. Tapponnier, and D. Seward (1999). Exhumation history of the altun shan with evidence for the timing of the subduction of the tarim block beneath the altyn tagh system, north tibet. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a- Sciences De La Terre Et Des Planetes 329*(10), 749–755.

Jouanne, F., J. L. Mugnier, M. R. Pandey, J. F. Gamond, P. Le Fort, L. Serrurier, C. Vigny, and J. P. Avouac (1999). Oblique convergence in the himalayas of western nepal deduced from preliminary results of gps measurements. *Geophysical Research Letters 26*(13), 1933–1936.

King, R., E. Masters, C. Rizos, A. Stolz, and J. Collins (1985). *Surveying with GPS, Monograph 9, School of Surveying*. University of New South Wales, Kensington.

King, R. W. and Y. Bock (1999). *Documentation for the GAMIT GPS software analysis version 9.9*. Cambridge: Mass. Inst. of Technol.

Kreemer, C., J. Haines, W. E. Holt, G. Blewitt, and D. Lavallee (2000). On the determination of a global strain rate model. *Earth Planets and Space 52*(10), 765–770.

Kreemer, C., W. Holt, and J. Haines (2003). An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophysical Journal international 154*, 8–34.

Kreemer, C. and W. E. Holt (2001). A no-net-rotation model of present-day surface motions. *Geophysical Research Letters 28*(23), 4407–4410.

Kreemer, C., W. E. Holt, S. Goes, and R. Govers (2000). Active deformation in eastern indonesia and the philippines from gps and seismicity data. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets 105*(1), 663–680.

Lacassin, R., H. Maluski, P. H. Leloup, P. Tapponnier, C. Hinthong, K. Siribhakdi, S. Chuaviroj, and A. Charoenravat (1997). Tertiary diachronic extrusion and deformation of western indochina: Structural and ar-40/ar-39 evidence from nw thailand. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 102*(B5), 10013–10037.

Lacassin, R., A. Replumaz, and P. H. Leloup (1998). Hairpin river loops and slip-sense inversion on southeast asian strike-slip faults. *Geology 26*(8), 703–706.

Lallemand, S., P. Schnürle, and J. Malavieille (1994). Coulomb theory applied to accretionnary and nonaccretionnary wedges : possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *Journal of Geophysical Research 99*(B6), 12033–12055.

Langbein, J. and H. Johnson (1997). Correlated errors in geodetic time series: Implications for time-dependent deformation. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 102*(B1), 591–603. Article.

Langbein, J., E. Quilty, and K. Breckenridge (1993). Sensitivity of crustal deformation instruments to changes in secular rate. *Geophysical Research Letters 20*(2), 85–88. Article.

Larson, K. M., R. Burgmann, R. Bilham, and J. T. Freymueller (1999). Kinematics of the india-eurasia collision zone from gps measurements. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 104*(B1), 1077–1093.

Lasserre, C. (2000). *Fonctionnement sismique, cinématique et histoire géologique de la faille de Haiyuan*. Ph. D. thesis, Université Paris 7 - Institut de Physique du Globe de Paris.

Lavallée, D. and al. (2001). Gpsvel project: towards a dense global gps velocity field. In *IAG scientific assembly, Budapest*.

Le Pichon, X., N. Chamot-Rooke, C. Rangin, and A. M. C. Sengor (2003). The north anatolian fault in the sea of marmara. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 108*(B4).

Ledain, A. Y., P. Tapponnier, and P. Molnar (1984). Active faulting and tectonics of burma and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research 89*(NB1), 453–472.

Lefort, P. (1996). Evolution of the himalaya. In A. Y. H. (Ed.), *Tectonic evolution of Asia*, pp. 95–109. A. Y. H.

Leloup, P. H., N. Arnaud, R. Lacassin, J. R. Kienast, T. M. Harrison, T. T. Pan Trong, A. Replumaz, and P. Tapponnier (2001). New constraints on the structure, thermochronology, and timing of the ailao shan-red river shear zone, se asia. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets 106*(4), 6683–6732.

Leloup, P. H., T. M. Harrison, F. J. Ryerson, W. J. Chen, Q. Li, P. Tapponnier, and R. Lacassin (1993). Structural, petrological and thermal evolution of a tertiary ductile strike-slip shear zone, diancang shan, yunnan. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 98*(B4), 6715–6743.

Leloup, P. H. and J.-R. Kienast (1993). High-temperature metamorphism in a major strike-slip shear zone; the ailao shan-red river, people's republic of china. *Earth and Planetary Science Letters 118*(1-4), 213–234.

Leloup, P. H., R. Lacassin, P. Tapponnier, U. Schärer, D. L. Zhong, X. H. Liu, L. S. Zhang, S. C. Ji, and P. T. Trinh (1995). The ailao shan-red river shear zone (yunnan, china), tertiary transform boundary of indochina. *Tectonophysics 251*(3), 1–4.

Maung, H. (1987). Transcurrent movements in the burma-andaman sea region. *Geology 15*, 911–912.

