



HAL
open science

Néotectoniques de la Mongolie occidentale analysée à partir de données de terrain, sismologiques et satellitaires

Antoine Schlupp

► **To cite this version:**

Antoine Schlupp. Néotectoniques de la Mongolie occidentale analysée à partir de données de terrain, sismologiques et satellitaires. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Louis Pasteur - Strasbourg I, 1996. Français. NNT : 1996STR13100 . tel-00155858

HAL Id: tel-00155858

<https://theses.hal.science/tel-00155858>

Submitted on 19 Jun 2007

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.



UNIVERSITE LOUIS PASTEUR
ECOLE ET OBSERVATOIRE DE PHYSIQUE DU GLOBE DE STRASBOURG
Laboratoire de Sismologie et de Physique de la Terre

THESE

Présentée à
L'UNIVERSITE LOUIS PASTEUR

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG

par

Antoine SCHLUPP

NEOTECTONIQUE DE LA MONGOLIE OCCIDENTALE ANALYSEE A PARTIR DE DONNEES DE TERRAIN, SISMOLOGIQUES ET SATELLITAIRES

Soutenue publiquement le 10 janvier 1996 devant la commission d'examen :

MM	A.	CISTERNAS	Directeur de thèse
	M.	CARA	Rapporteur interne
	J.P.	AVOUAC	Rapporteur externe
	J.	MERCIER	Rapporteur externe
	H.	PHILIP	Examineur

Remerciements

Le travail présenté ici a été rendu possible grâce à de nombreuses aides et soutiens français, mongols et russes.

Je pense en premier lieu à Nathalie. Elle mérite largement la première place dans ces remerciements.

Armando Cisternas m'a offert les plus belles ruptures de surface du monde dans un pays d'une richesse humaine et naturelle inoubliable. Je le remercie pour la confiance, l'indépendance et les responsabilités qu'il m'a accordés. Ses nombreux cours particuliers de sismologie, au néophyte que j'étais, m'ont permis d'effectuer une grande partie de ce travail.

Je remercie H.Philip pour l'aide et les conseils qu'il m'a donnés à diverses étapes de ce travail et ses chaleureux accueils à Montpellier.

Les discussions franches avec Henri Haessler aussi bien sismologiques que ... m'ont été d'un grand secours et je le remercie pour son hospitalité lors d'une pause dans mon semi-nomadisme (thèse sur la Mongolie oblige ...) entre le 4^{ème} et 5^{ème} étage de l'IPG Strasbourg.

Je remercie Dr. M. Ganzorig, directeur de l'Informatics Centre de l'Académie des Sciences de Mongolie, et A. Bayasgalan, ainsi que leurs familles, pour leur soutien constant lors de mes séjours en Mongolie, principalement au cours des 8 mois passés chez eux en 1993 et malgré les difficultés rencontrées par le pays. Je remercie Dr U. Sukhbaatar, directeur du Centre de Sismologie et de Géomagnétisme et Dr. Dugarmaa, responsable du Laboratoire de Sismologie pour leur collaboration. Je remercie l'ensemble du personnel de l'Informatics Centre et du Centre de Sismologie et de Géomagnétisme de l'Académie des Sciences de Mongolie et tout particulièrement Enktuvshin, Enkhe Baatar, Galsan, Ner Goue, Gamba, Mangal, Olzi, Degi ... pour leur amitié et leurs diverses aides. Je n'oublierai jamais le lait de jument, l'alcool de lait de jument, la vodka, le thé salé au beurre de yak sur lequel flotte une tranche de gras de moutons... partagés avec eux.

Je remercie Dr. Dumaajavyn BAATAR, président de l'Académie des Sciences de Mongolie ainsi que son personnel pour leur assistance lors de mes séjours en Mongolie.

Je remercie Boris Borisov, Eugène Rogozhin, Volodia Kochetkov, Sergeï Arefiev et Jeanna Aptekman ainsi que leurs familles pour le formidable accueil qu'ils m'ont toujours réservé lors des passages par Moscou et Irkutsk et pour m'avoir associé, en collaboration avec l'Académie des Sciences de Mongolie, à l'expédition de 1992.

Je remercie M. Westphal et J.-B. Edel pour leur accueil, disponibilité et conseil lors des analyses paléomagnétiques et R. Montigny, J.-P. Braun et R. Thuizat pour les analyses géochimiques et les datations de basaltes.

Je remercie J.-F. Ritz pour les collaborations de 1992 et 1993 et pour tous les bons moments partagés aussi bien sur le terrain qu'à Strasbourg et Montpellier.

Je remercie le C.E.A. et tout particulièrement Bernard Massinon pour m'avoir associé à toute la chaîne de mise en place d'un réseau sismique numérique en Mongolie en 1994.

Je remercie l'ensemble des thésards ou ex thésards, (Alain, Andres, Bertrand, Bob, Céline, Denis, Didier, Eric, Falk, Fernando, Frédéric C., Georges, Jean-Michel, Jhon, Magali, Marion, Maxime, Myriam, René, Rodolfo, Ruben, Yin, Yves ...) compagnons de nuits et jours, pour avoir partagé et égaillé ces années.

Je remercie les partenaires qui ont aidé à concrétiser les travaux en 1993 et mon séjour de 8 mois en Mongolie (le Ministère des Affaires Etrangères Mongol, tout particulièrement Mme Nanzadyn Itgel, le Ministère des Affaires Etrangères Français, M. Cara pour son soutien auprès de l'ULP, le Bureau de la Vie Etudiante de l'ULP, l'association Géophysse, la fondation Ushuaya, La Ville de Strasbourg, Le Jardin des Sciences de Strasbourg, Labo1000 et Pentax France). Je remercie l'INSU et le CNRS pour les divers financements accordés au cours de cette thèse.

Je remercie les différents laboratoires européens, russes, américains, canadiens, indiens, japonais et australiens pour leur aimable collaboration dans mes recherches de sismogrammes historiques.

Il me reste à remercier tous ceux qui ont partagé les bons moments de tous les jours qu'ils fassent partie du personnel administratif, technique ou qu'ils soient chercheurs permanents tel notre bon perroquet type gypaète barbu (... ça va les vacances ...).

Je remercie J.-P. Avouac, J.-L. Mercier, H. Philip, M. Cara et A. Cisternas d'avoir accepté de juger ce travail.

Abstract

Mongolia characterizes the transition between compressive structures associated with India-Asia collision and extensive structures from the Baykal rift. It suffered, since 1905, four earthquakes with magnitude larger than 8, (**Tsetserleg**, **Bolnay**, **Fu Yun** and **Gobi-Altay**). Ruptures associated with these earthquakes draw up a parallelogram composed by sinistral strike slip faults on an east-west direction and dextral strike slip faults on NNW-SSE direction. Inside this parallelogram, the Hangay dome is associated with normal faults and recent alkaline volcanism.

The source history of these two 1905 earthquakes shows a predominating propagation of the rupture to the east. The Tsetserleg earthquake ruptures ($M_w = 7,95 \pm 0,02$) may continue beyond the mapped ruptures. The nucleation of the Bolnay earthquake ($M_w = 8,4 \pm 0,1$) took place at the intersection between the main fault and the Teregtiin fault.

Ruptures associated with the Gobi-Altay earthquake are complexes and run along the Ikhe Bogdo massif which rotates counterclockwise ($24^\circ \pm 11^\circ$) since the Miocene. Time recurrence on this fault is around 5000 years with a rate of around 1 mm/year.

The displacement on the Altay and Gobi-Altay conjugate strike slip faults is absorbed on reverse faults, the whole creating a compressive wedge. The Hangay dome results from the combination between a mantle upwelling and the compressive front associated with India-Asia collision. The Hangay dome rotates clockwise.

The seismicity characterizes late aftershocks associated with recent earthquakes. These aftershocks are numerous on segments with vertical slip and few on strike slip segments. A compression oriented $N20 \pm 10^\circ$ can explain all deformations indicating the actual preponderance of the compressive front associated to India-Asia collision, preceded by a mantle episode which prepared the region. We propose a model of pure deformation combined with a clockwise rotation in Mongolia.

Résumé

La Mongolie caractérise la transition entre les structures compressives liées à la collision Inde-Asie et extensives du rift du Baïkal. Elle a connu depuis 1905 quatre séismes de magnitude supérieure ou égale à 8, (**Tsetserleg**, **Bolnaï**, **Fu Yun** et **Gobi-Altai**). Les ruptures associées à ces événements forment un parallélogramme composé par des failles décrochantes sénestres est-ouest et décrochantes dextres NNO-SSE. Au centre, le dôme du Hangaï est associé à des failles normales et à un volcanisme alcalin récent.

L'étude de la source des deux séismes de 1905 indique une propagation dominante des ruptures vers l'est. Le séisme de Tsetserleg ($M_w = 7,95 \pm 0,02$.) aurait continué au-delà des ruptures cartographiées. L'initiation du séisme de Bolnaï ($M_w = 8,4 \pm 0,1$) s'est faite à l'intersection entre la faille principale et celle de Teregtiin.

Les ruptures associées au séisme du Gobi-Altai sont complexes et bordent le massif de Ikhe Bogdo qui subit une rotation antihoraire ($24^\circ \pm 11^\circ$) depuis le Miocène. L'intervalle de récurrence sur cette faille est d'environ 5000 ans avec une vitesse d'environ 1 mm/an.

Le mouvement sur les failles décrochantes conjuguées de l'Altai et du Gobi-Altai est amorti sur des failles inverses, l'ensemble formant des coins en compression. La formation du dôme du Hangaï est le résultat d'une combinaison entre un panache mantélique et du front compressif lié à la collision Inde-Asie. Le massif subit une rotation horaire.

La sismicité correspond à des répliques tardives des séismes récents plus nombreuses sur les segments à rejet vertical que décrochants. Une compression orientée $N20 \pm 10^\circ$ permet d'expliquer toutes les déformations indiquant la prépondérance actuelle du front compressif associé à la collision Inde-Asie, précédée d'un épisode mantélique qui a préparé la région. Nous proposons un modèle de déformation pure combinée avec une rotation horaire pour la Mongolie.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION

Chapitre I: CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉODYNAMIQUE

1. LA GÉOGRAPHIE ET LES RELIEFS DE MONGOLIE.....	5
1.1 Localisation.....	5
1.2. Les chaînes de l'Asie.....	5
1.3. La Mongolie.....	6
2. CADRE GÉOLOGIQUE ET GÉODYNAMIQUE.....	9
2.1. Introduction.....	9
2.2. La Mongolie se construit du Précambrien au Mésozoïque moyen.....	10
2.3. Une réactivation des structures paléozoïques et mésozoïques au cours du Cénozoïque.....	15
3. UNE LITHOSPHERE DÉFORMÉE ET UN VOLCANISME ALCALIN.....	20
3.1. Les caractéristiques de la lithosphère en Mongolie.....	20
3.2. Activité volcanique cénozoïque et quaternaire en Mongolie.....	24
3.3. Discussion sur l'âge du début de la déformation cénozoïque en Mongolie	25
ANNEXE : LE BASALTE PERMIEN DE BOGD	28

Chapitre II: LES STRUCTURES ACTIVES

1. LA CHAÎNE DU GOBI-ALTAÏ.....	32
1.1. Introduction.....	32
1.2. Le séisme du Gobi-Altai, 4 décembre 1957.....	33
1.3. Autres ruptures dans la chaîne du Gobi-Altai.....	42
2. LE MASSIF DE L'ALTAÏ.....	44
3. LA LIAISON ENTRE L'ALTAÏ ET LE GOBI-ALTAÏ.....	46
3.1. Introduction.....	46
3.2. Le massif de Bayangol.....	46
3.3. Le bassin d'Alag.....	50
3.4. Le bassin de Sharga	52
3.5. Conclusion.....	53
4. LES STRUCTURES DE TSETSERLEG ET BOLNAÏ.....	54

5. LE DÔME DU HANGAÏ.....	55
5.1. Les failles actives	56
5.2. Le volcanisme du Hangaï.....	61
5.3. Discussion	68
5.4. Conclusion.....	70
6. SÉISME DE MOGOD.....	71
6.1. Introduction.....	71
6.2. Les ruptures associées aux séismes de Mogod.....	72
6.3. Histoire de la rupture.....	73
6.4. Les séismes de Mogod par rapport aux déformations régionales.....	74

Chapitre III: ÉTUDE DE L'HISTOIRE DES RUPTURES DES SÉISMES DE TSETSERLEG ET BOLNAÏ (9 ET 23 JUILLET 1905) PAR MODÉLISATION DES ONDES DE VOLUME.

INTRODUCTION	76
I. ACQUISITIONS ET CORRECTIONS DES SISMOGRAMMES	77
1. Les sismogrammes disponibles pour les séismes des 9 et 23 juillet 1905.....	77
2. Choix des ondes de volume pour la modélisation de la forme d'onde.....	79
3. Les caractéristiques du sismographe Wiechert.....	79
4. Numérisation et correction géométrique des données.....	87
5. Prédiction du signal perdu lors du marquage de la minute.....	94
6. Récupération de Sh ,Sv et P à partir de deux composantes horizontales.....	105
II. MODÉLISATION DE LA FORME D'ONDES DE VOLUME	109
1. Homogénéisation des données.....	109
2. Choix des stations dont les données sont inversées	109
3. Principes de base du programme d'inversion utilisé	110
4. Quels sont les a priori possibles parmi les paramètres de la modélisation ?	111
5. Le séisme de Bolnaï.....	115
6. Le séisme de Tsetserleg	127
CONCLUSION.....	134
ANNEXE 1 - Expressions générales de M_0 , M_w et Δs	136
ANNEXE 2 - Influence du sens de propagation sur la différence de longueur des ondes S et P.....	139
ANNEXE 3 - Les tenseurs de contraintes	143

Chapitre IV: LA SISMICITÉ ET CARTE SISMOTECTONIQUE

1. LE CATALOGUE DE LA SISMICITÉ	146
2. LA CARTE SISMOTECTONIQUE.....	149

MODÈLE DE LA DÉFORMATION EN MONGOLIE	150
CONCLUSION.....	155
BIBLIOGRAPHIE.....	161

INTRODUCTION

La région de la Mongolie est située au coeur de l'Asie centrale, à 2000 km au nord de la collision Inde-Asie marquée par la chaîne de l'Himalaya et au sud-ouest du rift du Lac Baïkal. Elle correspond à l'une des plus remarquables situations que l'on connaisse en tectonique active. En effet, elle a connu en un demi-siècle (de 1905 à 1957) quatre séismes de magnitude supérieure ou égale à 8 (figure 1). Il s'agit des séismes de **Tsetserleg** (9 juillet 1905 - $M_w = 8,4$ - 130 km de ruptures de surface), **Bolnaï** (23 juillet 1905 - $M_w = 8,4$ - 375 km de ruptures de surface), **Fu Yun** (10 août 1931 - $M_w = 8,0$ - 180 km de ruptures de surface) et **Gobi-Altai** (4 décembre 1957 - $M_w = 8,1$ - 250 km de ruptures de surface). De plus, à l'Est de la faille de Bolnaï se sont produits, les 5 et 20 janvier 1967, les deux séismes de **Mogod** ($M_w=7.2$ et 6.7 , 45 km de rupture en surface au total).

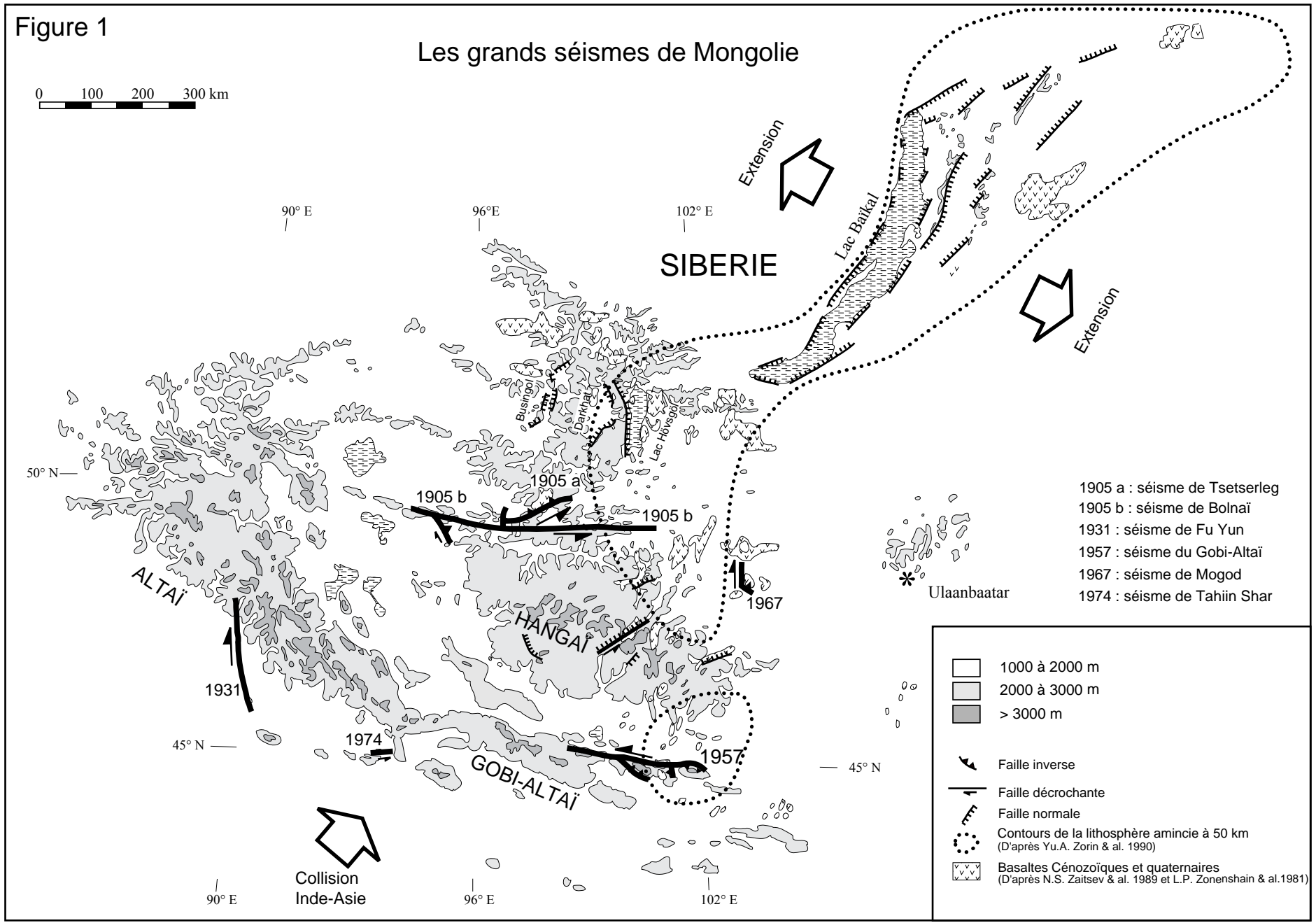
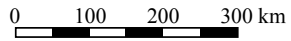
Ces séismes, les plus importants connus au sein des continents, font de la Mongolie la région intracontinentale la plus active de par le monde. Cependant, la sismicité de la Mongolie au cours de ce siècle n'est pas représentative d'une longue période de temps. En effet, les mouvements associés à ces séismes sont à eux seuls suffisants pour absorber la totalité de la convergence de l'Inde avec l'Asie ce qui éliminerait toute déformation actuelle entre le front de l'Himalaya et la Mongolie (Baljinnyam et al., 1993). De ce fait, nous sommes dans une période de sismicité anormalement importante, faisant de cette région une source de données uniques de par le monde au sein des continents.