Maury, R., C. Rangin, M. Pubellier, L. Wulput, J. Cotten, H. Bellon, J. Guillaud, A. Socquet, and H. M. Htun (subm). Quaternary calc-alkaline and alkaline volcanism in an hyper-oblique convergence setting, central myanmar. *Comptes Rendus Geosciences*.

Maybeck, P. (1979). *Stochastic models, estimation and control*, Volume 1 of *Academic Press*. INC, New York.

McCaffrey, R. (1991). Slip vectors and stretching of the sumatran fore arc. *Geology 19*(9), 881–884.

McCaffrey, R., P. C. Zwick, Y. Bock, L. Prawirodirdjo, J. F. Genrich, C. W. Stevens, S. S. O. Puntodewo, and C. Subarya (2000). Strain partitioning during oblique plate convergence in northern sumatra: Geodetic and seismologic constraints and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 105*(B12), 28363–28376.

Melbourne, T. I., F. H. Webb, J. M. Stock, and C. Reigber (2002). Rapid postseismic transients in subduction zones from continuous gps. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 107*(B10), 2241.

Metcalfe, I. (1999). Gondwana dispersion and asian accretion: an overview. In I. Metcalfe (Ed.), *Gondwana dispersion and Asian accretion, Final Results*, pp. 9–28. Rotterdam: A.A. Balkema.

Meyer, B., P. Tapponnier, L. Bourjot, F. Metivier, Y. Gaudemer, G. Peltzer, G. Shunmin, and C. Zhitai (1998). Crustal thickening in gansu-qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the tibet plateau. *Geophysical Journal International 135*(1), 1–47.

Michel, G. W., Y. Q. Yu, S. Y. Zhu, C. Reigber, M. Becker, E. Reinhart, W. Simons, B. Ambrosius, C. Vigny, N. Chamot-Rooke, X. Le Pichon, P. Morgan, and S. Matheussen (2001). Crustal motion and block behaviour in se-asia from gps measurements. *Earth and Planetary Science Letters 187*(3-4), 239–244.

Miyazaki, S., J. J. McGuire, and P. Segall (2003). A transient subduction zone slip episode in southwest japan observed by the nationwide gps array. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 108*(B2), 2087.

Molnar, P. and P. Tapponnier (1975). Cenozoic tectonics of asia; effects of a continental collision. *Science 189*(4201), 419–426.

Molnar, P. and P. Tapponnier (1977a). The collision between india and eurasia. *Scientific American 236*(4), 30–41.

Molnar, P. and P. Tapponnier (1977b). Relation of the tectonics of eastern china to the india-eurasia collision; application of slip-line field theory to large-scale continental tectonics. *Geology (Boulder) 5*(4), 212–216.

Molnar, P. and P. Tapponnier (1978). Active tectonics of tibet. *Journal of Geophysical Research, A, Space Physics 83*(B11), 5361–5375.

Morley, C. K. (2001). Combined escape tectonics and subduction rollback-back arc extension; a model for the evolution of tertiary rift basins in thailand, malaysia and laos. *Journal of the Geological Society of London 158, Part 3*, 461–474.

Morley, C. K., N. Woganan, N. Sankumarn, T. B. Hoon, A. Alief, and M. Simmons (2001). Late oligocene-recent stress evolution in rift basins of northern and central thailand; implications for escape tectonics. *Tectonophysics 334*(2), 115–150.

Murakami, M. and S. Miyazaki (2001). Periodicity of strain accumulation detected by permanent gps array: Possible relationship to seasonality of major earthquakes' occurrence. *Geophysical Research Letters 28*(15), 2983–2986.

Nagy, E. A., H. Maluski, C. Lepvrier, U. Scharer, P. T. Thi, A. Leyreloup, and V. V. Thich (2001). Geodynamic significance of the kontum massif in central vietnam: Composite ar-40/ar-39 and u-pb ages from paleozoic to triassic. *Journal of Geology 109*(6), 755–770.

Nandy, D. (1986). Geology and tectonics of the arakan yoma, a reappraisal. *Geological Siciety of Malaysia Bulletin 20*, 137–148.

Nielsen, C. (2003). *Etude des zones de subduction en convergence hyper-oblique. Ride méditerranéenne - Marge Indo-Birmane*. Ph. D. thesis, Université Paris XI.

Nielsen, C., N. Chamot-Rooke, C. Rangin, and the Andaman cruise team (subm). Strain partitioning along the indo-burmese hyper-oblique subduction margin. *Marine Geology*.

Paul, J., R. Buergmann, V. K. Gaur, R. Bilham, K. M. Larson, M. B. Ananda, S. Jade, M. Mukal, T. S. Anupama, G. Satyal, and D. Kumar (2001). The motion and active deformation of india. *Geophysical Research Letters 28*(4), 647–650.

Peltzer, G. and F. Saucier (1996). Present-day kinematics of asia derived from geologic fault rates. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 101*(B12), 27943–27956.

Peltzer, G. and P. Tapponnier (1988). Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the india-asia collision; an experimental approach. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets 93*(12), 15,085–15,117.

Peltzer, G., P. Tapponnier, and P. Cobbold (1982). The major strike-slip faults of eastern asia - evolution in time and comparison with an experimental-model. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii 294*(22), 1341.

Peltzer, G., P. Tapponnier, Y. Gaudemer, B. Meyer, G. Shunmin, Y. Kelun, C. Zhitai, and D. Huagung (1988). Offsets of late quaternary morphology, rate of slip, and recurrence of large earthquakes on the chang ma fault (gansu, china). *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets 93*(7), 7793–7812.

Pivnik, D. A., J. Nahm, R. S. Tucker, G. O. Smith, K. Nyein, M. Nyunt, and P. H. Maung (1998). Polyphase deformation in a fore-arc/back-arc basin, salin subbasin, myanmar (burma). *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists 82*(10), 1837–1856.

Prawirodirdjo, L., Y. Bock, R. McCaffrey, J. Genrich, E. Calais, C. Stevens, S. S. O. Puntodewo, C. Subarya, J. Rais, P. Zwick, and Fauzi (1997). Geodetic observations of interseismic strain segmentation at the sumatra subduction zone. *Geophysical Research Letters 24*(21), 2601–2604.

Rangin, C., X. Le Pichon, S. Mazzotti, M. Pubellier, N. Chamot-Rooke, M. Aurelio, A. Walpersdorf, and R. Quebral (1999). Plate convergence measured by gps across the sundaland/philippine sea plate deformed boundary; the philippines and eastern indonesia. *Geophysical Journal International 139*(2), 296–316.

Rangin, C., W. Maw, S. Lwin, W. Naing, C. Mouret, G. Bertrand, and Anonymous (1999). Cenozoic pull-apart basins in central myanmar; the trace of the path of india along the western margin of sundaland. In *European Union of Geosciences conference; EUG 10*, Volume 4, Strasbourg, France, pp. 59.

Rangin, C. and the GIAC project team members (2001). Giac (geodynamics of the india-asia collision) report. Technical report, Laboratoire de géologie, Ecole Normale Supérieure.

Rangin, C., C. Vigny, C. Nielsen, A. Socquet, and M. Pubellier (2002). The sagaing fault and the proto-sagaing shear zone (myanmar): from distributed to localized strike slip faulting. In *2002 Western Pacific Geophysics Meeting*, Wellington, New Zealand.

Rao, N. P. and M. R. Kumar (1999). Evidences for cessation of indian plate subduction in the burmese arc region. *Geophysical Research Letters 26*(20), 3149–3152.

Ratschbacher, L., W. Frisch, C. Chen, and G. Pan (1996). Cenozoic deformation, rotation and stress patterns in eastern tibet and western sichuan, china. In A. Y. H. (Ed.), *The tectonic evolution of Asia*, pp. 227–249.

Replumaz, A. (1999). *Reconstruction de la zone de collision Inde-Asie : Etude centrée sur l'Indochine*. Ph. D. thesis, Université Paris VII.

Replumaz, A., R. Lacassin, P. Tapponnier, and P. H. Leloup (2001). Large river offsets and plio-quaternary dextral slip rate on the red river fault (yunnan, china). *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 106*(B1), 819–836.

Replumaz, A. and P. Tapponnier (2003). Reconstruction of the deformed collision zone between india and asia by backward motion of lithospheric blocks. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 108*(B6).

Rogers, G. and H. Dragert (2003). Episodic tremor and slip on the cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science 300*(5627), 1942–1943.

Rothacher, M. and G. Mader (1996). *Combination of antenna phase offsets and variations, Antenna calibration set IGS-01*. Berne, Switzerland: IGS central bureau.

Royer, J. and R. Gordon (1997). The motion and boundary between the capricorn and australian plates. *Science 277*, 1268–1274.

Saastamoinen, J. (1972). Atmospheric correction for troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites. In AGU (Ed.), *The use of artificial satellites for geodesy*, Volume 15 of *Geophys. Monogr. Ser.*, pp. 247–251.

Sato, K., L. Yuyan, Z. Zhicheng, Z. Yang, and Y.-i. Otofuji (2001). Tertiary paleomagnetic data from northwestern yunnan, china; further evidence for large clockwise rotation of the indochina block and its tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters 185*(1-2), 185–198.

Savage, J. C. and R. O. Burford (1973). Geodetic determination of relative plate motion in central california. *J. Geophys. Res. 78*, 832–845.

Schärer, U., P. Tapponnier, R. Lacassin, P. H. Leloup, Z. Dalai, and S. C. Ji (1990). Intraplate tectonics in asia - a precise age for large-scale miocene movement along the ailao-shan-red-river shear zone, china. *Earth and Planetary Science Letters 97*(1-2), 65–77.

Schärer, U., L. S. Zhang, and P. Tapponnier (1994). Duration of strike-slip movements in large shear zones - the red river belt, china. *Earth and Planetary Science Letters 126*(4), 379–397.

Searle, M. P. (1991). Precollision and postcollision thermal events in the himalaya: Comment. *Geology (Boulder) 19*(6), 666–667.