Les ruptures associées aux séismes de Bolnaï, Fu Yun, Gobi-Altai et Mogod forment un parallélogramme dont les branches est-ouest sont composées par les failles décrochantes sénestres de Bolnaï et Gobi-Altai, les branches NNO-SSE étant composées par les failles décrochantes dextres de Fu Yun et de Mogod (figure 1). Le centre du parallélogramme, limité par les décrochements, est constitué par un dôme dont la topographie montre très clairement un bombement de très grande longueur d'onde (massif du Hangaï). Ce bombement est associé à de nombreuses failles normales et à un volcanisme récent.

Par ailleurs, au nord-est de la Mongolie se situe la région en extension du rift du lac Baïkal. Ce lac de 600 km de long et 2 km de profondeur fait partie du plus important graben que l'on connaisse. Les structures en extension du rift se prolongent au-delà du lac vers le nord-est mais aussi vers le sud-ouest par des ouvertures orientées nord-sud (bassin de Busingol, Darkhat et Hövsgöl). Ces zones en extension sont associées à un volcanisme basaltique Néogène et Quaternaire qui se poursuit vers le sud, au travers de la partie Est du dôme du Hangaï, jusque dans la chaîne du Gobi-Altai (figure 1). Ainsi, la Mongolie se caractérise par une transition entre les structures compressives au sud, liées à la collision Inde-Asie, et extensives au nord, au niveau du rift du Baïkal.

Figure 1

Les grands séismes de Mongolie



- 1905 a : séisme de Tsetserleg
- 1905 b : séisme de Bolnaï
- 1931 : séisme de Fu Yun
- 1957 : séisme du Gobi-Altai
- 1967 : séisme de Mogod
- 1974 : séisme de Tahiin Shar

	1000 à 2000 m
	2000 à 3000 m
	> 3000 m
	Faïlle inverse
	Faïlle décrochante
	Faïlle normale
	Contours de la lithosphère amincie à 50 km (D'après Yu.A. Zorin & al. 1990)
	Basaltes Cénozoïques et quaternaires (D'après N.S. Zaitsev & al. 1989 et L.P. Zonenshain & al.1981)

La région de la Mongolie a été, jusqu'en 1990, étudiée principalement par les scientifiques russes et mongols. Les plus importants travaux sur le terrain sont ceux de Vosnezenskii et Dorogostaiskii (1914) et Vosnezenskii (1961) qui ont cartographié, dès 1905, les séismes de Tsetserleg et Bolnaï, les travaux de Florensov et Solonenko (1963) pour le séisme du Gobi-Altai et ceux de Khilko et al. (1985) qui ont fait une synthèse des déformations connues en Mongolie complétant les deux études précédentes. Des travaux à distance ont été menés, soit en utilisant les données sismologiques (Okal, 1976 et Okal, 1977) soit à l'aide d'images satellitaires LANDSAT MSS (Tapponnier et Molnar, 1979).

La déformation en Mongolie et dans le rift du Baïkal est attribuée, par Tapponnier et Molnar (1979), à la collision Inde-Asie, alors que Zorin et al. (1990) y voient l'influence d'une remontée mantélique antérieure au front de compression issu de cette collision. Le débat reste d'actualité et nous verrons les implications de chacune de ces deux théories sur les déformations en Mongolie.

Nous rechercherons, au cours de cette étude, les relations entre les structures compressives et extensives et l'origine du volcanisme du Hangaï. Les processus de la déformation seront examinés et nous tenterons de définir l'âge et la vitesse de la déformation actuelle. Étant donné la rareté des grands séismes intracontinentaux, une étude de l'histoire de la source sera entreprise pour les séismes de Bolnaï et Tsetserleg.

Les structures acquises par la Mongolie, lors de la formation de l'Asie, font l'objet du premier chapitre. Les caractéristiques du relief et de la lithosphère y sont discutées. Dans le chapitre II, nous présentons les structures actives de la région. Les résultats sont basés sur des études sur le terrain, des mesures sur les roches prélevées pour la datation de surface décalées (Ritz et al., 1995) et pour une analyse paléomagnétique. On se focalisera sur les régions du Hangaï, du Gobi-Altai et de la liaison entre l'Altai et le Gobi-Altai. Quant à la zone des séismes de Tsetserleg et Bolnaï, elle fait l'objet du chapitre III. Il est consacré à la modélisation de l'histoire de la source de ces deux séismes dont les sismogrammes font partie des premiers enregistrements sismiques historiques. Une synthèse des interprétations des images satellitaires acquises (LANDSAT MSS, COSMOS et SPOT panchromatique) est reportée sur une carte sismotectonique de la région de la Mongolie. Elle constitue, avec la sismicité de la Mongolie, le chapitre IV. Enfin, un modèle de déformation est proposé.

Ce travail, commencé début 1991, a été initié à la suite d'une expédition en 1990 qui associait, pour la première fois, des scientifiques occidentaux (Hervé Philip - Université des Sciences et Techniques de Montpellier, Armando Cisternas - IPG Strasbourg et Peter Molnar -

MIT / USA) à une expédition commune entre russes et mongols (I. Baljinnyam, A. Bayasgalan, L. Ganbaatar pour la partie mongole et B.A. Borisov, M.G. Dem'yanovich, V.M. Kochetkov, R.A. Kurushin et Yu. Ya. Vashchilov pour la partie russe). Cette participation française a été rendue possible grâce à la collaboration de longue date entre l'équipe de sismogénèse de l'IPG de Strasbourg, le Laboratoire de Tectonique de l'USTL de Montpellier et l'Institut de Physique de la Terre de Moscou. Elle a donné lieu à une synthèse sur la région (Baljinnyam et al., 1993), et l'étude que nous présentons se situe dans la continuité du mémoire de Baljinnyam et al. (1993).

J'ai participé à une première mission sur le terrain durant l'été 1992, en collaboration avec les Académies des Sciences de Mongolie et de Russie, (A. Bayasgalan, B.A. Borisov, V.M. Kochetkov, R.A. Kurushin, E. Olzi, E.A. Rogozhin) et avec H. Philip, A. Cisternas et J.-F. Ritz (USTL Montpellier). En 1993, j'ai séjourné 8 mois en Mongolie, avec l'aide des Ministères des Affaires Étrangères de Mongolie et de France, ce qui m'a permis d'effectuer trois missions sur le terrain, en collaboration avec des scientifiques mongols (M. Ganzorig - directeur - , A. Bayasgalan, B. Enkhuvshin, Enkh Baatar, P. Galsan et Ner Goue du Centre Informatique de l'Académie des Sciences de Mongolie) dont une en association avec J.-F. Ritz. Lors de ces missions, des prélèvements de roches pour datation et mesures paléomagnétiques ont été effectuées. Les données satellitaires Cosmos, utilisées dans ce travail, ont été acquises pendant cette période. Par ailleurs, courant 1994, j'ai pu participer aux différentes phases d'installation d'un réseau sismologique numérique autour de la capitale mongole (Ulaanbaatar) par l'intermédiaire d'un contrat avec le Laboratoire de Détection et de Géophysique du C.E.A.

Chapitre I

CONTEXTE

GÉOLOGIQUE

ET

GÉODYNAMIQUE

1. LA GÉOGRAPHIE ET LES RELIEFS DE MONGOLIE

1.1 Localisation

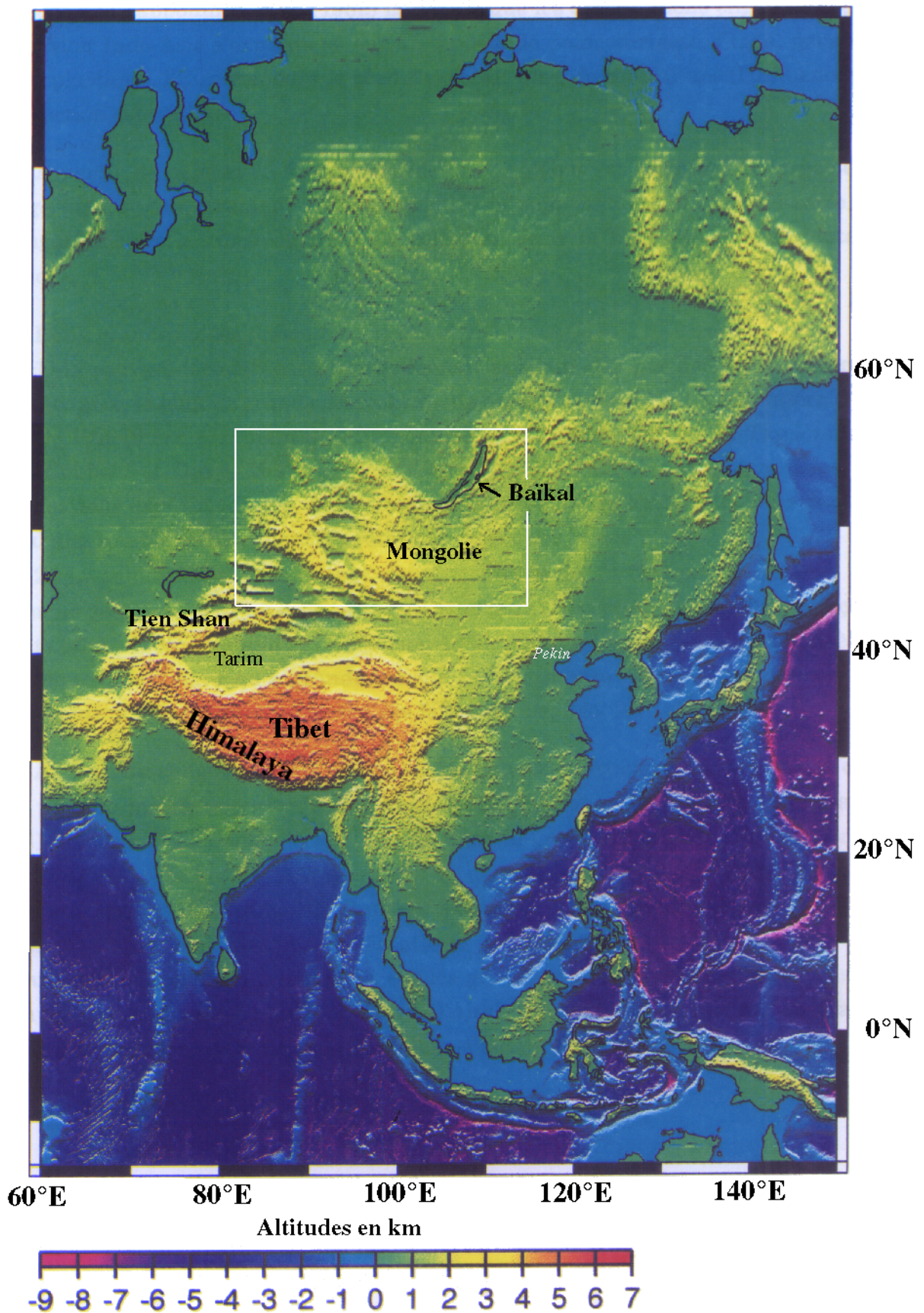
La région de la Mongolie est située en Asie centrale, à plus de 2000 km au nord de la chaîne de l'Himalaya et à plus de 1500 km de la mer la plus proche; au sud-est de Pékin (figure I.1). Cette position induit un **climat continental franc**, marqué par de faibles précipitations et des températures inférieures à moins 30 ° Celsius l'hiver. Aussi, les processus d'érosion actuels sont principalement éoliens, cryoclastiques et parfois fluviatiles. Ce dernier, bien que rare, peut cependant devenir épisodiquement important lors de grands orages. Ainsi, **l'érosion est faible** ce qui permet une très longue **conservation des marqueurs des déformations en surface**. Cette conservation est encore améliorée par une fine couche végétale dans les régions les plus au nord. Ainsi, les escarpements des séismes de 1905 et 1957 sont encore nettement observables actuellement.

1.2. Les chaînes de l'Asie

Les reliefs d'Asie (figure I.1) débutent au Sud par la chaîne de **l'Himalaya**, la plus haute de notre globe avec des sommets dépassant 8800 m. Elle s'est formée sur de nombreuses failles inverses et chevauchements au front de la collision Inde-Asie. A son nord, l'immense **plateau du Tibet**, avec ses 5000 m d'altitude, est bordé au nord et à l'est par de grands décrochements sénestres (Altyn Tag, Kunlun, ...) qui induisent des rotations et extrusions au sein de sa partie Est (Avouac et Tapponnier, 1992). Le **bassin du Tarim** est coincé entre le nord ouest du Tibet et la chaîne du Tien Shan. Très plat et en forme d'amande, son altitude moyenne est inférieure à 1000 m. Il correspond à un craton très peu déformé actuellement. La chaîne du **Tien Shan** est allongée globalement E-NE avec des sommets culminant à plus de 7000 m. Sa largeur augmente de l'Est à l'Ouest. Elle est formée par des failles inverses avec une composante décrochante sénestre qui augmente quand on se déplace vers l'Est.

figure I.1

Les reliefs d'Asie



Fond topographique ETOPO5 repris d'après Houdry 1994

1.3. La Mongolie

1.3.1 Les massifs en Mongolie

Entre la chaîne du Tien Shan et la plate forme sibérienne se situe la région de la Mongolie. Ses altitudes sont supérieures à 1000 m à l'ouest de 107°E, et les sommets de ses massifs dépassent 3000 m voir 4000 m localement. Aussi, les altitudes diminuent globalement de l'ouest vers l'est (figure I.2).

Le sud ouest de la Mongolie est bordé par une chaîne de plus de 1500 km de long dont la largeur diminue du NW au SE. Bien qu'apparaissant continue, elle est subdivisée en deux parties, chacune étant caractérisée par un style de déformation.

Ainsi, à l'ouest de 94°E, l'**Altaï**, orienté NW-SE est caractérisé par de grands décrochements dextres bordant et découpant le massif. Ces structures sont associées à de nombreux bassins intramontagneux orientés parallèlement à la chaîne. Par contre, aux extrémités sud et nord de la chaîne, les directions s'orientent environs N100° à N110°. Les sommets de tous les massifs de la région, jusqu'au nord du Baïkal, sont remarquablement plats et marqués par une *surface d'érosion* formée fin Mésozoïque - début Cénozoïque. Les altitudes maximales dépassent 4000 m au centre de l'Altaï et au niveau de sa terminaison Nord Ouest. Celles-ci ne peuvent être expliquées par des failles purement décrochantes, ainsi d'autres déformations doivent y avoir lieu (Baljinyam et al., 1993). La chaîne est bordée à l'ouest par le **bassin du Dzungar** et à l'Est par la **Dépression des Grands Lacs** dont les altitudes diminuent du sud vers le nord passant de 1500 m à 1000 m au niveau du lac Iargus et à 746 m au niveau du bassin du lac Uvs .

Dans la partie sud de la Mongolie et à l'est de 96°E, on atteint la chaîne du **Gobi-Altai**, orientée N100 à N110, dont la largeur augmente vers l'Est ce qui lui donne un aspect en éventail. Contrairement à l'Altaï, elle est marquée par des décrochements sénestres longeant principalement sa bordure nord. Sa moitié orientale a été affectée par le séisme du Gobi-Altai (4 décembre 1957). Par contre, les structures au sud de la chaîne du Gobi-Altai semblent être marquées par des failles décrochantes inverses.

Les sens opposés des décrochements de l'Altaï et du Gobi-Altai caractérisent la frontière entre ces deux massifs. Leur intersection présente une géométrie en triangle, pointes vers le Sud, qui sont soit en relief soit en dépression tels les **bassins d'Alag Nuur** au Sud et **Sharga** au Nord. Cette intersection fera l'objet d'une étude détaillée.

Au centre Est de la Mongolie se trouve le **massif du Hangai** (300 X 600 km), séparé du Gobi-Altai par la **Vallée des Lacs**. Ce massif, globalement symétrique autour de son grand axe,

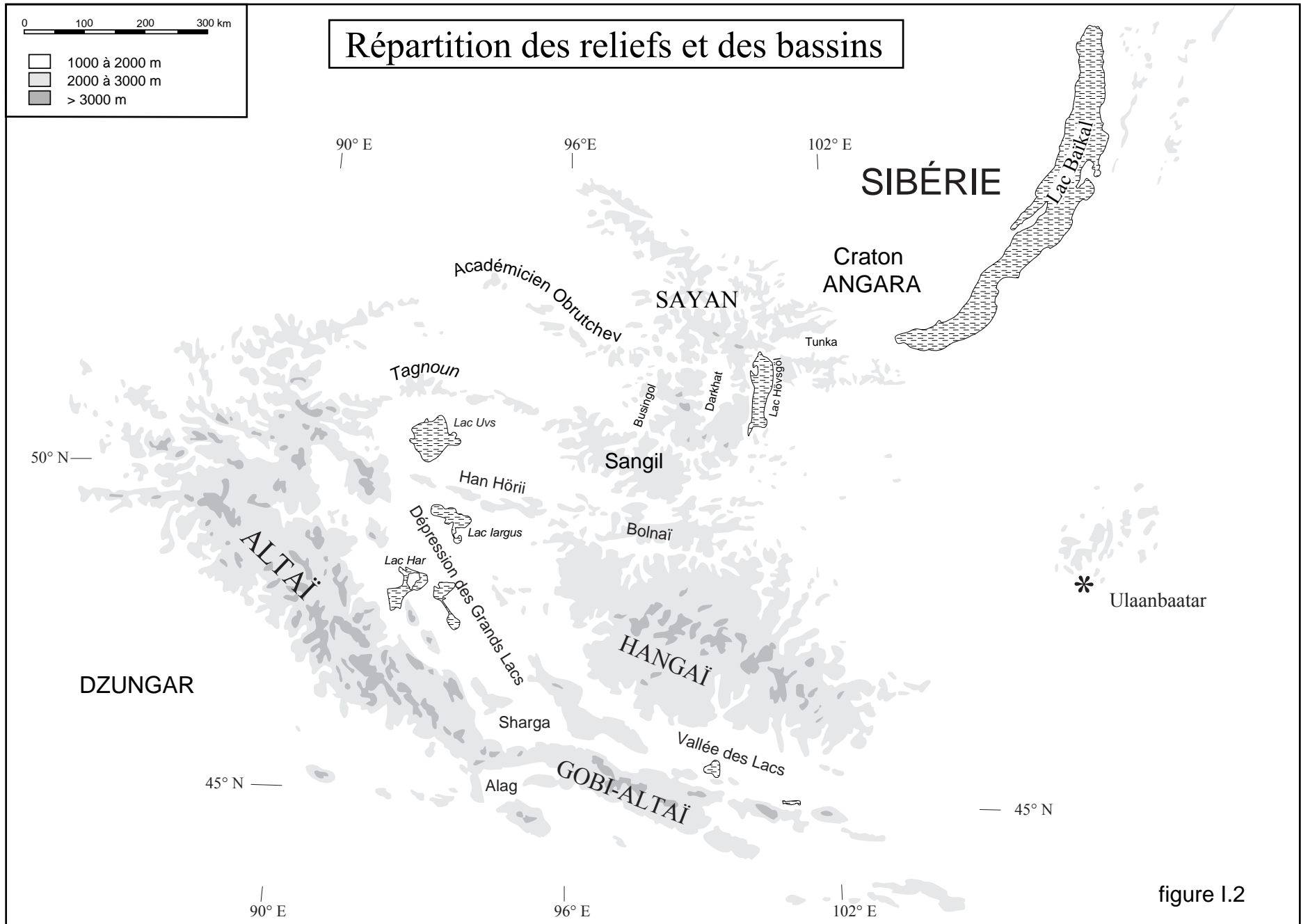


figure I.2

est allongé selon N110°. Son relief, en forme de dôme, est régulier, sans grands bassins, mais entaillé localement par des vallées étroites de plusieurs dizaines de kilomètres de long dont les orientations sont d'environ N 110 et N 30.