Searle, M. P., M. A. Khan, J. E. Fraser, S. J. Gough, and M. Q. Jan (1999). The tectonic evolution of the kohistan-karakoram collision belt along the karakoram highway transect, north pakistan. *Tectonics 18*(6), 929–949.

Sella, G. F., T. H. Dixon, and A. L. Mao (2002). Revel: A model for recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 107*(B4), art. no.–2081.

Shen, Z. K., C. K. Zhao, A. Yin, Y. X. Li, D. D. Jackson, P. Fang, and D. N. Dong (2000). Contemporary crustal deformation in east asia constrained by global positioning system measurements. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 105*(B3), 5721–5734.

Simons, W. J. F., B. A. C. Ambrosius, R. Noomen, D. Angermann, P. Wilson, M. Becker, E. Reinhart, A. Walpersdorf, and C. Vigny (1999). Observing plate motions in southeast asia; geodetic results of the geodyssea project. *Geophysical Research Letters 26*(14), 2081–2084.

Simons, W. J. F., D. van Loon, A. Walpersdorf, B. A. C. Ambrosius, J. Kahar, H. Z. Abidin, D. A. Sarsito, C. Vigny, S. Haji Abu, P. Morgan, and K.-P. e. Schwarz (2000). Geodynamics of s.e. asia; first results of the sulawesi 1998 gps campaign geodesy beyond 2000; the challenges of the first decade; iag general assembly. *IAG general assembly 121*, 271–277.

Socquet, A., B. Goffe, M. Pubellier, and C. Rangin (2002). Late cretaceous to eocene metamorphism of the internal zone of the indo-burma range (western myanmar): geodynamic implications. *Comptes Rendus Geoscience 334*(8), 573–580.

Socquet, A. and M. Pubellier (2004). Cenozoic deformation in western yunnan (china-myanmar border). *Journal of Asian Earth Sciences*.

Socquet, A., C. Vigny, W. Simons, N. Chamot-Rooke, C. Rangin, and B. Ambrosius (subm). Gps determination of the relative motion between india and sunda and its accommodation in myanmar. *Journal of Geophysical Research*.

Steblov, G. M., M. G. Kogan, R. W. King, C. H. Scholz, R. Burgmann, and D. I. Frolov (2003). Imprint of the north american plate in siberia revealed by gps. *Geophysical Research Letters 30*(18). Article.

Tankard, A., H. Balkwimm, A. Mehra, and Aung-Din (1994). Tertiary wrench tectonics and sedimentation in the central basin of myanmar. *AAPG Bulletin 78*, 1165.

Tapponnier, P., R. Lacassin, P. H. Leloup, U. Schärer, D. L. Zhong, H. W. Wu, X. H. Liu, S. C. Ji, L. S. Zhang, and J. Y. Zhong (1990). The ailao shan red river metamorphic belt - tertiary left-lateral shear between indochina and south china. *Nature 343*(6257), 431–437.

Tapponnier, P., J. L. Mercier, R. Armijo, T. L. Han, and J. Zhou (1981). Field evidence for active normal faulting in tibet. *Nature 294*(5840), 410–414.

Tapponnier, P., J. L. Mercier, F. Proust, J. Andrieux, R. Armijo, J. P. Bassoullet, M. Brunel, J. P. Burg, M. Colchen, B. Dupre, J. Girardeau, J. Marcoux, G. Mascle, P. Matte, A. Nicolas, T. D. Li, X. C. Xiao, C. F. Chang, P. Y. Lin, G. C. Li, N. W. Wang, G. M. Chen, T. L. Han, X. B. Wang, W. M. Den, H. X. Zhen, H. B. Sheng, Y. G. Cao, J. Zhou, and H. S. Qiu (1981). The tibetan side of the india-eurasia collision. *Nature 294*(5840), 405–410.

Tapponnier, P. and P. Molnar (1975). Major strike-slip faulting in china; its significance for asian tectonics. *Seismological Society of America, annual meeting 7*(3), 425–426.

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

Tapponnier, P. and P. Molnar (1977). Active faulting and tectonics in china. *Journal of Geophysical Research 82*(20), 2905–2930.

Tapponnier, P. and P. Molnar (1979). Active faulting and cenozoic tectonics of the tien shan, mongolia, and baykal regions. *Journal of Geophysical Research 84*(B7), 3425–3459.

Tapponnier, P., P. Molnar, and C. e. Jest (1977). Rigid plastic indentation; the origin of syntaxis in the himalayan belt himalaya; sciences de la terre. In *Ecologie et geologie de l'Himalaya*, Paris, France, pp. 431–432.

Tapponnier, R., G. Peltzer, and R. Armijo (1986). On the mechanics of the collision between india and asia. In J. Ramsay, M. Coward, and A. Ries (Eds.), *Collision tectonics*, Volume 19 of *Geological Society Special Publications*, pp. 115–157. Geological Society of London.

Tapponnier, R., G. Peltzer, A. Y. Le Dain, R. Armijo, and P. Cobbold (1982). Propagating extrusion tectonics in asia; new insights from simple experiments with plasticine. *Geology (Boulder) 10*(12), 611–616.

Van der Woerd, J., F. J. Ryerson, P. Tapponnier, A. S. Meriaux, Y. Gaudemer, B. Meyer, R. C. Finkel, M. W. Caffee, G. G. Zhao, and Z. Q. Xu (2000). Uniform slip-rate along the kunlun fault: Implications for seismic behaviour and large-scale tectonics. *Geophysical Research Letters 27*(16), 2353–2356.

Van Der Woerd, J., P. Tapponnier, F. J. Ryerson, A. S. Meriaux, B. Meyer, Y. Gaudemer, R. C. Finkel, M. W. Caffee, G. G. Zhao, and Z. Q. Xu (2002). Uniform postglacial slip-rate along the central 600 km of the kunlun fault (tibet), from al-26, be-10, and c-14 dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology. *Geophysical Journal International 148*(3), 356–388.

Van der Woerd, J., X. W. Xu, H. B. Li, P. Tapponnier, B. Meyer, F. J. Ryerson, A. S. Meriaux, and Z. Q. Xu (2001). Rapid active thrusting along the northwestern range front of the tanghe nan shan (western gansu, china). *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 106*(B12), 30475–30504.

Vigny, C., H. Perfettini, A. Walpersdorf, A. Lemoine, W. Simons, D. van Loon, B. Ambrosius, C. Stevens, R. McCaffrey, P. Morgan, Y. Bock, C. Subarya, P. Manurung, J. Kahar, H. Z. Abidin, and S. H. Abu (2002). Migration of seismicity and earthquake interactions monitored by gps in se asia triple junction: Sulawesi, indonesia. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 107*(B10), 2231.

Vigny, C., A. Socquet, C. Rangin, N. Chamot-Rooke, M. Pubellier, M.-N. Bouin, G. Bertrand, and M. Becker (2003). Present day crustal deformation around sagaing fault, myanmar. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 108(B11)*, 2533.

Walpersdorf, A. (1997). *L'observation de la tectonique active en Asie du Sud-Est par géodésie spatiale : un projet GPS*. Ph. D. thesis, Ecole Normale Supérieure de Paris, Institut de Physique du Globe de Paris.

Walpersdorf, A., C. Rangin, and C. Vigny (1998). Gps compared to long-term geologic motion of the north arm of sulawesi. *Earth and Planetary Science Letters 159*(1-2), 47–55.

Walpersdorf, A., C. Vigny, P. Manurung, C. Subarya, and S. Sutisna (1998). Determining the sula block kinematics in the triple junction area in indonesia by gps. *Geophysical Journal International 135*(2), 351–361.

Walpersdorf, A., C. Vigny, C. Subarya, and P. Manurung (1998). Monitoring of the palu-koro fault (sulawesi) by gps. *Geophysical Research Letters 25*(13), 2313–2316.

Wang, E. (1994). Late cenozoic xianshuihe/xiaojiang and red river fault systems of southwestern sichuan and central yunnan, china.

Wang, E. and B. C. Burchfiel (1997). Interpretation of cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the ailao shan shear zone and the eastern himalayan syntaxis. *International Geology Review 39*(3), 191–219.

Wang, E., B. C. Burchfiel, J. W. e. Geissman, and A. F. e. Glazner (2000). Late cenozoic to holocene deformation in southwestern sichuan and adjacent yunnan, china, and its role in formation of the southeastern part of the tibetan plateau special focus on the himalaya. *Geological Society of America Bulletin 112*(3), 413–423.

Wang, E., B. C. Burchfiel, L. H. Royden, C. Liangzhong, C. Jishen, L. Wenxin, and C. Zhiliang (1998). Late cenozoic xianshuihe-xiaojiang, red river, and dali fault systems of southwestern sichuan and central yunnan, china. *Special Paper - Geological Society of America 327*, 108.

Wang, Q., P. Z. Zhang, J. T. Freymueller, R. Bilham, K. M. Larson, X. Lai, X. Z. You, Z. J. Niu, J. C. Wu, Y. X. Li, J. N. Liu, Z. Q. Yang, and Q. Z. Chen (2001). Present-day crustal deformation in china constrained by global positioning system measurements. *Science 294*(5542), 574–577.

Xu, R. H., U. Schärer, and C. Allegre (1985). Magmatism and metamorphism in the lhasa block (tibet) : a geochronological study. *Journal of Geology 93*, 41–57.

Yu, S., L. Kuo, R. Punongbayan, and E. Ramos (1999). Gps observation of crustal deformation in the taiwan-luzon region. *Geophysical Research Letter 26*, 923–926.

Zhang, J., Y. Bock, H. Johnson, P. Fang, S. Williams, J. Genrich, S. Wdowinski, and J. Behr (1997). Southern california permanent gps geodetic array: Error analysis of daily position estimates and site velocities. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 102*(B8), 18035–18055.