Entre le nord du Hangaï et les plaines de l'Angara se situe la région du **Hövsgöl** et des **Monts Sayan**. Elle est marquée par un large relief composé de trois dépressions NS associées à des structures en extension dont la plus importante contient le lac Hövsgöl, à l'est, suivie par les **bassins de Darkhat et de Busingol** vers l'ouest. La **dépression de Tunka** relie ces bassins au **lac Baïkal**. Au nord de cette région, les reliefs s'arrêtent sur une ligne NW-SE qui marque la bordure sud ouest du craton de l'Angara.

Les plus grands massifs ont été décrits. On observe aussi trois reliefs allongés qui traversent la dépression des grands lacs, d'est en ouest, marquant ainsi plusieurs bassins. Le plus au sud, qui est aussi le moins élevé, sépare le Hangaï du Sayan, entre les latitudes 49 °N et 50 °N. Il s'étend des massifs **Han Hörii**, à l'ouest, à **Bolnaï**, à l'est. Sa géométrie est rectiligne et il est surtout marqué dans la Dépression des Grands Lacs. Le long de sa bordure nord, dans sa moitié est, se trouve la faille décrochante du séisme de Bolnaï (23 juillet 1905). Le massif de Tagnoun, au centre, plus important, est courbé vers le Nord. Coincé entre ces deux reliefs, le bassin fermé du lac Uvs est à une altitude (746 m) très inférieure à la moyenne de la région (1500 m). Le troisième relief, le plus au nord, du nom de l'Académicien Obrutchev, est encore plus large et plus courbé que les deux autres. Il constitue la limite nord des reliefs d'Asie à l'Ouest du Baïkal. Les reliefs Tagnoun et Obrutchev sont associés à des failles inverses ou des chevauchements (Trifonov, 1986). Les jonctions de ces trois reliefs, à l'ouest, correspondent à la terminaison nord de la chaîne de l'Altaï.

Il est intéressant de noter la géométrie du losange ouvert vers l'Est, composé par des chaînes de Bolnaï - Han Hörii au nord, de l'Altaï à l'Ouest et du Gobi-Altaï au sud, et dont le centre est formé par le dôme du Hangaï.

1.3.2 Les bassins sédimentaires

Ils sont principalement contenus dans la Dépression des Grands Lacs, la Vallée des Lacs et le bassin du lac Uvs. Ces bassins séparent les chaînes de l'Altaï et du Gobi-Altaï de la zone Hangaï - Sayan. Leur largeur varie de quelques dizaines de kilomètres dans la Vallée des Lacs à plus de 200 km au niveau du lac Uvs. Leur longueur totale dépasse 1200 km. L'épaisseur des sédiments de la Dépression de Grands Lacs (Néogène à Quaternaire) est supérieure à 500 ou 700 m mais ne dépasseraient pas 1 à 2 km (Baljinyam et al., 1993).

Les reliefs de la Mongolie constituent la bordure nord des chaînes d'Asie bien que quelques massifs moins élevés (<2500m) et moins étendus peuvent être observés au NE du Baïkal. Cette diminution générale de l'altitude, quand on se déplace de la chaîne de l'Himalaya jusqu'au nord du Baïkal, pourrait être due à une diminution de l'activité tectonique et des contraintes (Molnar et Tapponnier, 1981) ou à des déformations de plus en plus récentes.

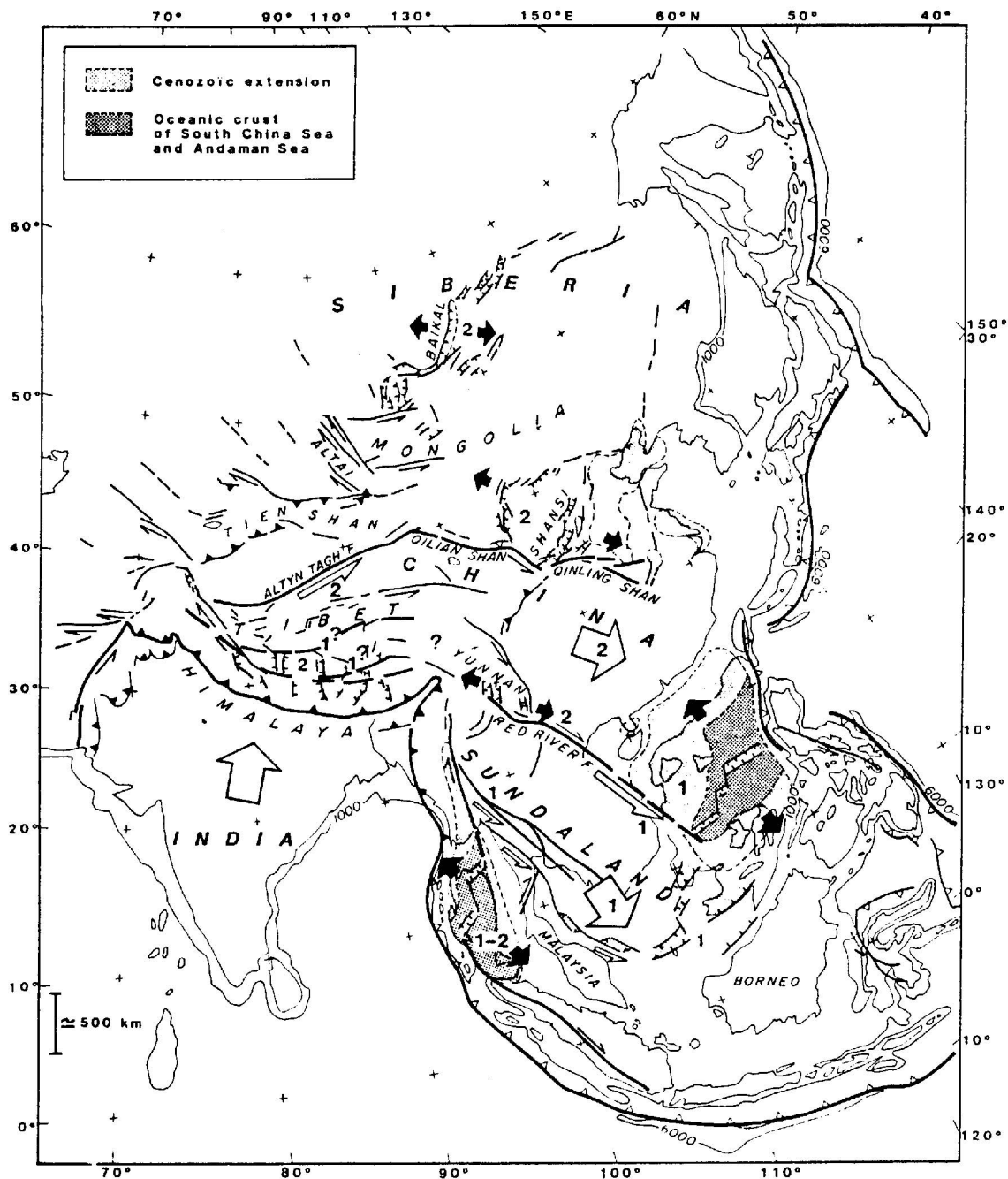
2. CADRE GÉOLOGIQUE ET GÉODYNAMIQUE

2.1. Introduction

La collision de l'Inde avec l'Asie et les déformations résultantes ont été modélisées par le poinçonnement d'un bloc rigide, l'Inde, dans une zone plastique homogène déformable, l'Asie, dont les bordures au sud-est et à l'est sont libres (Tapponnier et Molnar, 1979; Tapponnier et al., 1982; Peltzer et Tapponnier, 1988; Cobbold et Davy, 1988; Davy et Cobbold, 1988) (figure I.3). La collision a ainsi formé une vaste zone de chevauchements au sommet du poinçon (l'Himalaya et le Tibet) (modèles de Cobbold et Davy, 1988; Davy et Cobbold, 1988) et des bandes de déformation marquées principalement par de grands décrochements (Altyn Tag, Fleuve rouge, Tien Shan ...). Les mouvements sénestres le long de ces failles entraînent l'extrusion latérale des blocs qui les séparent. Pour certains auteurs, l'essentiel de la convergence NS serait accommodé par ces extrusions (Tapponnier et Molnar, 1979; Peltzer et Tapponnier, 1988; Avouac et Tapponnier, 1993; ...), pour d'autres, (England et Houseman, 1986; Vilotte et al., 1986; Houseman et England, 1993; ...) par l'épaississement crustal au front du poinçon. Aussi, d'après Avouac et Tapponnier (1993) le raccourcissement ayant eu lieu au nord du Tien Shan serait négligeable depuis la collision. Le Pichon et al. (1992) indiquent que l'épaississement crustal ne peut accommoder que 33% à 50% de la convergence et propose deux autres phénomènes complémentaires: extrusion et possible perte de la croûte dans le manteau.

Cependant, la notion d'homogénéité du continent asiatique, utilisée aussi bien dans les modèles numériques qu'analogiques, peut être discutée. (Il est à noter que le modèle de Peltzer et Tapponnier (1988) est marqué par des bandes de plasticine orientées EW induisant de la sorte des hétérogénéités) En effet, il semble que les bandes de déformations sont localisées le long de zones orogéniques associées aux sutures Paléozoïques et Mésozoïques (figure I.4). Ces zones orogéniques sont situées entre des blocs rigides, consolidés au Précambrien, accrétés à la Sibérie au cours de la formation de l'Asie pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque inférieur. Elles sont marquées par des dépôts marins et d'arcs insulaires associés à un magmatisme important (Burrett, 1974). Leur étendue est généralement limitée, en dehors du Tibet, à moins de 250 km de large mais avec des longueurs pouvant dépasser 2000 km (Tien Shan).

La région de la Mongolie fait partie de la vaste zone de l'Altaïd (figure I.4), de plusieurs milliers de kilomètres de long par plus de mille kilomètres de large. L'Altaïd enveloppe le bloc de la Sibérie par le sud et s'étend de l'Oural, à l'ouest, jusqu'à la mer de Okhotsk, à l'est, en traversant toute la Mongolie. Sa surface (5,3 million de km²) qui représente un neuvième de la surface totale de l'Asie, pourrait exprimer près de 50% de la croûte terrestre formée au cours du



Schematic map of inferred, large-scale Cenozoic extension in eastern Asia (modified from Tapponnier et al. [1982]). Heavy lines, major faults or plate boundaries. Open barbs, subduction of oceanic crust. Solid barbs, large intercontinental thrusts. Large open arrows represent qualitatively major block motions respective to Siberia since Eocene. Smaller solid arrows indicate directions of extension. Numbers near all arrows refer to successive tectonic regimes: 1, Middle Cenozoic; 2, Late Cenozoic.



figure I.3 Modélisation de la collision Inde - Asie par le poinçonnement d'un bloc rigide dans une zone plastique homogène déformable (D'après Peltzer et Tapponnier, 1988)

Paléozoïque (Sengör et al., 1993). C'est une ceinture orogénique formée de la fin du Protérozoïque au début du Mésozoïque. Elle est principalement constituée de matériaux associés aux subductions - accrétiens et contient de vastes intrusions plutoniques liées à des arcs magmatiques, qui sont parfois recouverts de dérivés volcaniques (Sengör et al., 1993; Zaitsev et al., 1989). Jusqu'à présent, aucun craton de taille importante n'a été mis en évidence dans cette vaste région qui paraît ainsi correspondre à une immense zone de suture.

Il ne s'agit pas, ici, de retracer en détail la chronologie de la formation de l'Asie qui est incertaine et fortement controversée. Par contre, à partir des données disponibles, nous essayerons de déterminer la répartition des formations et des structurations acquises en Mongolie au cours de la formation de l'Asie. Leurs relations avec les déformations actuelles seront discutées.

2.2. La Mongolie se construit du Précambrien au Mésozoïque moyen

La formation de l'Asie est caractérisée par l'accrétion de nombreux microcontinents à la plate-forme sibérienne (Argand, 1924). Ils sont séparés par des zones de sutures marquées par des dépôts de marges actives et d'arcs insulaires intensément déformés.

2.2.1. La suture précambrienne bordant la plate-forme sibérienne est reprise par les failles actives cénozoïques

A partir du Précambrien s'effectue l'accrétion de l'Asie autour de la plate-forme sibérienne. La géométrie en coin de l'Angara sera responsable des orientations des structures et des déformations qui l'entoureront (figure I.5) en se comportant comme un poinçon. Jusqu'à la fin Jurassique, la plate-forme effectuera une rotation horaire de 180° avant d'atteindre sa position actuelle. Aussi, par commodité, nous utiliserons son orientation actuelle lors des descriptions qui vont suivre. Ainsi, lorsque nous parlerons d'une déformation à l'est de la plate-forme, ceci signifiera l'est actuel et donc, dans ce cas, la région du Baïkal.

La chaîne Sayan Baïkal, observable actuellement à l'Est du lac Baïkal, se forme au Précambrien lors de collisions avec le craton Archéen de l'Angara, Ainsi, elle est située en bordure de la plate-forme sibérienne. La limite entre l'Angara et la chaîne Sayan Baïkal sera reprise au Cénozoïque par le rift du Baïkal (Houdry-Lémont, 1994; Delvaux et al., sous presse) (figure I.5) ce qui souligne l'étroite association entre les structures hérités et les déformations cénozoïques.

figure I.4

Figure simplifiée des cratons précambriens d'Asie (D'après Delvaux et al, sous presse)

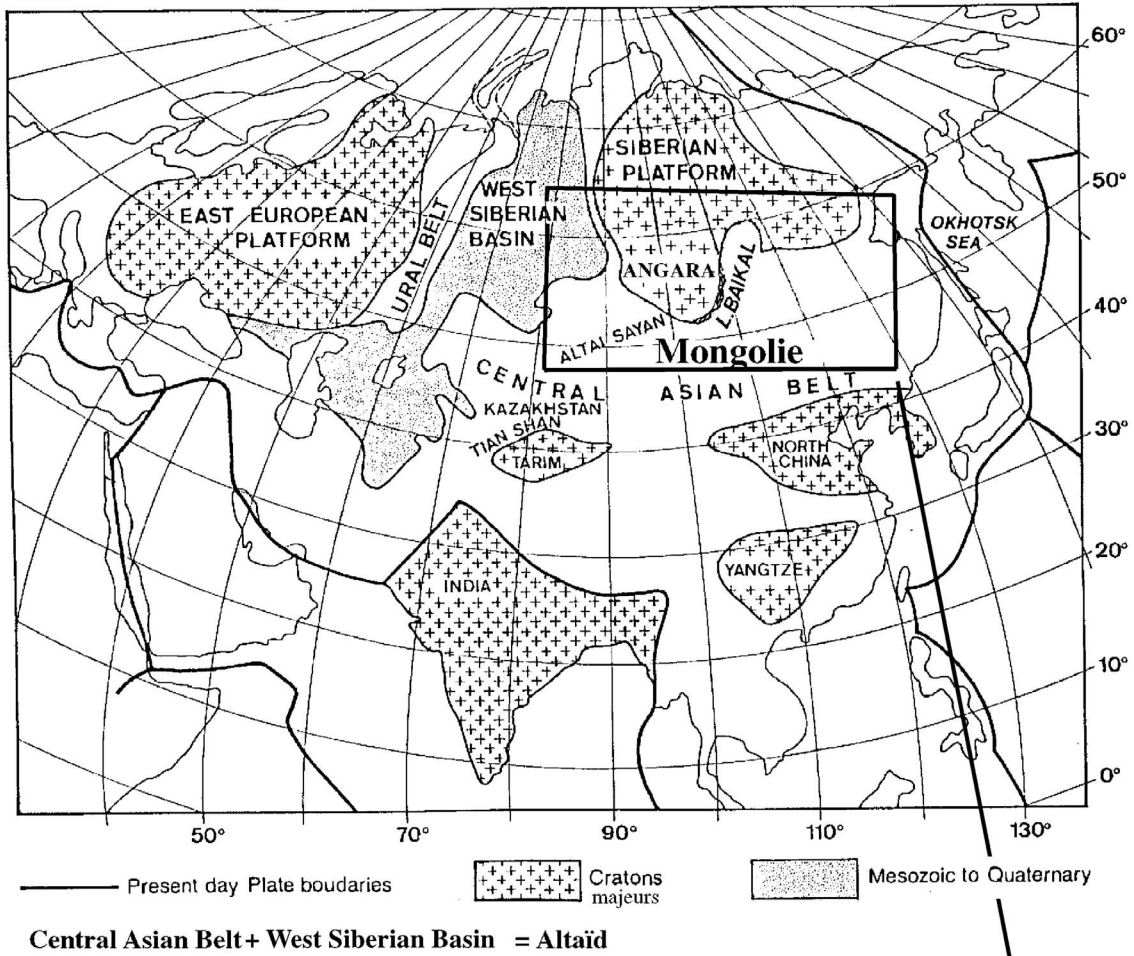
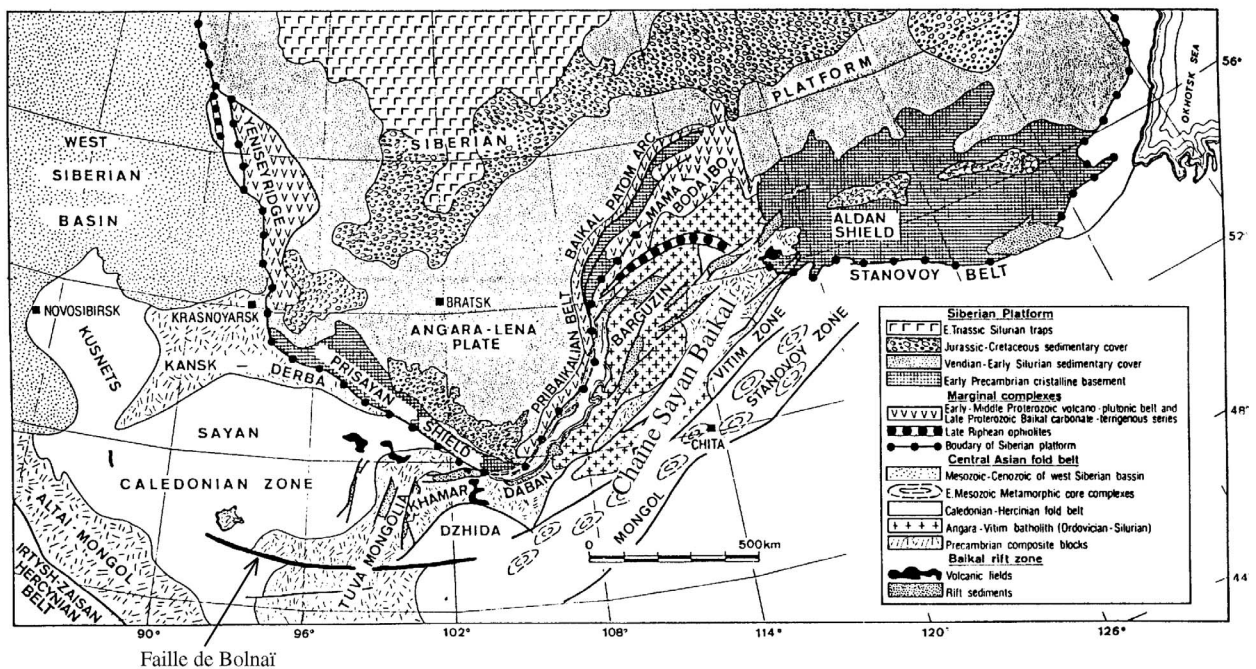


figure I.5

Chaîne Sayan Baikal
Hétérogénéités latérales autour de la plate-forme sibérienne



Faïlle de Bolnai

2.2.2. Cycle calédonien

Au cours du Cambrien et de l'Ordovicien, de nombreux microcontinents sont accrétés au sud et sud-est du craton Angara (Tuva Mongol, Khamar Daban ...) (figure I.4 et I.8.I), composant le nord de la Mongolie (Tomortogo, communication personnelle, Sengör et al., 1993; Zonenshain et al., 1990). Une structure importante, séparant ces microcontinents, a joué en décrochement senestre au Silurien (Tomortogo, communication personnelle). Elle sera reprise au Cénozoïque par la faille de Bolnaï (séisme du 23 juillet 1905) (figure I.5 et I.6).

Ainsi, deux structures majeures, actives depuis le Cénozoïque (faille de Bolnaï et rift du Baïkal), sont superposées à des limites anté - silurienne.

Le long de toute la bordure sud et est de cet ensemble, une zone de subduction océanique (océan Mongol - Okhotsk), associée à un arc insulaire, est active pendant tout le Paléozoïque (Zonenshain et al., 1985; Sengör et al., 1993; Delvaux et al., sous presse). Elle correspond à la bordure de l'actuel *Main Mongol - Okhotsk zone* (figure I.7 et I.8) qui sépare les formations calédoniennes et hercyniennes en Mongolie.

Sengör et al. (1993), lors de leur synthèse, proposent une structure supplémentaire en se basant sur le front des arcs insulaires afin d'expliquer la présence de nombreux complexes d'accrétions. En effet, ils supposent la présence d'un arc insulaire (*l'arc de Kipchak*) qui aurait été formé par la séparation (rifting) des blocs Baltique et Sibérie. Lorsque, au cours du Dévonien, la Sibérie se rapproche du craton Baltique tout en effectuant une rotation horaire, elle aurait entraîné avec elle l'ensemble des complexes accrétés le long de cet arc. Ces complexes auraient entamé un repli sur eux-mêmes, été plissés selon un axe vertical et été découpés par des systèmes de failles décrochantes. Ainsi, les complexes seraient juxtaposés, ce qui permet à Sengör et al. (1993) d'expliquer les nombreux complexes d'accrétion observés sur de grandes surfaces au Kazakhstan et, dans des proportions plus faibles, dans le Nord-Ouest de l'Altaï.

D'après les différentes reconstitutions, pendant le cycle calédonien, l'Altaï est coincé entre deux subductions, l'une à l'est (océan Mongol - Okhotsk) et l'autre à l'ouest (océan Paléotéthys), favorisant le développement de dépôts volcaniques et plutoniques (Delvaux et al., sous presse; Sengör et al., 1993; Zonenshain et al., 1990) (figure I.8.II). La subduction à l'est de l'Altaï est associée à des basaltes qui seront métamorphosés. Ces metabasalts sont actuellement parallèles aux orientations des failles actives de l'Altaï ce qui pourrait indiquer une reprise de ces structures par la tectonique récente.

L'extension de l'Altaï vers le sud-est, au début du Paléozoïque, est incertaine. Sa limite semblerait correspondre au nord de la chaîne actuelle du Gobi-Altaï. Ainsi, la région du Gobi-Altaï correspondrait à la limite entre les formations calédoniennes et hercyniennes (figure I.6).

figure I.4

Figure simplifiée des cratons précambriens d'Asie (D'après Delvaux et al, sous presse)

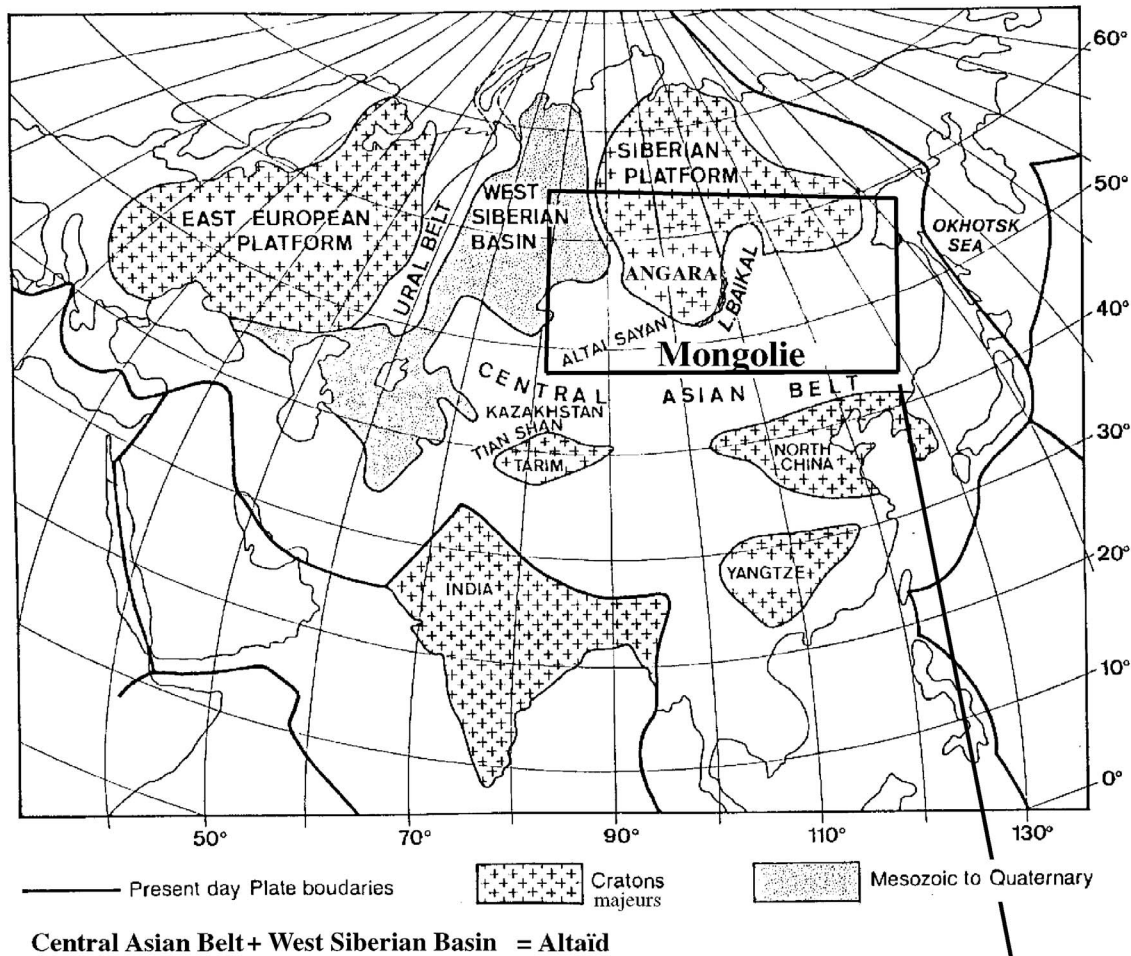
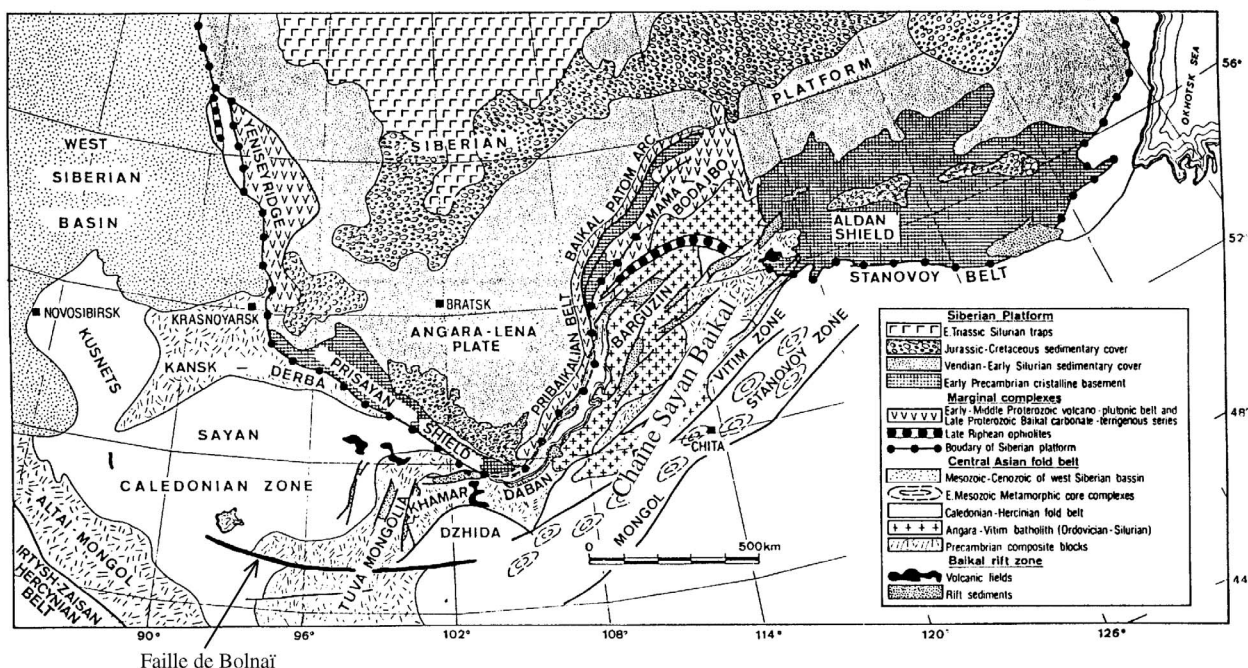


figure I.5

Chaîne Sayan Baikal
Hétérogénéités latérales autour de la plate-forme sibérienne



Faïlle de Bolnai

figure I.6 : répartition des formations calédoniennes et hercyniennes

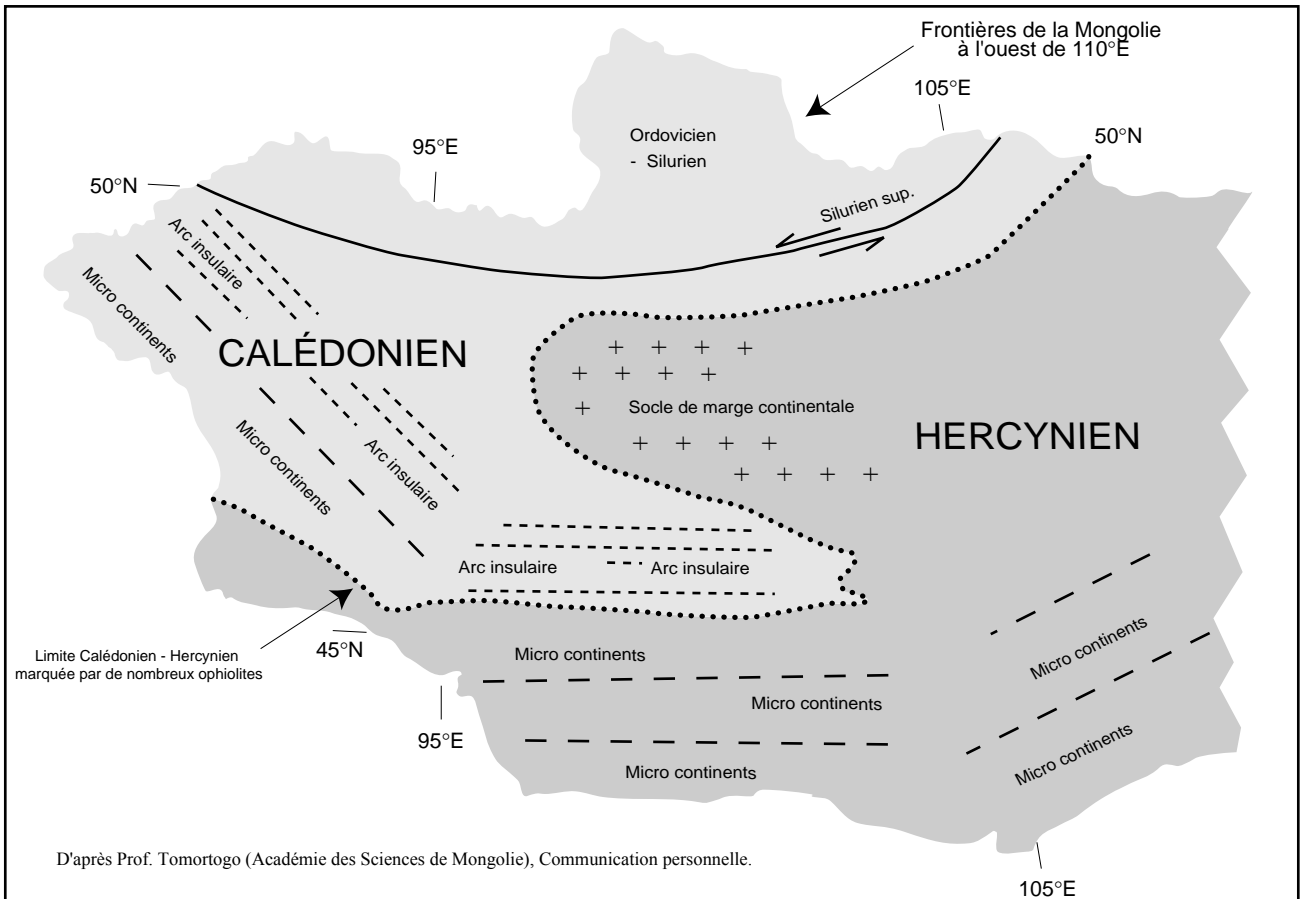
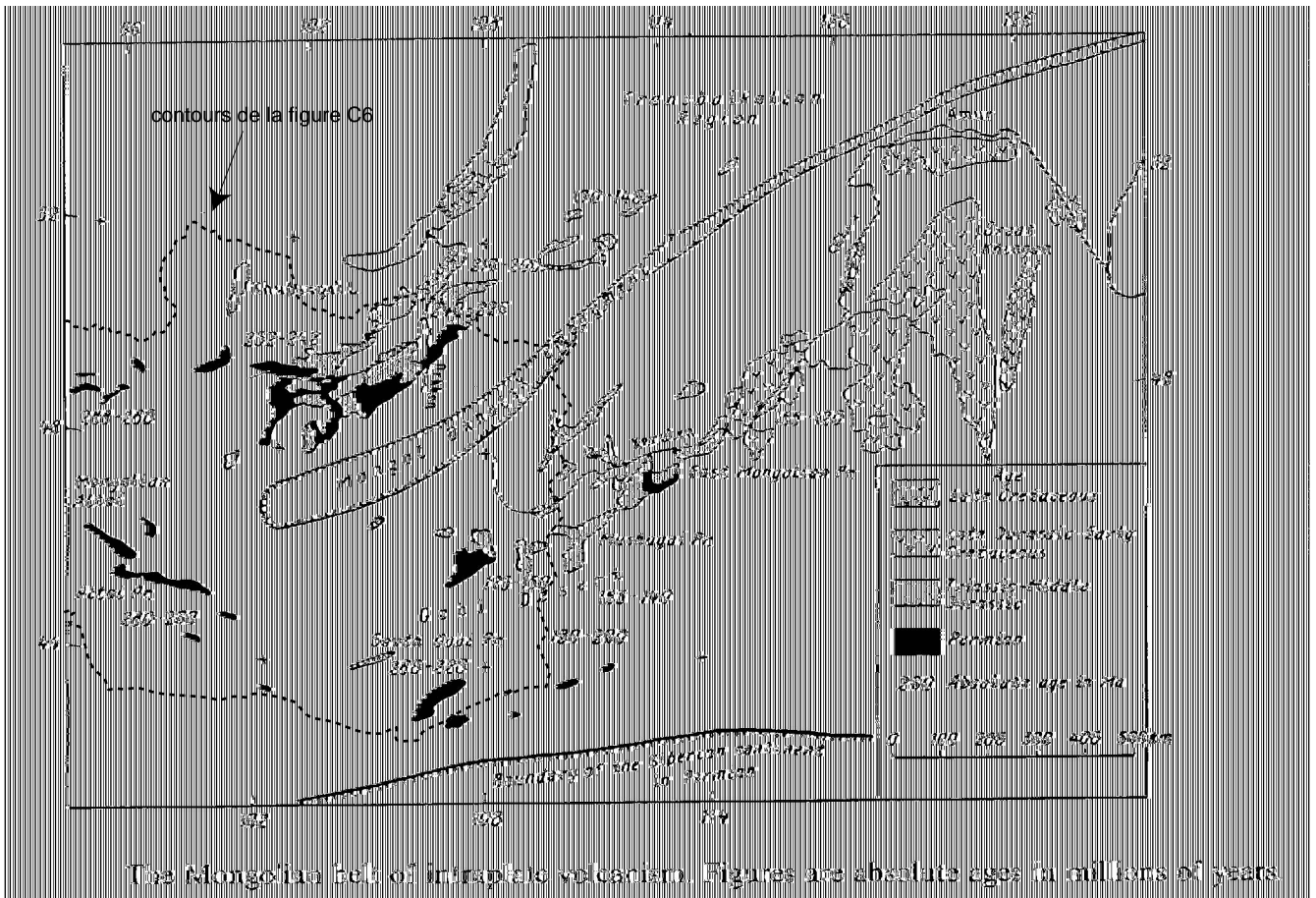


figure I.7 : Volcanisme associé à la zone de Mongol - Okhotsk



Aussi, la frontière calédonienne - hercynienne a été revue récemment, principalement à son extrémité sud, à partir de travaux de terrain qui ont mis en évidence de nombreuses ophiolites (figure I.6). Cette limite correspond, d'une part, à la subduction de la zone Mongol - Okhotsk à l'est et d'autre part à la bordure sud de l'Altaï (figures I.6, I.7 et I.8). Le massif du Gobi-Altaï est localisé au sud de cette limite Calédonien - Hercynien. Il semble que les observations de Florensov et Solonenko (1963), qui indiquent une relation entre la faille du Gobi-Altaï (séisme du 4 / 12 / 1957) et les structures anté-Mésozoïque du socle, concernent cette limite Calédonien - Hercynien.