Zhang, L. S. and U. Schärer (1999). Age and origin of magmatism along the cenozoic red river shear belt, china. *Contributions to Mineralogy and Petrology 134*(1), 67–85.

Zhong, D., Y. Wang, and L. Ding (1991). The tertiary gaoligong intra-continental strike-slip fault and its associated extensional structure in western yunnan, china. In X. Zhang (Ed.), *Annual report 1989-1990 Lab. Lithos. Tecton. Evolution*, pp. 18–22. Beijing: Inst. Geol., Academia Sinica.

Zumberge, J. and R. Liu (2001). Densification of the iers terrestrial reference frame through regional gps networks. In *IGS Workshop Proc., Pasadena*.

Table des figures

1.1 Mouvement de l'Inde depuis 80 Ma. 12
1.2 Synthèse des deux principaux modèles de déformation pour la collision Inde - Asie 13
1.3 Carte simplifiée de l'Indochine 16
1.4 Sismicité (tirée du catalogue Engdahl : foncé séisme superficiel, clair séisme profond) et structure simplifiée de l'Asie du sud-Est montrant les principales plaques et leur mouvement par rapport à l'Eurasie Nuvel1A. 18
1.5 Sismicité superficielle en Birmanie et autour de la Syntaxe Est Himalayenne. . . . 20

2.1 Structure simplifiée de la Birmanie 22
2.2 Coupe de l'Arakan 24
2.3 Trajet P-T des schistes de Kampetlet estimé grâce aux calculs multi-équilibres sur les associations chlorite-mica et crossite-chlorite. Relations microtexturales entre les différentes associations chlorite-mica. Comparaison avec les modélisations thermiques de Bousquet (1998). 25
2.4 Cartographie de la terminaison sud de la chaîne de l'Arakan (d'après Nielsen (2003) et Rangin et al. (en préparation)) 27
2.5 Coupe schématique de la chaîne métamorphique de Mogok 29
2.6 Structure du Shan Scarp et de la faille de Sagaing 32
2.7 Localisation du séisme de Meiktila du 21/09/2003. Le mécanisme au foyer CMT est représenté sur le MNT Gtopo30. Les failles ont été cartographiées par Claude Rangin. La sismicité instrumentale et historique de la région est également représentée. 34
2.8 Inversion des ondes de volume pour la profondeur du séisme. Gauche : ondes SH. Droite : ondes P. 34
2.9 Inversion des ondes P pour le mécanisme au foyer et la fonction temps de la source. 35
2.10 Sismicité en Birmanie. Les mécanismes au foyer sont la sismicité superficielle tirées des catalogues CMT. La localisation USGS du séisme de Meiktila du 21/09/2003 est représentée par une étoile. Les épicentres depuis 1973 et les séismes historiques (USGS) sont également représentés. 36
2.11 Cartographie de la faille de Sagaing à partir d'analyse d'imagerie satellitaire montrant les relation entre la faille de Sagaing et les structures préexistantes. Le cadre de droite est un schéma structural simplifié de la même zone (modifié d'après Vigny et al. (2003), réalisé par Claude Rangin). 38
2.12 Carte structurale de la terminaison méridionale de la faille de Sagaing dans le Golfe de Martaban (Bertrand, 1999) 40
2.13 Age des bassins Centraux Birmans 41

3.1 Localisation de la zone d'étude au Yunnan Occidental et de la région des trois rivières. Les principales structures de la Syntaxe Est Himalayenne et de la Birmanie sont également représentées. La sismicité est tirée des catalogues de Harvard. La zone d'étude est affectée par de la sismicité superficielle, mais peu de mécanismes au foyer ont pu être résolus. 44
3.2 Carte géologique simplifiée du Yunnan Occidental 45
3.3 Coupe synthétique et interprétative ENE-WSW du Yunnan Occidental 47
3.4 Carte tectonostratigraphique de la région de Ruili. 48
3.5 Coupe NW-SE des massifs gneissiques de la région de Ruili 49
3.6 Photo et interprétation à regard vers le sud du bassin de Ruili ouvert en pull-apart sénestre le long de la faille de Wanding. 51
3.7 Cartographie du rift de Tengchong à partir d'interprétation d'imagerie satellitaire. 52
3.8 Coupe E-W de la Gaoligong Shan 53
3.9 Pli isoclinal dans la Gaoligong Shan. 54
3.10 Coupe WNW-ESE du pluton au sud de Longling 55
3.11 Carte géologique et structurale simplifiée de la région de Baoshan. 56
3.12 Diagrammes microtectoniques des mesures de failles effectuées dans la région de Baoshan. 57
3.13 Géométrie du bassin de Baoshan et diagrammes microtectoniques. 59
3.14 Image Landsat 7 du bassin de Bubiao. 60
3.15 Image Landsat 7 de la trace de la faille de Wanding 61
3.16 Image Landsat 7 et son interprétation de la région du bassin de KeJie. L'extrait d'image est localisé par le cadre D sur la carte 3.11. Le diagramme microtectonique effectué à partir de mesures dans les dépôts néogènes du bassin est représenté dans la figure 3.12. 62
3.17 Coupe synthétique de la Chong Shan et déformation ductile associée. 64
3.18 Déformation ductile dans la Chong/Langchang Shan 65
3.19 Coupe SW-NE de la Diangcan Shan 67
3.20 Planche photographique de la région de Dali. 68
3.21 Carte structurale de la zone de failles de Dali 69
3.22 Image Landsat 7 de la zone de Dali. Géologie et structure interprétées à partir de l'image et d'observations de terrain. 70
3.23 Géométrie de la terminaison nord de la faille du Fleuve Rouge dans le bassin de Minbu, à partir d'interprétation d'images Landsat 7. 71