2.2.3. Cycle hercynien

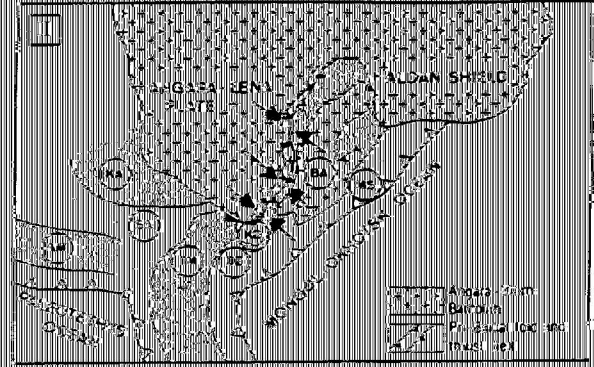
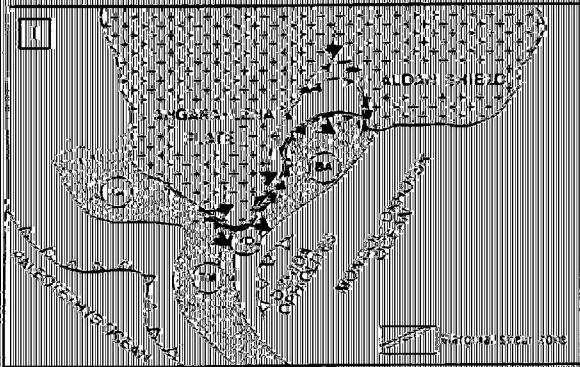
La région, composant le sud-est actuel de la Mongolie, est soudée à cette époque au bloc Sino - Coré (Pruner, 1992). Pendant tout le Paléozoïque, elle est séparée de la Sibérie et le nord de la Mongolie par l'océan Mongol - Okhotsk qui est entourée par les formations du cycle calédonien (Pruner, 1992; Sengör et al., 1993) (figure I.8, II et III). Ainsi, les formations du nord et du sud de la Mongolie actuelle évoluent séparément. Pruner (1992) indique 50° de différence en paléolatitudes entre la Mongolie et la Sibérie et surtout 150° de rotation relative du Permien à nos jours. Cette valeur est comparable aux $166 \pm 15^\circ$ de rotation antihoraire que nous avons mesuré à partir de basaltes alcalins permien (datées à 255 ± 6 Ma par K/Ar) prélevés au site de Bogd (voir annexe à la fin de ce chapitre). Ce dépôt est situé dans la Vallée des Lacs et fait partie des formations du cycle calédonien. Ces valeurs confirment que d'importants déplacements ont eu lieu après le Permien entre la Sibérie et les formations du sud de la Mongolie.

Au Permien, les mouvements horizontaux entre les cratons Sibérie et Baltique créent des décrochements au sein de l'ouest du Kazakhstan et de l'Altaï (Sengör et al., 1993) parallèlement à la bordure ouest du craton sibérien. Il semble que ces orientations sont identiques à celles des failles majeures actuelles de l'Altaï, ce qui suggérerait que les déformations cénozoïques de l'Altaï réactivent les structures permien.

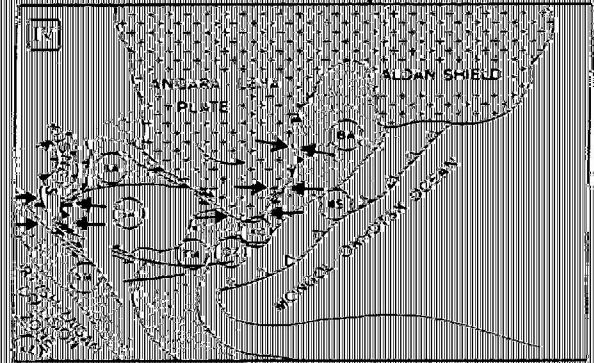
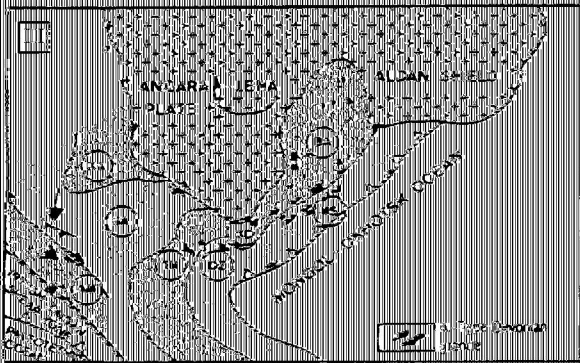
D'après Sengör et al. (1993), au Permien, les formations cambriennes à dévoniennes du sud de la Sibérie se replient sur elles-mêmes multipliant leur étendue et créant les structures observables actuellement en Mongolie occidentale hormis la région du Hangaï qui n'est pas encore formée à cette époque (Sengör et al., 1993). En effet, les formations paléozoïques du Kazakhstan et de la Mongolie sont composées de microcontinents, d'arcs insulaires et de formations plutoniques associées (Tomortogo communication personnelle - figure I.6, Zaitsev et al., 1989; Zonenshain et al., 1990). Cependant, bien que les interprétations de Sengör et al. (1993) expliquent les observations actuelles, les processus de déformation qu'ils évoquent sont très mal contraints.

Figure I.8 : Évolution paléozoïque et mésozoïque de la chaîne Sayan - Baïkal
d'après Delvaux et al. sous presse

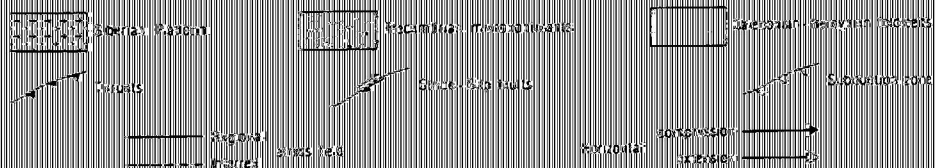
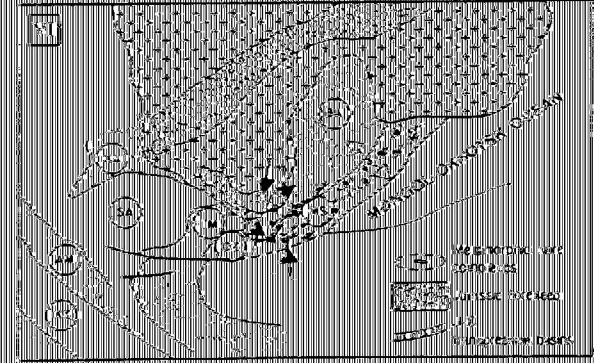
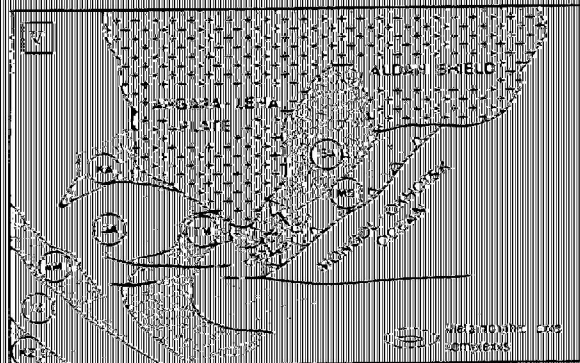
CYCLE CALEDONIEN AU PALÉOZOÏQUE



CYCLE HERCYNIEU AU PALÉOZOÏQUE



DÉFORMATIONS MÉSOZOÏQUES



AM, Altaï-Mongol; BA, Barguzin; BZ, Dzhaliza; IZ, Irtysh-Zaisan; KA, Kansk-Derba; KD, Khamar-Daban; KZ, Kazakhstan; MS, Mongol-Stanovoy; SA, Sayan; TM, Tuve-Mongolia.

Les formations paléozoïques subissent d'important plissements au Permien supérieur (Burrett, 1974) et affleurent actuellement dans les chaînes de l'Altaï et autour du Hangai. Ainsi, pendant tout le Paléozoïque, l'Altaï a continuellement subi des déformations orogéniques (Sengör et al., 1993). Il est ainsi caractérisé par une vaste zone de suture contenant de nombreux microcontinents agrégés au Paléozoïque plutôt qu'une suture bien délimitée avec une extension spatiale restreinte (Mueller et al., 1991). **Il en résulte d'importantes hétérogénéités latérales dans les formations paléozoïques de la Mongolie.**

2.2.4. Mésozoïque

La région de la Mongolie centrale, qui constitue actuellement le Hangai et sa continuité vers l'est, n'est pas encore formée à cette époque et demandera une partie du Mésozoïque pour devenir totalement continentale, après la fermeture de l'océan qui sépare le nord du sud.

2.2.4.1. Trias

La Sibérie et l'Altaï - Sayan sont séparés de la Mongolie centrale (soudée au bloc de Sino - Coré) par 30° de latitude. Entre les deux, dans l'Océan Mongol - Okhotsk, existe un grand delta lié à une configuration de collision continentale comparable à la Baie du Bengale aujourd'hui (Maruyama et al., 1989). On observe actuellement ces sédiments à l'est et au nord est du Hangai. La fermeture de cet océan, qui correspond à une suture majeure, se fait de l'ouest vers l'est en **fermeture éclair** ou en ciseau (figure I.8, V et VI et annexe à la fin de ce chapitre). La date de cette fermeture varie selon les auteurs. Le début, à l'ouest, est donné Carbonifère à Permien et la fin, à l'est, fin Jurassique à Crétacé (Mueller et al., 1991; Zonenshain et al., 1985; Burrett, 1974; Pruner, 1992; Faure et Natal'in, 1992; Lee et al. 1987; Bai Yun Hong, 1987; Zhang et al., 1989). Le massif du Hangai est actuellement bordé, du nord au sud en passant par l'ouest, d'ophiolites qui sont les témoins de cette fermeture (Tomortogo, communication personnelle; Zaitsev et al., 1989).

Cette fermeture éclair est associée à une rotation antihoraire des cratons du Tarim à l'ouest et Sino - Coré à l'est qui entrent en collision avec la Sibérie via l'Altaï. Une analyse paléomagnétique effectuée sur un dépôt de la Vallée des Lacs (voir cycle hercynien dans ce chapitre) confirme la présence d'importantes rotations au Mésozoïque. Il en résulte d'importantes déformations en Mongolie et le plissement des dépôts existants. Le volcanisme, présent de part et d'autre du linéament Mongol - Okhotsk, se déplace vers l'est lors de la fermeture (figure I.7). Il est associé à de nombreuses intrusions granitiques. Celles-ci sont actuellement observables au sein du massif du Hangai. Le rajeunissement des granites, au fur et à mesure que l'on se déplace vers le centre du massif du Hangai, corrobore cette fermeture en ciseau. Il en découle une configuration symétrique des zones de sutures et de subductions en Mongolie qui sont multicycles et plus étendues au nord qu'au sud (Pruner, 1992; Sengör et al., 1993). La localisation actuelle du massif

du Hangai à l'extrémité ouest du linéament Mongol - Okhotsk suggère une possible relation avec l'histoire mésozoïque de la région.

A la fin du Trias, l'Asie (ou "Pal Asie") est formée hormis quelques blocs non accrétés : Indonésie, Malaisie et Sumatra (Maruyama et al., 1989). Ainsi, la région du Hangai, bien que placée au centre de l'Asie, a été la dernière à se former dans la région avant la collision de l'Inde.

La période qui suit (Jurassique et Crétacé), associée à de faibles déformations, permet le développement de dépôts sédimentaires dans les bassins de Mongolie.

2.2.4.2. Jurassique

Quelques faibles plissements ont été observés. Ils sont dus à des épisodes tectoniques qui ont aussi été enregistrés autour de la Mongolie et qui ont pu affecter légèrement ses formations.

En effet, à l'est, la Sibérie est marquée par un contexte d'accrétion (Maruyama et al., 1989). De plus, au sud du Tien Shan, fin Jurassique à fin Crétacé, s'accrètent le bloc de Lhasa (Hendrix et al., 1994; Maruyama et al., 1989) ainsi que l'arc du Kahistan-Dras (Patriat et Achache, 1984) ce qui crée de nouvelles déformations au sein du Tien Shan qui réactivent d'anciennes structures et en crée de nouvelles (Hendrix et al., 1994). Ce seront les dernières collisions en Asie avant celle de l'Inde.

2.2.4.3. Crétacé

Florensov et Solonenko (1963) décrivent dans la région du séisme du Gobi-Altai une surface d'érosion et une discordance de 20° entre les dépôts crétacés et cénozoïques. Ceci pourrait être le témoin du déplacement des blocs Tarim, Yangtze et Sino - Coré (réunis en une seule unité - Lee et al., 1987) vers l'est par rapport à la Sibérie depuis le Crétacé. L'amplitude de ce déplacement est très discutée (500 à 4000 km) (Li et al., 1988; Besse et Courtillot, 1984; Lin et al., 1984 et 1985; Tapponnier et Molnar, 1979) et pourrait s'être effectué, d'après Lee et al. (1987), dans les zones d'orogénèse de Mongolie.

Une subduction rapide des plaques entourant l'Asie associée à une forte accrétion à l'est sont à l'origine d'un magmatisme arrière arc important à sa bordure (Maruyama et al., 1989). Aussi, fin Crétacé à début Paléogène, la marge est de l'Eurasie est de type Andes (Faure et Natal'in, 1992).

La faible activité tectonique depuis le Jurassique a permis le développement d'une vaste surface d'érosion marquée jusqu'au nord du Baïkal (datée Crétacée à Éocène) (Houdry-Lémont, 1994; Delvaux et al., sous presse; Baljinyam et al., 1993). Cette surface d'érosion caractérise le

sommet plat des reliefs, aussi bien dans le Gobi-Altai que l'Altai et le Hangai. Elle est parfois recouverte par des dépôts du Crétacé supérieur à Paléocène (partie est de la Mongolie) et par des basaltes oligocènes à miocènes (principalement dans le Hangai) ce qui donne un âge approximatif à cette surface d'érosion. Aussi, les reliefs actuels, formés après cette pénéplanation sont principalement dus aux déformations cénozoïques et quaternaires.

2.3. Une réactivation des structures paléozoïques et mésozoïques au cours du Cénozoïque

2.3.1. Paléocène - Éocène : Collision Inde - Asie.

Cette période correspond à une importante réorganisation régionale liée à la collision Inde-Asie. En effet, le contact, entre le NW de l'Inde et l'Asie, est daté, suivant les auteurs, entre la fin du Crétacé et le début du Paléocène. Cette période correspond, entre autres, à une réorganisation des plaques de l'ouest de l'Océan Indien (Courtillet et al., 1986), à la variation du rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ dans l'eau de mer (Martin et Mc Dougall's, 1991) et à la formation des trapps du Deccan (Klootwijk et al., 1992). De plus, à partir de données magnétiques (Schlich, 1975; Patriat et Achache, 1984) et paléomagnétiques de l'Océan Indien (Pierce, 1978; Besse et al., 1984; Klootwijk et al., 1992), une réduction de la vitesse de déplacement de l'Inde vers le nord a pu être mesurée. Elle passe de 18-19,5 cm/an à environ 4,5 cm/an vers -55 à -53 Ma (Klootwijk et al., 1992). Ceci correspondrait à l'achèvement de la suturation de l'Inde à l'Asie, à un arrêt temporaire de la rotation antihoraire de l'Inde (Klootwijk et al., 1992), à une diminution de la vitesse d'ouverture de la ride Est Indienne (Patriat et Achache, 1984) et au changement de direction de la plaque Pacifique (Uyeda et Miyashiro, 1974). Aussi, l'Asie centrale, alors comprimée entre les blocs de l'Inde et de la Sibérie, a pu subir des contraintes importantes et des déformations. En effet, cette région aurait pu se réajuster jusqu'à résister suffisamment pour obliger l'Inde à diminuer sa vitesse de remontée vers le nord. Ceci pourrait expliquer les déformations datées à environs 50 Ma au niveau du Baïkal (Logatchev, 1984).

Depuis cette époque, l'Asie est entourée à l'est et au sud-est par une zone de subduction (Maruyama et al., 1989) qui est considérée comme étant une bordure libre dans les modélisations de la collision Inde-Asie en comparaison avec les bordures fixes du nord et de l'ouest de l'Asie (Tapponnier et al., 1982) (figure I.3).

Ceci constitue le début du raccourcissement crustal de l'Asie estimé à 2600 ± 900 km au total entre l'Inde et la Sibérie (Patriat et Achache, 1984). Il sera marqué par les déformations internes associées aux chevauchements intracontinentaux puis par l'extrusion latérale qui est le mécanisme dominant du mouvement des plaques tectoniques (Tapponnier et al., 1982).

2.3.2. Oligocène - Miocène

Cette période du tectonisme Himalayen, plus importante, est observable par les discordances entre Oligocène et Miocène (25 Ma) (Zhang et al., 1989). Elle sera enregistrée jusqu'au Baïkal et caractérise ainsi le début de la déformation en Asie centrale.

Au sud, la collision Inde-Asie se poursuit créant une fragmentation de l'Asie, un important delta dans la Baie de Bengale, une extrusion vers l'Est de la Chine centrale et la rotation horaire du bloc de l'Indonésie (Maruyama et al., 1989).

Au niveau du Tien Shan, une discordance très étendue à la base d'une séquence de conglomérats d'âge oligocène à miocène marque le début de la déformation induite par la collision Inde-Asie qui est située à plus de 1000 km au sud (Windley et al., 1990). Le massif du Tien Shan subit depuis cette époque un raccourcissement important qui augmente au fur et à mesure que l'on se dirige vers l'ouest (Chen et al., 1991), et qui est caractérisé par des **failles inverses contrôlées par les structures paléozoïques** (Windley et al., 1990).

En Mongolie, un changement de la taille des éléments des sédiments (fin vers grossier) est l'un des arguments en faveur d'une déformation importante fin Oligocène - début Miocène (Devyatkin, 1974). Cependant, l'âge de ces déformations est variable dans le temps et l'espace en Mongolie, rendant difficile une détermination précise (Baljinnjam et al., 1993). Nous discuterons ce point à la fin de ce chapitre.

Après les nombreuses collisions du Paléozoïque et du Mésozoïque, la région du Baïkal est, au cours du Cénozoïque, soumise à une extension qui est responsable de la formation du rift du Baïkal. L'âge du début de ce rifting est le foyer d'un large débat. De plus, la première phase de rifting est considérée lente, ce qui rend d'autant plus difficile sa datation. Les données contraignant les différentes propositions sont principalement issues des dépôts sédimentaires au sein du rift. Après une discussion sur les données actuellement disponibles, Houdry-Lémont (1994) indique que le début du rifting est compris entre la fin du Paléocène et le début du Miocène (fin Oligocène) en précisant que cette dernière date est la seule référence absolue que l'on dispose. Nous discuterons ce point à partir de nos observations dans la région du Hangaï (voir la discussion dans le chapitre II: Structures actives - dôme du Hangaï) dont la déformation

cénozoïque est en partie en relation avec le rift du Baïkal. Tous les auteurs s'accordent cependant sur la fin, au Miocène supérieur, de cette phase lente, marquée par une subsidence de 0,1 à 0,25 mm/an dont les éléments fins sont indicatifs d'un faible relief (Houdry-Lémont, 1994). Il faut noter que cette période correspond à des déformations faibles en Asie centrale. Néanmoins, ce rift constitue actuellement une des plus importantes structures d'Asie et bien que les données disponibles soient trop faibles pour trancher, nous pensons que le rifting contribue aux déformations cénozoïques en Mongolie occidentale.

Ainsi, la collision est enregistrée très loin en Asie centrale. Les déformations massives qui en découlent se propagent progressivement vers le nord devenant ainsi de plus en plus récentes (Tapponnier et al., 1982).

2.3.3. Les conditions aux limites de la Mongolie au cours du Pliocène - Quaternaire

A cette époque, les déformations s'accélérent en Asie Centrale, aussi bien dans le Tien Shan qu'en Mongolie ainsi qu'au niveau du Baïkal. Les déformations en Mongolie occidentale font l'objet de ce travail et seront présentées dans les chapitres suivants. Ci-dessous, nous indiquerons uniquement les grandes caractéristiques des déformations entourant la Mongolie.