4.1 Synthèse sur la déformation cénozoïque 74
4.2 Comparaison entre les structures du Sichuan et du Yunnan d'après Wang et al. (2000) 75
4.3 Evolution de la déformation depuis l'éocène. 76

1.1 Incertitude sur la vitesse GPS calculée en fonction de l'erreur effectuée pour le positionnement et du temps d'intervalle entre les mesures. 82

2.1 Le signal GPS 86
2.2 Positionnement par triangulation 86
2.3 Mesure des pseudo-distances sur les codes 87
2.4 Principe de mesure de phases. 87
2.5 Interprétation géométrique de la mesure de phase 88
2.6 Simple différence 89

2.7 Double différence 89
2.8 Multi-trajet 91

3.1 Réseau GPS birman installé en 1997 94
3.2 Monument en béton 95
3.3 Marqueur typique du réseau GEODYSSEA et du réseau birman. L'antenne est vissée directement sur une tige filetée scellée dans la roche affleurante ou le béton 95
3.4 Planning de la campagne Myanmar 2000. 96
3.5 Données GPS utilisées pour le traitement. Les différents symboles représentent chacun un programme regroupant une série de campagnes de mesures. 97
3.6 Epoques de mesure des données traitées en Inde, au Népal et en Birmanie 98
3.7 Epoques de mesure des données traitées en Chine du Sud et sur le bloc de la Sonde 99
3.8 Réseau de stations du programme GEODYSSEA 100

4.1 Résidus moyens des solutions journalières, avec ambiguïtés fixées ou non. 105
4.2 Résidus moyen des solutions journalières de la campagne Myanmar 1998 106
4.3 Répétabilités du traitement des données 1999 107
4.4 Répétabilités de la campagne Myanmar 2000 108
4.5 Répétabilités des composantes Nord et Est des lignes de bases pendant la période de mesures de la station HYDE en 1996. 109
4.6 Répétabilités de la campagne Myanmar 98 110
4.7 Répétabilités du traitement des données Asie du Sud-Est en 2000. 112
4.8 Série temporelle des positions de IISC. 115
4.9 Séries temporelles provenant des solutions journalières du JPL pour 4 stations IGS utilisées lors du traitement GEODYSSEA. 116
4.10 Epoques de mesure des stations incluses dans le traitement régional en 1998 et 2000.118
4.11 Vitesses calculées pour la solution locale par rapport à la Sonde avec ou sans markov.121
4.12 Vitesses de la solution combinées DUT-ENS représentées dans l'ITRF 2000. . . . 124

5.1 Vitesses obtenues pour les stations SE-asiatiques par rapport à l'Eurasie Nuvel-1A 135
5.2 Carte sismo-tectonique du Myanmar et de la Syntaxe Est Himalayenne 136
5.3 Diagramme montrant les vitesses résiduelles des stations utilisées pour calculer le pole de la Sonde 138
5.4 Vitesses à Sulawesi et Bornéo par rapport à la Sonde stable. 139
5.5 Vitesses dans la région de la Sonde, par rapport au block de la Sonde. 141
5.6 Tenseurs de déformation calculés en Indochine. 143
5.7 Vitesse résiduelle des stations indiennes utilisées dans le calcul du pôle 146
5.8 Vitesses résiduelles par rapport au pôle indien en Inde et au Népal. 147
5.9 Comparaison, entre différent pôles publiés, de la localisation du pôle Inde/Eurasie et de la vitesse qu'ils prédisent. 149

6.1 Accommodation en Birmanie du mouvement relatif Inde / Sonde 153
6.2 Vitesses de déformation calculées pour le réseau birman. 154
6.3 Vitesses de rotation calculées pour le réseau birman. 155
6.4 Vitesses du réseau local de Mandalay par rapport à la Sonde. 156
6.5 Chargement élastique sur la faille de Sagaing 156
6.6 Schema simple des effets d'une faille pentée sur le chargement élastique. 157
6.7 Chargement élastique asymétrique sur la faille de Sagaing à cause d'une hétérogénéité latérale 158

6.8 Interprétation structurale de la zone de failles de Sagaing fault et du Shan Scarp à partir d'images Landsat TM et SPOT dans la région de Mandalay. 160

7.1 Vitesses modélisées par rapport au bloc de la Sonde (haut) et à l'Inde (bas). . . . 168
7.2 Haut : Second invariant de la déformation pour le modèle incluant des failles de déformabilité hétérogène (à gauche) et pour le modèle avec des failles à vitesse imposée (à droite). Bas : Déformation en cisaillement (à gauche) et en dilatation (à droite) pour le modèle de failles de déformabilité hétérogène. 171