L'Eurasie, à l'ouest et au nord de la Mongolie, semble être très stable en comparaison aux déformations existantes au sud (Tibet, Tien Shan, ...), au nord-est (Baïkal) et le long de la subduction de l'ouest Pacifique. Ainsi, lors des modélisations numériques et analogiques (Peltzer et Tapponnier, 1988; Cobbold et Davy, 1988), le nord et l'ouest de l'Asie sont considérés comme des bordures fixes alors que la subduction, à l'est, est considérée comme une bordure libre.

Dans le Tien Shan, il semble que le raccourcissement et le soulèvement s'accélérent depuis le Plio - Quaternaire (Avouac, 1991) expliquant l'abondance des conglomérats.

Dans la région du rift Baïkal, une discordance angulaire de 20° entre les séries pliocènes et miocènes, un taux de subsidence passant de 0.1-0.25 mm/an à 0.6-0.7 mm/an au centre et sud du rift, ainsi que l'augmentation de la taille des éléments des dépôts détritiques témoigneraient d'une accélération de l'activité tectonique correspondant à la seconde phase de rifting (*rapide*) ayant débuté il y a 3,5 Ma (Pliocène moyen) (Houdry-Lémont, 1994).

Le début de la formation des dépressions serait au Pliocène pour le Hövsgöl et Quaternaire pour Darkhat et Busingol (Houdry-Lémont, 1994 d'après Logatchev, 1993).

2.3.4. Les raccourcissements Tertiaires et Quaternaires en Asie Centrale

Le raccourcissement entre le Tibet et la Sibérie est supérieur à 2000 km depuis la collision Inde-Asie (Chen et al., 1991) et atteindrait 2600 ± 900 km d'après Patriat et Achache (1984).

Une partie serait absorbée dans les chaînes l'Atlaï et du Sayan depuis fin Jurassique, les données paléomagnétiques indiquant 650 ± 410 km de raccourcissement NS entre le Dzungar et la Sibérie. En considérant les chaînes l'Altaï et du Sayan en équilibre isostatique, (environ 50 km d'épaisseur), ainsi qu'une croûte de 35 km d'épaisseur avant déformation, Chen et al. (1991) indiquent la nécessité d'un raccourcissement de 300 km au minimum dans ces chaînes qui peut être aisément étendu à 400 km si l'on inclut l'érosion et une possible extrusion latérale. Ainsi, la Mongolie occidentale aurait subi un raccourcissement important ce qui nous paraît incontournable au vu de l'étendu des déformations et du relief associé dans la région.

D'après Chen et al. (1991), une déformation en cisaillement, entre l'Inde et l'Asie (bloc de Sibérie) le long d'une ligne allant du Pamir au Baïkal, serait marquée par la disposition en relais des massifs du Tibet, Tien Shan et Altaï. Ceci expliquerait la rotation horaire, de près de 10° , du bloc du Tarim ainsi que la rotation antihoraire du Dzungar (Chen et al., 1991).

2.3.5. Le mouvement actuel des plaques autour de l'Asie

Actuellement, la plaque Indo - Australienne se déplace vers le nord à une vitesse de 5 à 8 cm/an. Ceci entraîne pour leur frontière commune, de l'ouest à l'est, une collision continent - continent entre l'Inde et l'Asie, une subduction associée à un système d'arc à l'est de l'Inde et une collision arc - continent au nord de l'Australie (Maruyama et al., 1989).

En même temps, l'Eurasie se déplace vers l'Est à une vitesse inférieure à 1 cm/an (Maruyama et al., 1989). Sous la marge est de l'Asie, la plaque Pacifique subducte à une vitesse de 8-11 cm/an (Maruyama et al., 1989).

2.3.6. La localisation des déformations actuelles est en partie héritée des structures anté cénozoïques.

Nous allons, à partir des observations de terrain, essayer de définir les relations entre les structurations anciennes et les failles actives actuelles.

Molnar et Tapponnier (1981) ont observé une relation entre l'âge de la croûte en Asie et les déformations. Ils remarquent que l'intensité de la déformation est plus importante dans les orogènes paléozoïques et mésozoïques que dans les boucliers qui sont peu déformés. C'est le

cas, par exemple, pour le bassin du Tarim où il existe peu d'évidence de déformations qui est ainsi considéré comme un bloc stable (Windley et al., 1990). Aussi, les flux de chaleur sont plus forts sous les zones d'activité orogéniques, d'où des températures du manteau supérieures dans ces zones que sous les boucliers ce qui tend à affaiblir les ceintures jeunes. Ces variations de température indiqueraient aussi un épaissement de la lithosphère dans le temps. Ceci expliquerait en partie pourquoi les jeunes ceintures sont réactivées par la collision Inde-Asie alors que les blocs anciens restent stables. C'est le cas par exemple le long de l'orogénèse du Tien Shan où les structures Paléozoïques contrôlent la divergence des failles inverses cénozoïques. De plus, l'orientation du massif est parallèle au centre des dépôts du Jurassique ce qui suggère que l'élongation actuelle des bassins intramontagneux est héritée du Jurassique (Windley et al., 1990; Allen et Windley 1993).

Mattauer (1986) propose plusieurs localisations possibles pour les grands décrochements tertiaires en Asie. Ils seraient soit au niveau de paléo - sutures océaniques qui sont réactivées d'autant plus facilement qu'elles sont jeunes, soit entre des boucliers anciens et des chaînes plus récentes, soit ils pourraient reprendre des anciens décrochements. Ainsi, son modèle est aussi basé sur une étroite relation entre les déformations actives et les structures héritées de la formation de l'Asie.

Par contre, pour Baljinyam et al. (1993), bien que l'histoire de la Mongolie ait laissé des zones de faiblesses, les déformations actuelles seraient principalement en relation avec la topographie actuelle et avec la structure du manteau supérieur et non pas avec les structures anciennes. Pourtant, il existe de nombreuses correspondances entre les structures anciennes et la déformation actuelle en Mongolie. En effet, l'orientation du massif de l'Atlaï est parallèle aux formations liées aux subductions et accrétiens paléozoïques, le Gobi-Altai se situe à la frontière des formations calédoniennes et hercyniennes, la faille de Bolnai est superposée à une structure majeure ayant joué en décrochement au Silurien, le massif du Hangaï constitue l'extrémité ouest de la zone Mongol - Okhotsk formée au Mésozoïque moyen et les principales failles actives du rift du Baïkal correspondent à la limite entre le craton sibérien et les Baïkalides (Houdry-Lémont, 1994).

Ainsi, nous proposons qu'il résulte de la formation de l'Asie des hétérogénéités latérales importantes qui permettent une localisation préférentielle de la déformation post Mésozoïque (Molnar et Tapponnier, 1981). Ainsi, une réactivation, par la collision Inde-Asie, des structures majeures paléozoïques et mésozoïques paraît être une caractéristique de l'Asie centrale. Finalement, les déformations en Asie centrale sont dues en majeure partie au poinçonnement d'un bloc rigide dans un milieu hétérogène, localement indéformable, marqué par des zones de faiblesses héritées de la formation de l'Asie.

3. UNE LITHOSPHERE DÉFORMÉE ET UN VOLCANISME ALCALIN

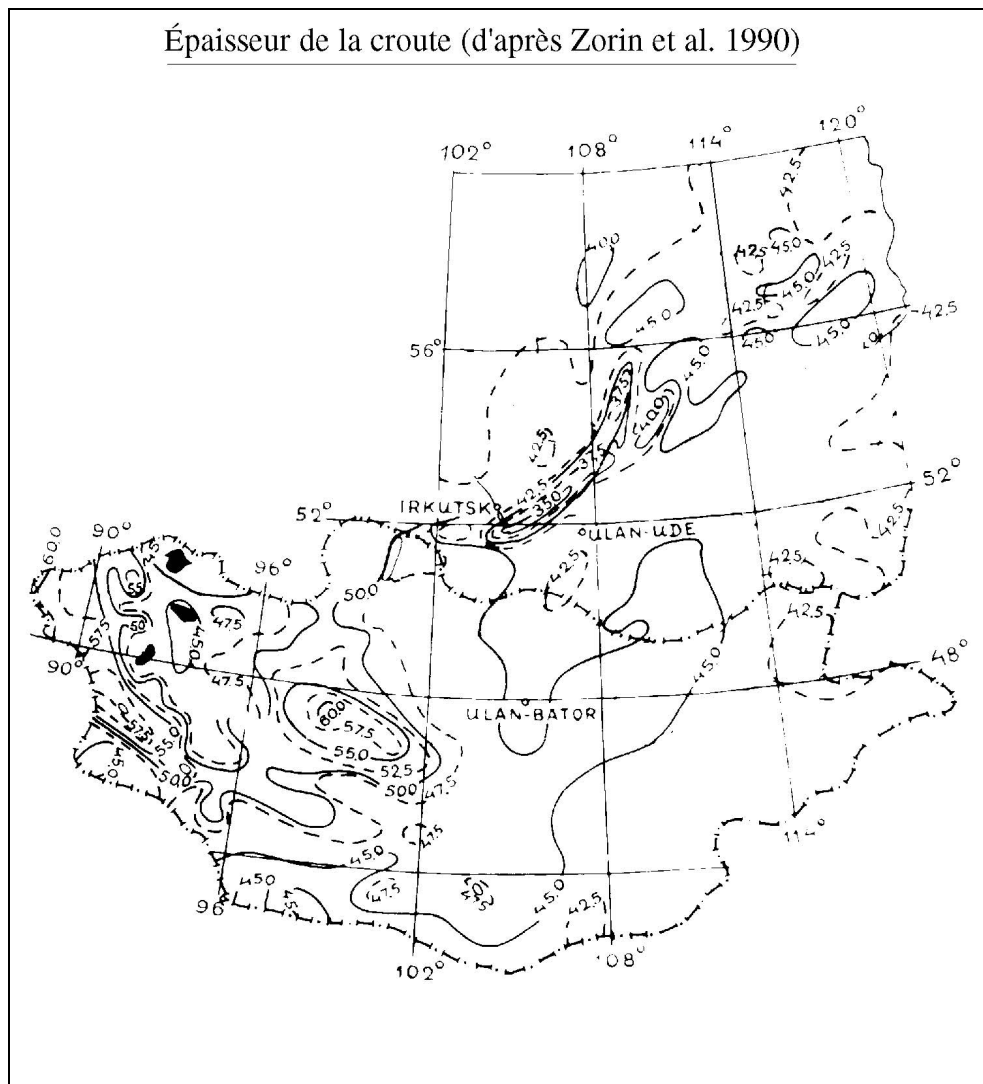
3.1. Les caractéristiques de la lithosphère en Mongolie.

Les seules cartes régionale des épaisseurs de la croûte et de la lithosphère en Mongolie ont été publiées par Zorin et al. (1990) par l'inversion de données gravimétriques. Ils contraignent leur étude par les quelques données disponibles sur la région.

3.1.1. Une croûte épaisse

L'analyse des anomalies gravimétriques indique un maintien de l'isostasie en Mongolie, une compensation des reliefs et la présence d'hétérogénéités de densité qui sont attribuées à la croûte supérieure (Zorin et al., 1990). A partir de ces observations, Zorin et al (1990) proposent une équation de régression reliant le relief (lissé selon des grilles de 30 km par 30 km) à l'épaisseur de la croûte. Ainsi, ils construisent une carte de l'épaisseur crustale de la zone Mongolie - Baïkal calculée à partir du niveau de la mer. Leur formulation est contrainte par des sondages de sismique profonde dans la zone du Baïkal qui indiquent une lithosphère amincie. Aussi, en appliquant cette équation de régression à toute la Mongolie, ils supposent une asthénosphère remplaçant partiellement la partie mantélique de la lithosphère dans toute la région. Cet "a priori" est vérifié dans le Hangaï où la vitesse des ondes S dans le manteau supérieur est comparable à celle déterminée sous le rift du Baïkal, là où la lithosphère est amincie. Finalement, en supposant la partie lithosphérique sous le Moho remplacée par de l'asthénosphère, Zorin et al (1990) imposent "de fait" une compensation des massifs par une augmentation de l'épaisseur crustale.

Leurs résultats reflètent la répartition des reliefs *étendus* (figure I.9). La carte obtenue est comparable à celle publiée en 1983 par l'Institut de Géophysique de l'Académie de Chine à partir de données gravimétriques (Tan-Tjong-Kie, 1987). Elle montre une croûte fortement épaissie sous le Sayan, le Hangaï où elle atteint 60 km, ainsi que sous l'Altaï (zones correspondantes à des reliefs étendus) alors que sous le Gobi-Altaï, elle n'est que de 45 km (relief étroit) ce qui représente un faible épaississement par rapport à une croûte continentale normale (35 à 40 km).



(figure I.9)

L'épaississement sous le Hangai est contraint par la distribution des vitesses des ondes S qui suggère une croûte d'environ 50 km d'épaisseur, ainsi supérieure à celle du Baïkal (Kozhevnikov et al., 1990). Pourtant, les mesures effectuées dans la même zone à partir des ondes de Rayleigh sont comparables à celles obtenues pour les Bassin and Range (USA) où la croûte n'est que de 30 km, ce qui, d'après Baljinnyam et al (1993), laisserait supposer une épaisseur normale de la croûte en Mongolie. Dans ce cas, l'altitude générale de la Mongolie serait nécessairement compensée par une remontée asthénosphérique laquelle serait plus importante sous les reliefs actuels. Cependant, les données sont actuellement insuffisantes pour accepter totalement l'une de ces interprétations.

Finalement, du fait des nombreuses incertitudes, nous utiliserons la carte publiée par Zorin et al. (1990) (figure I.9) en temps que guide général à l'échelle régionale. Elle indique un épaississement régional de la croûte (45 km) qui croît encore sous le Hangai et l'Altaï. Une telle

épaisseur de croûte est observée en Asie dans les zones ayant subi d'importants raccourcissements crustaux tels le Tien Shan (Cotton et Avouac, 1994) et le Tibet où la croûte est d'environ 70 km (Hirn et al., 1984) ou dans les bassins du Tarim, Hami et Dzungar (42 à 50 km) qui caractérisent d'anciens cratons (Zhang et al., 1989). Ainsi, d'après l'étude de Zorin et al. (1990), la Mongolie aurait subi des raccourcissements crustaux.

3.1.2. Une lithosphère amincie

L'inversion des données gravimétriques a aussi permis à Zorin et al. (1990) d'établir une carte de la profondeur de la lithosphère. Ils corrigent de l'effet du Moho et de la croûte par les valeurs obtenues précédemment, elles aussi, à partir de l'inversion des données gravimétriques (voir ci-dessus). Cependant, ils contraignent leur modèle par plusieurs observations.

En effet, les vitesses des ondes P et S indiquent une épaisseur de 200 km pour la plate-forme sibérienne ainsi qu'une anomalie de faible vitesse sous le Sayan - Baïkal, entre 40-50 km et 200 km de profondeur, par rapport au bouclier sibérien (Rogozhina et al., 1983). Un autre argument en faveur d'une lithosphère amincie est obtenu par l'étude des variations de la vitesse des ondes S, mesurées au niveau mondial (Anderson et al., 1992). En effet, elle met en évidence des anomalies de faible vitesse à 38,3 et 110 km sur une vaste zone entourant le craton sibérien par le sud et couvrant la Mongolie. Celles-ci disparaissent à 210 km de profondeur et peuvent être ainsi interprétées par la présence d'un matériel chaud sous la région.

Par ailleurs, sous le Hangaï, les vitesses des ondes S dans le manteau supérieur sont comparables à celles observées sous le rift du Baïkal (environ 4,3 km/s) indiquant que la lithosphère y est fortement amincie (Kozhevnikov et al., 1990). De plus, le retard des ondes P, émergeants subverticalement, est d'environ 1 seconde, ce qui est comparable aux observations sous le rift (Zorin et al., 1990; Rogozhina et al., 1983). Enfin, les nombreuses sources d'eau chaude dans le massif du Hangaï indiquent un gradient thermique supérieur à la normale. Nous avons ainsi plusieurs observations différentes indiquant une lithosphère amincie sous le Hangaï et Sayan - Baïkal.

La modélisation, ainsi contrainte, indique un faible contraste de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère (20 kg/m^3) qui peut être expliqué par une fusion partielle de la lithosphère (Logatchev et Zorin, 1992; Davis, 1991; Zorin et al., 1990). En effet, dans les rifts intracontinentaux, la transition entre la croûte et l'asthénosphère est souvent complexe et ne correspond pas exactement au remplacement de la lithosphère sous-crustale par l'asthénosphère (Kiselev et Popov, 1992). Par contre, cette faible différence de densité rend le résultat de l'inversion gravimétrique peu sensible à la profondeur de la lithosphère. C'est pourquoi celle-ci doit être fixée par des données complémentaires qui existent localement aujourd'hui (Hangaï, Sayan et Baïkal).

Les résultats indiquent une remontée asthénosphérique qui arrive localement à la base de la croûte (figure I.10). Celle-ci aurait débuté il y a 30 à 35 Ma et ne serait arrivée à la base de la croûte que depuis 3 à 4 Ma (Zorin et al., 1990). Une telle remontée serait la cause de l'altitude générale de la Mongolie occidentale et plus localement du dôme du Hangai et Sayan - Baïkal. Au centre du Baïkal, l'étude de télé-séismes (Gao et al., 1994) montre un contraste de vitesse à 50 km de profondeur pouvant caractériser le sommet de l'asthénosphère et confirmant ainsi les valeurs obtenues par Zorin et al (1990) dans cette région.