Liste des tableaux

4.1 Répétabilités en mm/an obtenues pour le traitement des différentes campagnes pour la solution régionale 111
4.2 Résidus moyens entre la solution GAMIT et la solution GIPSY pour les différentes composantes des positions des stations à chaque époque 123
4.3 Résidus moyens entre les positions de la solution combinée mise en référence et leur valeur dans l'ITRF 2000 124
4.5 Vitesses résiduelles des stations IGS par rapport à l'ITRF 2000 126
4.11 Coordonnées des stations, vitesses mesurées dans l'ITRF200, incertitudes et vitesses résiduelles par rapport aux plaques d'appartenance des stations. Les stations en gras ont été utilisées pour calculer les pôles de rotations rigides des plaques Inde et Sonde. Les stations sont groupées par régions. *: Stations rejetées de la solution. [1] Les vitesses résiduelles sont relatives à la plaque d'appartenance. 131

5.2 Paramètres de rotation des plaques. 144

7.1 Rotation des plaques de Sud Est asiatique par rapport à l'Eurasie 165
7.2 Vitesses et barres d'erreurs fixées pour certaines failles dans le modèle à vitesses imposées 167

Résumé

Dans cette thèse, sont présentées la façon dont est accommodé le mouvement relatif entre les blocs Inde et Sonde à l'actuel ainsi que l'évolution de la déformation de la Zone de Cisaillement Est Indienne depuis le cénozoïque.
J'ai utilisé une approche pluridisciplinaire, basée sur la combinaison de la géodésie spatiale et de la géologie structurale, pour répondre à ces questions. Le GPS (Global Positioning System) permet de quantifier les déplacements relatifs des plaques ainsi que les mouvements intra-continentaux instantanés. La cartographie de failles à partir d'images satellitaires et les données structurales de terrain permettent d'identifier les structures tectoniques sur lesquelles ces déplacements ont été accommodés au cours du temps, ainsi que le type de déformation qui leur est associé.
J'ai pu contraindre le pôle de rotation entre les plaques Inde et Sonde. Leur mouvement relatif à la frontière n'est pas accommodé sur une seule faille isolée, mais sur plusieurs structures discrètes affectant une bande large d'environ 500 km, correspondant géographiquement à la Birmanie. La faille de Sagaing, intersismiquement bloquée, n'accommode que 18 mm/an en décrochement dextre. La partie restante de la déformation est sans doute prise dans le prisme indo-birman, aussi bien en décrochement qu'en chevauchement.
Au nord, le système partitionné birman se connecte à la Syntaxe Est Himalayenne. La transition entre ces deux systèmes est assurée, au Yunnan Occidental (Chine), par la rotation de micro-blocs le long de failles sénestres NE-SW, depuis le pliocène.
Auparavant, entre l'éocène et le miocène, la zone de cisaillement Shan Scarp - Gaoligong Shan constituait la limite majeure dextre entre l'Inde et l'Indochine tandis que les massifs de l'Ailao / Diangcan Shan et de la Chong Shan étaient cisaillés en sénestre, autorisant un déplacement du bloc Indochinois vers le SE.

Mots-clefs : GPS, cinématique, SIG, faille décrochante, tectonique ductile et cassante, Inde, Sonde, Syntaxe Est Himalayenne, Yunnan, Myanmar.

Abstract

The present-day accommodation of the relative motion between India and Sunda blocks and the deformation mode evolution since Cenozoic are explored in this memoir.
To investigate these issues, I used a multidisciplinary approach, based on the combination of spatial geodesy and structural geology. GPS (Global Positioning System) quantifies relative plates motions as well as intra-continental displacements. Mapping of faults from satellite imagery and structural field data allow to identify tectonic structures accommodating these motions through time, and to define their associated deformation mode.
Rotation poles of India and Sunda plates were better constrained. Their relative motion at the border is not accommodated on one single fault, but rather on many discrete structures cutting through a 500 km wide band, corresponding geographically to Myanmar. The Sagaing fault, interseismically locked, moves at only 18 mm/yr by right-lateral slip. The remaining motion is probably taken within the indo-burmese wedge, both by strike-slip and thrust.
To the north, the partitionned Myanmar system connects to the Eastern Himalayan Syntaxis. Transition between these two systems is accommodated, since Pliocene in Western Yunnan (China), by rotation of micro-blocs sliding against left-lateral NE-trending faults.
In earlier time, between Eocene and Miocene, the Shan Scarp - Gaoligong Shan shear zone constituted the main right-lateral boundary between India and Indochina, whereas the Ailao / Diangcan Shan ranges were sheared left-laterally, allowing a southeastward displacement of Indochina block.

Key words : GPS, kinematics, GIS, strike-slip fault, ductile and brittle tectonics, India, Sunda, Eastern Himalayan Syntaxis, Yunnan, Myanmar.