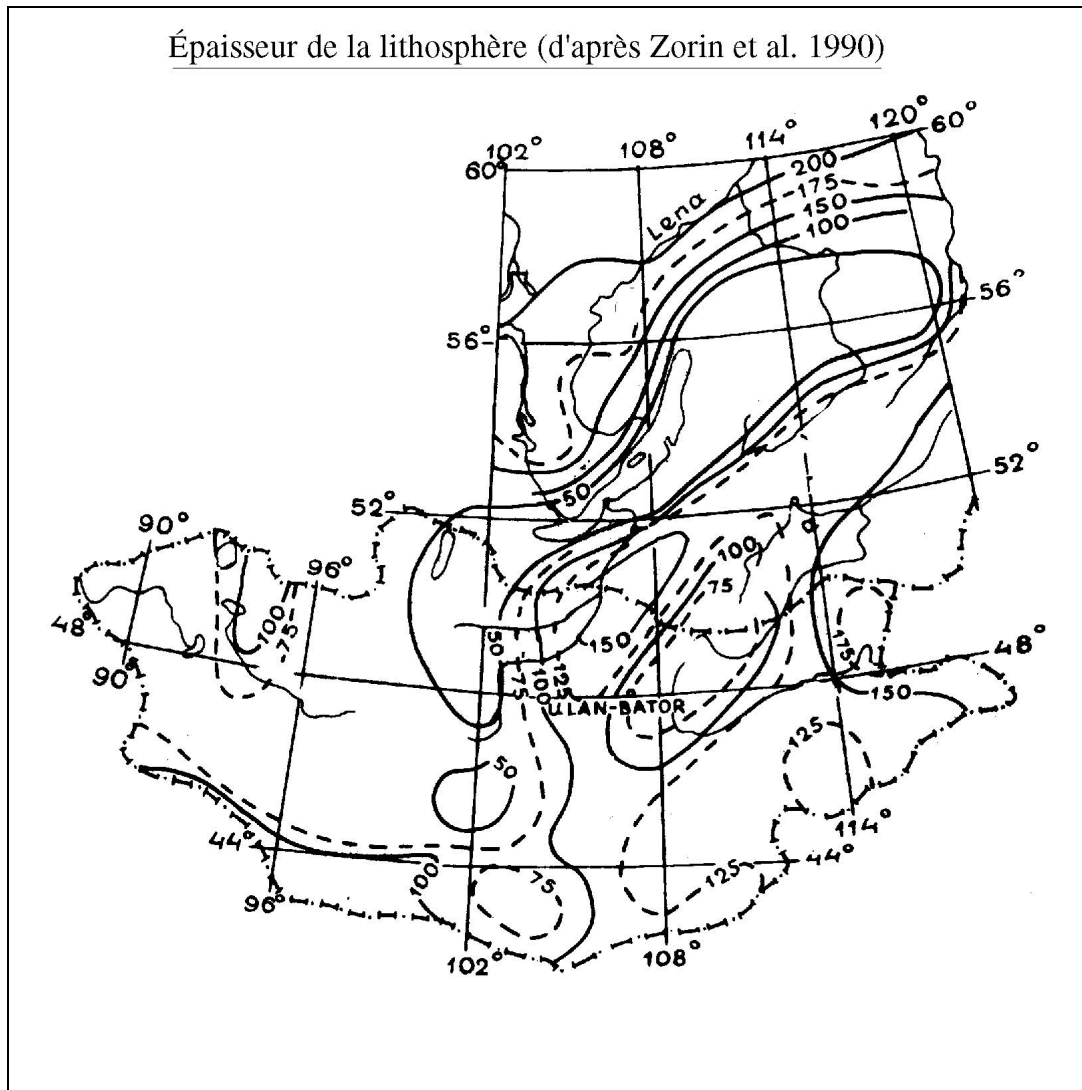


figure I.10

Nous avons vu que les grands massifs de la Mongolie nécessitent une compensation qui est considérée crustale et asthénosphérique par Zorin et al. (1990). Diminuer l'importance de l'un oblige d'augmenter celle de l'autre, ce qui, dans un cas, demanderait une remontée asthénosphérique localement très importante et, dans l'autre cas, un épaissement crustal élevé.

En fin de compte, bien que l'inversion effectuée reste faiblement contrainte, la plupart des observations récentes confirment les cartes de Zorin et al (1990), en dehors de la zone au nord-est du lac Baïkal (Houdry-Lémont, 1994). Aussi, nous nous baserons sur les grandes lignes de leurs résultats.

La lithosphère, amincie d'une façon générale en Mongolie, est encore plus fine sous la région qui s'étend du Hövsgöl jusqu'au Gobi-Altai en passant par le Hangai. Elle paraît avoir diminué jusqu'à atteindre environ l'épaisseur de la croûte. Celle-ci est épaissie sous les plus larges massifs (Altai et Sayan - Hangai).

Ainsi, plusieurs anomalies thermiques sont observées: au niveau du rift du Baïkal et du Hövsgöl, bien sûr, mais aussi dans des régions où aucun rift n'est encore observé tel le Hangai, le Gobi-Altai. Leur correspondance avec les reliefs récents suggère une étroite relation entre la structure de la lithosphère et les déformations actuelles.

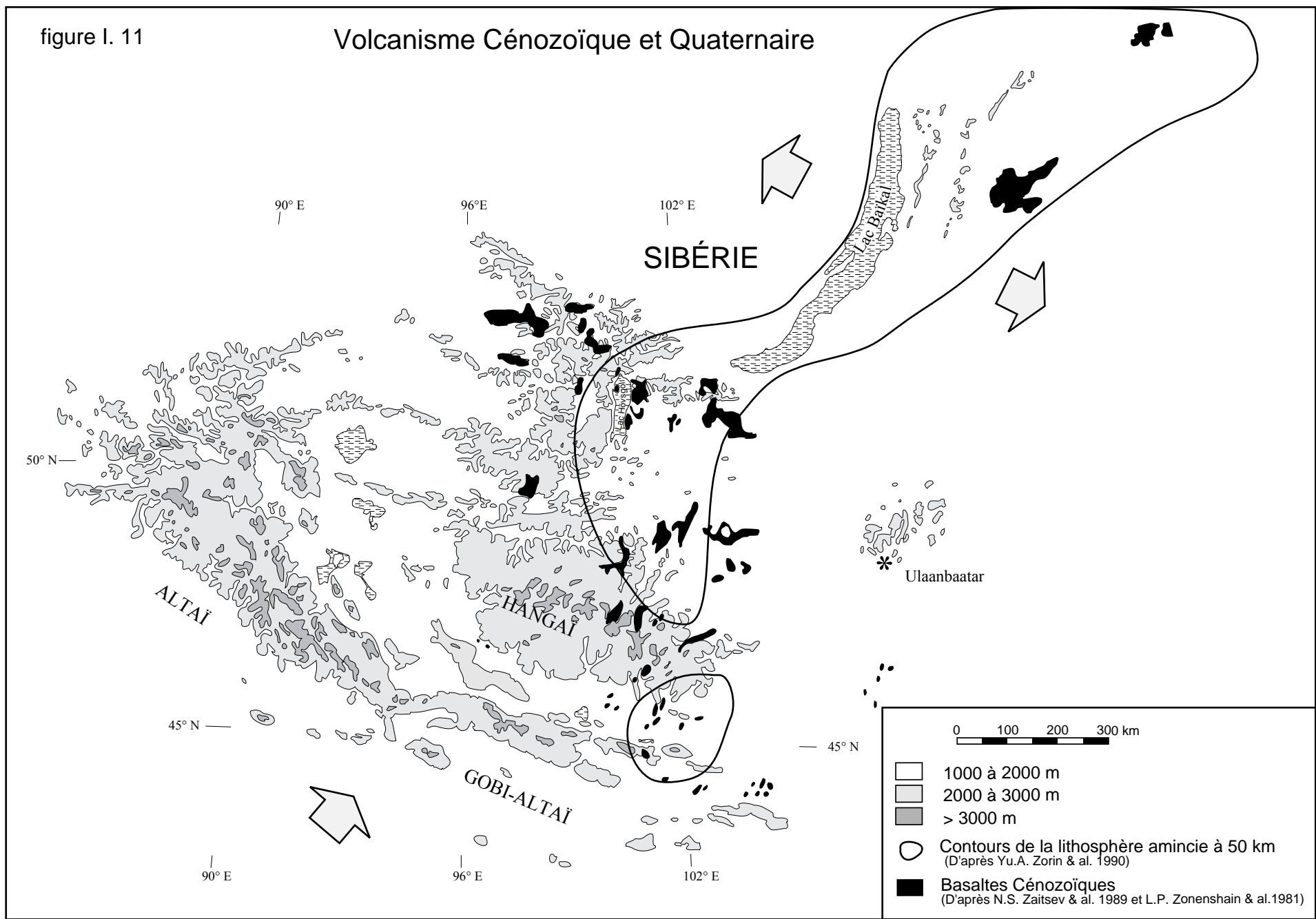
Il apparaît que la structure de la lithosphère continentale de la Mongolie et du Baïkal est marquée par de nombreuses variations latérales. D'autres régions d'Asie centrale montrent de telles variations: le Tien - Shan (Cotton et Avouac, 1994), le nord-est du Tibet (Wittlinger et al., sous presse).

3.2. Activité volcanique cénozoïque et quaternaire en Mongolie

Hors mis quelques basaltes cartographiés au nord-est du rift du Baïkal, la plupart des dépôts volcaniques récents de la région sont répartis au sud-ouest du rift selon une bande, orientée NS, d'environ 500 km de large. Elle s'étend, du nord au sud, de la zone Tunka-Sayan jusqu'à la partie Est du Gobi-Altai, en passant par les fossés du Hövsgöl, de Busingol, de Darkhat et par la moitié orientale du Hangai. Elle correspond globalement à la zone de lithosphère amincie observée depuis le lac Baïkal (Zorin et al., 1990) (figure I.11). Quelques rares basaltes sont aussi décrits au sud de l'Altai (Devyatkin et Smelov, 1979). En dehors de ces zones, il existe un vaste dépôt volcanique de plus de 10 000 km² près de la frontière du sud-est de la Mongolie, appelé plateau de Dariganga qui ne semble pas être en relation avec la structure de la lithosphère (Kiselev, 1987). L'épaisseur des dépôts est en général de quelques dizaines de mètres recouvrant des surfaces de plusieurs centaines de km². La composition est alcaline à subalcaline contenant parfois des xénolites d'origine mantélique (Yarmolyuk et al., 1994, voir notre analyse - chapitre "Massif du Hangai").

figure I. 11

Volcanisme Cénozoïque et Quaternaire



0 100 200 300 km

- 1000 à 2000 m
- 2000 à 3000 m
- > 3000 m
- Contours de la lithosphère amincie à 50 km (D'après Yu.A. Zorin & al. 1990)
- Basaltes Cénozoïques (D'après N.S. Zaitsev & al. 1989 et L.P. Zonenshain & al.1981)

Géographiquement, les plus anciens dépôts cénozoïques sont situés à l'Est et au sud-est du massif du Gobi-Altaï ainsi qu'à l'Est de la Vallée des Lacs. Ils sont datés de 47 ± 2 à 57 ± 2 Ma (Devyatkin et Smelov, 1979; Zaitsev et al., 1989). Les dépôts oligocènes - miocènes inférieurs apparaissent principalement dans la Vallée des Lacs. Depuis le Miocène moyen, ils deviennent abondants (Yarmolyuk et al., 1994) et sont observables au nord de la ligne de crête du massif du Hangaï, orientée N110, jusqu'à la vallée de Tunka, ainsi qu'à plusieurs centaines de kilomètres de là constituant le plateau de Dariganga. Ainsi, il existe une migration générale du volcanisme vers le nord depuis l'Éocène dans la zone de lithosphère amincie de la Mongolie.

Une étude plus détaillée des dépôts volcaniques du Hangaï et Gobi-Altaï est présentée dans le chapitre "Massif du Hangaï". L'origine possible de ce volcanisme y est discutée.

3.3. Discussion sur l'âge du début de la déformation cénozoïque en Mongolie

Les premières déformations cénozoïques en Mongolie apparaissent fin Oligocène à début Néogène. En effet, cette époque est caractérisée par une sédimentation détritique grossière recouvrant la surface d'érosion crétacée à paléogène (Devyatkin, 1974). De plus, l'activité volcanique Miocène (plusieurs dépôts volcaniques sont datés à environs 25 Ma) indique la présence de déformations au sein de la lithosphère à cette époque.

Cette période affecte aussi les régions au nord et au sud de la Mongolie. Au niveau du Baïkal, le Miocène inférieur est discordant sur le socle protérozoïque ou paléozoïque dont le sommet est marqué par une surface d'érosion (Nikolaev, 1990; Houdry-Lémont, 1994). Ainsi, si cette discordance indique l'âge de l'apparition du front compressif dans la région du Baïkal, alors la déformation doit débiter plus tôt en Mongolie, c'est à dire fin Paléogène à début Miocène. Sinon, elle caractériserait une activité extensive d'origine locale sous le rift. De plus, dans le Tien Shan, des déformations marquant cette époque ont été observées (Windley et al., 1990; Avouac 1991). Aussi, le Miocène apparaît ainsi être le début de la déformation en Mongolie.

D'autre part, une accélération de la déformation semble avoir lieu au Pliocène (Devyatkin, 1974). Elle est marquée par une augmentation rapide de la taille et de la vitesse de dépôt au Pliocène moyen. Une partie de l'augmentation de la sédimentation pourrait être due au changement climatique global du Pliocène (Molnar et England, 1990). Ainsi se forment, dans les bassins et les régions intramontagneuses, des dépôts lacustres et conglomératiques grossiers provenant du démantèlement des reliefs actuels ce qui date leur présence avant le Pliocène (8 Ma). Aussi, nous avons observé plusieurs dépôts néogènes (est du bassin d'Alag, nord est du Gobi - Altaï ...) verticalisés et recouverts par des sédiments quaternaires discordants qui chevauchent (NE

du bassin de Sharga) le Dévonien marqué par une surface d'érosion. De plus, la position des basaltes miocènes sur les sommets et pliocènes dans les vallées du Hangai indique l'arrivée des déformations fin Miocène début Pliocène.

Bien que les données restent partielles, la déformation de la région semble commencer au Miocène avec une accélération depuis le Pliocène. Cette accélération est décrite au Tien Shan et au Baïkal. L'accélération de la déformation est à environs -15 à -18 Ma dans le Tien Shan (Avouac, 1991), au Pliocène inférieur ou moyen en Mongolie et à 3,5 Ma au niveau du Baïkal (Houdry-Lémont, 1994).

ANNEXE DU CHAPITRE I

ANNEXE : LE BASALTE PERMIEN DE BOGD

Le basalte de Bogd, daté Permien supérieur (255 ± 6 Ma), est situé dans la Vallée des Lacs dont les formations sont issues du cycle calédonien. L'analyse en terres rares indique un enrichissement en éléments légers mais dans un rapport beaucoup plus faible que les basaltes cénozoïques. La présence d'anomalies positives en Sr (Strontium) et Eu (Europium) est symptomatique d'un caractère cumulatif. En effet, la précipitation de cristaux dans la chambre magmatique accumule des plagioclases qui piègent le Sr, Eu et Sc (Scandium). Ce dépôt correspond ainsi à un volcanisme alcalin.

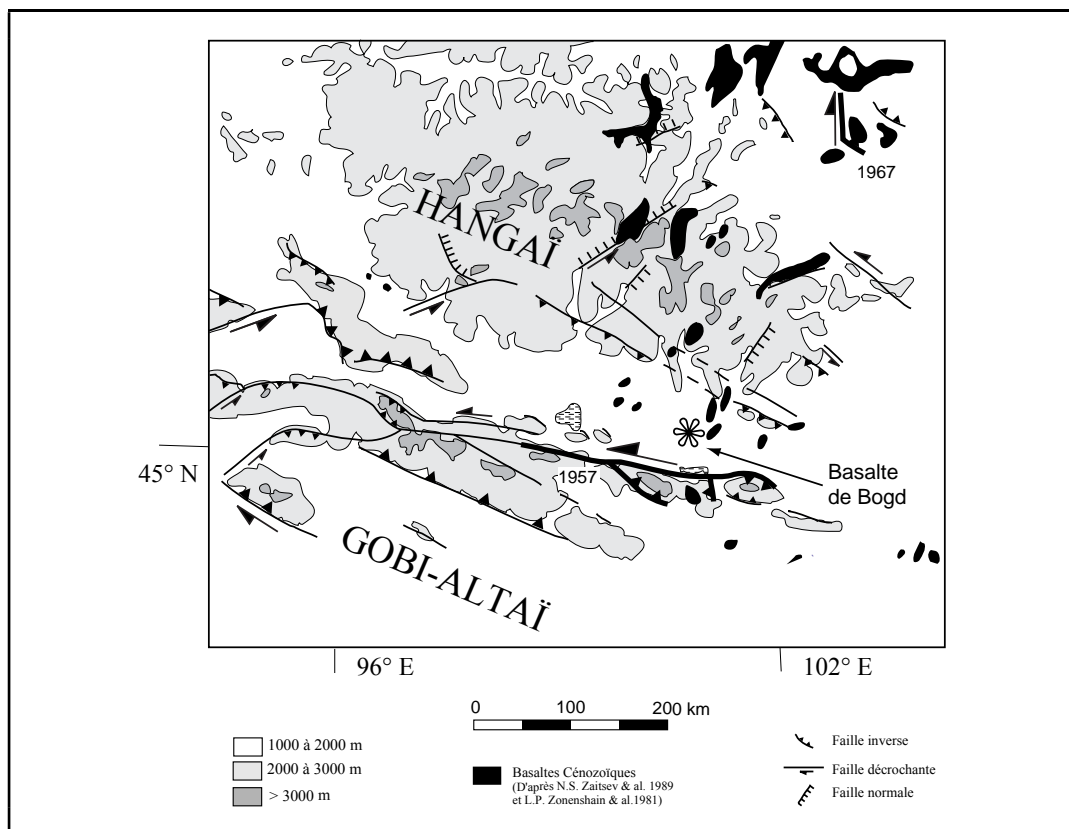


figure A1

I.A.1. Mesures paléomagnétiques

Les mesures paléomagnétiques du basalte de Bogd (effectuées sur 6 échantillons) ont été effectuées avec un doublement des paliers lors de la désaimantation par champ alternatif. Une désaimantation par chauffage a aussi été réalisée. Les résultats indiquent plusieurs composantes.

La primaire, de polarité inverse, peut être suivie d'environ 335 à 570°C et de 50 à 90 mT. Les différents spécimens montrent des valeurs très proches les uns des autres indiquant un bon regroupement des données et une rotation de 166° antihoraire.

Un échantillon a été écarté. En effet, c'est le seul dont la composante est normale et, de plus, sa température de blocage est inférieure à 400° alors que celle des autres spécimens dépasse 500°. Ceci suggère que l'aimantation observée est secondaire.

I.A.2. Résultats

Par rapport à l'Eurasie et donc la Sibérie, on s'attend au Trias (240 Ma) à une déclinaison de 240° et une inclinaison de - 71° (d'après la courbe de Beck, 1994). Le résultat obtenu pour Bogd est $D=74^\circ$, $I=-51^\circ$ ce qui implique un mouvement en latitude de 23° vers le nord environ et, par rapport à la Sibérie, une rotation de 166° antihoraire. Ces valeurs comprennent les phénomènes jurassiques à actuels ainsi que la rotation horaire de 90° de la Sibérie au Mésozoïque dans un repère absolu.

Site de Bogd (Bo - échantillons 46 à 51)

Age de la coulée = 255,2 ± 5,8 45° 11' 16" N / 100° 47' 49" E

Déclinaison primaire en coord. géog.	Inclinaison primaire	k	α_{95}	Paléodéclinaison et paléoinclinaison du site (D'après les pôles de l'Eurasie - Beck 1994)	ROTATION depuis le dépôt de la coulée par rapport à l'Eurasie	Vecteur de l'aimantation primaire calculé par
74,3°E	-51°	64	9,6°	D = 60° ± 3° I = 71° ± 3°	166° ± 15° antihoraire	moyenne de Fisher

I. A.3. Comparaison de notre mesure à l'étude de Pruner (1992)

Lors du dépôt de ce basalte, la région est séparée du nord de la Mongolie par l'océan Mongol - Okhotsk (figure I.8.IV). Celui-ci commencerait à se fermer à partir du Carbonifère ou Permien, tel une fermeture éclair de l'ouest vers l'est (Burrett, 1974; Zonenshain et al., 1985; Bai Yun Hong, 1987; Lee et al., 1987; Zhang et al., 1989; Mueller et al., 1991; Pruner, 1992; Faure et Natal'in, 1992). Regardons, à partir des mesures paléomagnétiques, la correspondance du site Bogd avec les différentes propositions. Pour cela, nous avons intégré notre mesure aux valeurs obtenues par Pruner (1992) à partir de données acquises dans la région de Ulaanbaatar (Capitale de la Mongolie).

Les directions moyennes pour le Carbonifère supérieur (C3), le Permien inférieur (P1), le Trias (Tr) et le Crétacé (K) ont été reportées dans un référentiel absolu (figure A2). De plus, certaines directions ont été inversées pour que la polarité soit la même (inverse) partout. Ainsi, d'une part, on observe une augmentation de la latitude d'une position quasi équatoriale, au Carbonifère supérieur, à une latitude proche de l'actuel, au Crétacé. D'autre part, il existe une rotation horaire progressive entre C3 et Tr qui devient antihoraire entre Tr et K (d'environ 90°). Aussi, nous sommes au Permien supérieur, à Bogd, à un stade comparable (en tenant compte des incertitudes sur les mesures) à celui du Trias au niveau de Ulaanbaatar.

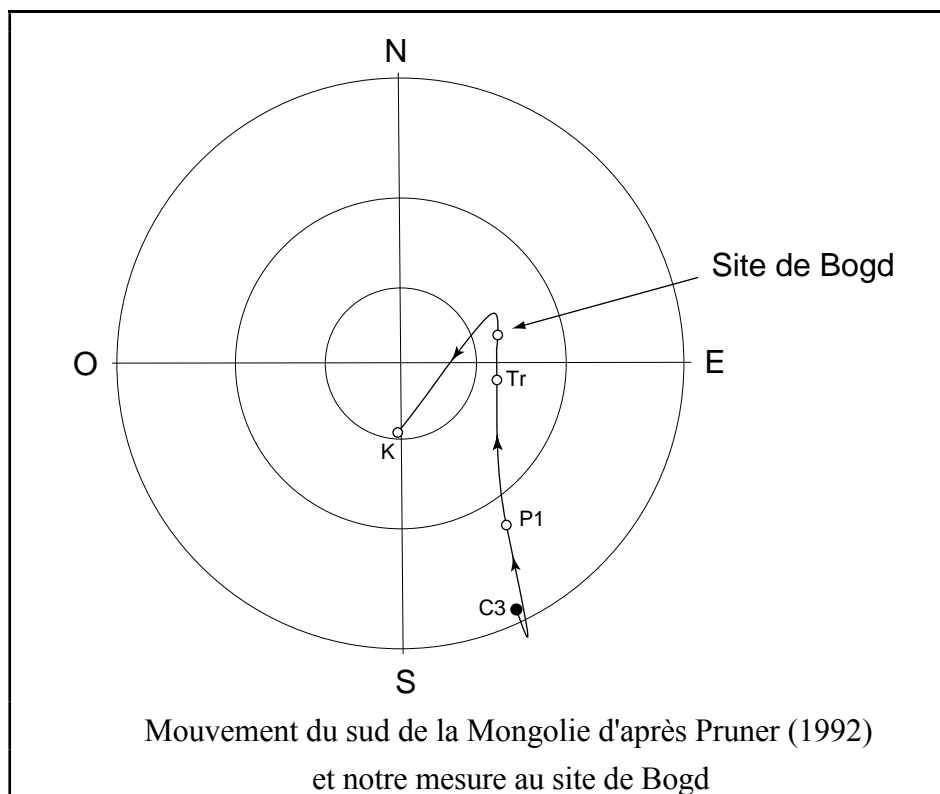


figure A2

Ainsi, notre analyse confirme une fermeture post Triasique de l'océan Mongol - Okhotsk et indique d'importants mouvements de la Mongolie au Mésozoïque.

Chapitre II

LES

STRUCTURES

ACTIVES

1. LA CHAÎNE DU GOBI-ALTAÏ

1.1. Introduction

La chaîne du Gobi-Altai est située au sud-ouest de la Mongolie, entre les longitudes 96°E et 103°E et les latitudes 44°N et 46°N. Elle est orientée N100 à N115 et correspond à une bande de 80 à 30 km de large sur plus de 500 km de long (figure II.1.1.). Géographiquement, elle paraît être la continuité de l'Altai malgré leurs différentes orientations. Cependant, les sens des grands décrochements qui affectent ces deux massifs sont opposés (dextres pour l'Altai et sénestres pour le Gobi-Altai) aussi, ils seront analysés séparément.

Les sommets du Gobi-Altai sont compris entre 3400 et 3900 m d'altitude. Ils forment la bordure nord de la chaîne qui est longée par de grandes failles, principalement décrochantes sénestres, d'orientation générale N100. Par contre, les structures au sud du massif sont orientées N115 à N125. Ces différentes orientations donnent au massif un aspect d'éventail ouvert vers l'est. La partie nord-est de la chaîne est découpée en de nombreux petits massifs de 15 à 30 km de larges, en formes d'amendes, toutes allongées selon les directions N100 à N110.

Le **4 décembre 1957**, la moitié est du massif (99°E à 102°E - figure II.1.2) a été le site d'un séisme majeur **de magnitude 8,1** (Okal, 1976; Kanamori, 1977). Dès janvier 1958, une expédition russe et mongole a parcouru la région des ruptures de surface (Florensov et Solonenko, 1963). De plus, quelques mois plus tard, une couverture de photos aériennes a été réalisée sur toute la région. Les informations qui découlent de ce travail (Florensov et Solonenko, 1963) ont fait de ce séisme l'un des mieux documenté au monde. Par ailleurs, les observations effectuées sur les ruptures de surface de ce séisme ont permis de mieux comprendre les déformations de toute la chaîne du Gobi-Altai.

Actuellement, malgré les 35 années écoulées depuis le séisme, les escarpements restent bien marqués, y compris dans des matériaux peu résistants. Le climat semi-aride de la région et la faible activité humaine sont les principales raisons de cette exceptionnelle préservation. Aussi, les mesures détaillées des décalages du séisme de 1957 et des déplacements cumulés restent possibles aujourd'hui.

Une description des ruptures est effectuée dans Florensov et Solonenko (1963) ainsi que dans Baljinnyam et al., (1993). Aussi, dans ce chapitre, nous ne reprendrons que les caractéristiques majeures permettant de discuter la formation et l'évolution de la chaîne. Nous compléterons les informations existantes par une mesure de la vitesse moyenne sur la faille principale du séisme du Gobi-Altai (Ritz et al., 1995 a) et par une analyse paléomagnétique d'un dépôt sur le massif de Ikhe Bogdo dont la formation est, comme nous le verrons, associée aux déplacements sur les failles du Gobi-Altai.

Les structures actives de la chaîne du Gobi-Altai

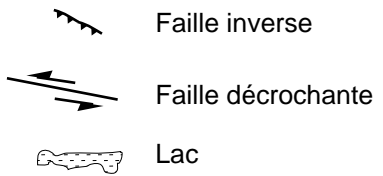
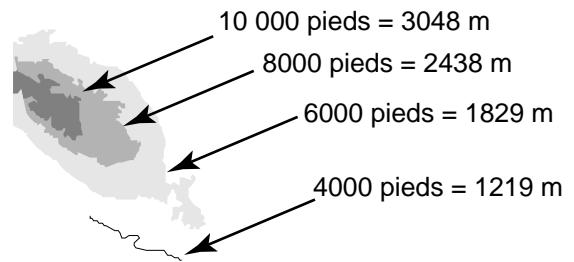
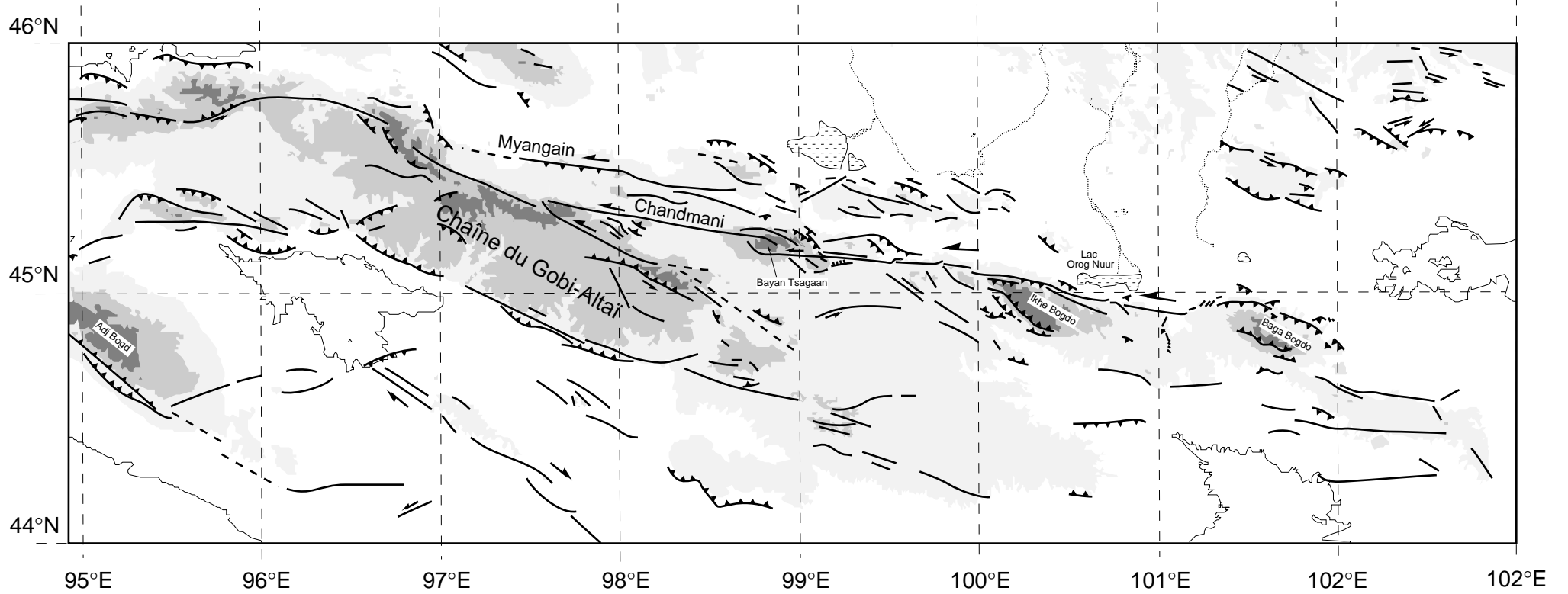


Figure II.1.1.

Séisme du Gobi-Altay (4-12-1957) Mw = 8,1

Ruptures de surface, associées aux segments activés en 1957, extraites des données SPOT panchromatiques et Cosmos

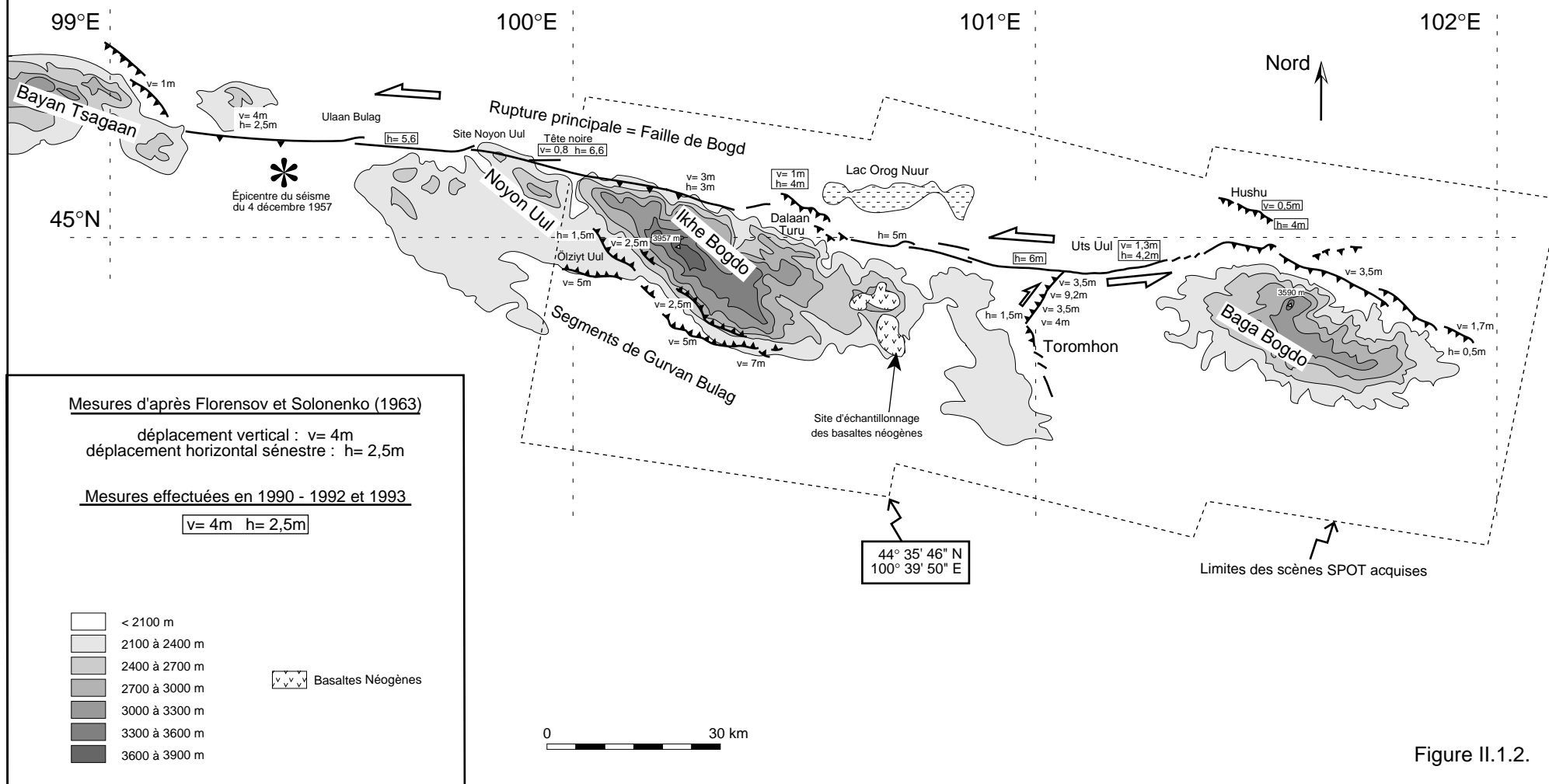


Figure II.1.2.

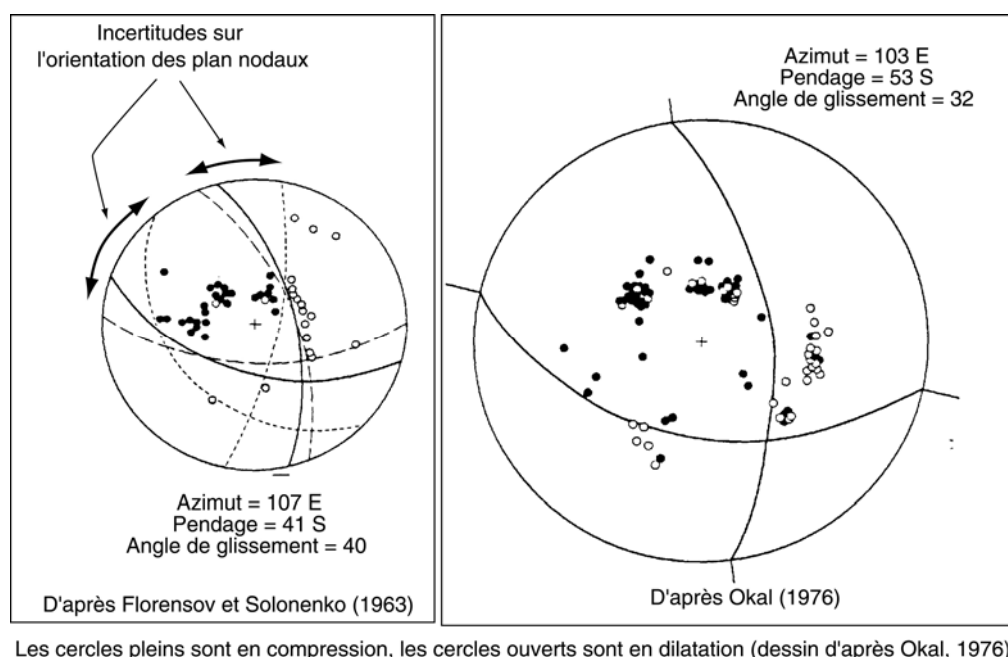
1.2. Le séisme du Gobi-Altai, 4 décembre 1957.

La magnitude calculée pour cet événement varie suivant les auteurs de $M_w = 8,1$ (Okal, 1976; Abe et Kanamori, 1980) à $M = 8,3$ (Duda, 1965; Baljinnnyam et al., 1993). Ainsi, avec une magnitude supérieure à 8, ce séisme est l'un des plus importants connus en domaine continental. Il est associé à plus de 250 km de ruptures en surface qui s'étendent pour leurs plus grandes parties au nord de la chaîne du Gobi-Altai, de 99°E à 102°E . Le mouvement dominant est décrochant sénestre avec une faible composante inverse, mais nous verrons que certains segments montrent un mouvement inverse pur.

1.2.1. Localisation de l'épicentre, mécanisme au foyer et sens de la propagation

Le foyer du séisme est indiqué à $45,3 \pm 0,2^\circ\text{N}$ et $99,3 \pm 0,2^\circ\text{E}$ (Florensov et Solonenko, 1963; BCJS - Strasbourg; USCGS - USA) ce qui le situe à environ 30 km de l'extrémité ouest de la faille activée, dans la zone d'Ulaan Bulag (figure II.1.2.). Il en découle une propagation dominante de la rupture vers l'est, sur plus de 200 km, ce qui est conforme aux témoignages des habitants de la région indiquant une propagation vers l'est des effondrements, et du nuage de poussière associé, lors du séisme (Florensov et Solonenko, 1963).

Le mécanisme au foyer, obtenu par Florensov et Solonenko (1963), a été revu par Okal (1976) sur la base de nouvelles informations provenant de stations d'Asie et de l'Inde (figure II.1.3.). Okal propose pour le mécanisme au foyer : direction = $\text{N}103$, pendage = 53° vers le sud et angle de glissement = 32° .



(figure II.1.3.)

Ainsi, la nucléation se produit sur un plan à pendage vers le sud avec un mouvement sénestre inverse. D'après ce mécanisme, un rejet horizontal de 6,5 m devrait être associé à un déplacement vertical d'environ 2,7 m. En effet, nous avons pu mesurer au niveau d'Ulaan Bulag, sur un plan légèrement différent (orienté N120 avec un pendage de 45° vers le sud) 6,5 m de déplacement horizontal et 1,5 m de rejet vertical. Ainsi, à ce site, le mouvement observé en surface est cohérent au mécanisme au foyer du séisme du Gobi-Altai, sénestre inverse sur une faille à pendage sud. Cependant, les mesures effectuées en surface montrent en général un pendage plus important et un angle de glissement plus faible que celui obtenu pour le mécanisme au foyer. Par exemple, nous avons mesuré, au niveau d'Ulaan Bulag, un angle de glissement de 9° sur un plan orienté N98°E avec un pendage de 70° vers le sud.

1.2.2. Orientation et complexité de la rupture

La faille du Gobi-Altai est orientée globalement selon N100. Cependant, si on regarde en détail, les ruptures de surface sont complexes et répartis sur plusieurs segments d'orientations différentes. C'est le cas autour de Ikhe Bogdo où des ruptures de surface sont présentes au nord et au sud du massif (figure II.1.2).

1.2.3. Les différents segments et leur mouvements

1.2.3.1. La faille principale

Le segment principal, appelée faille de Bogd, borde le nord du relief du Gobi-Altai sur près de 250 km, de l'est de Bayan Tsagaan (45,27°N - 98,87°E d'après Florensov et Solonenko, 1963) jusqu'à l'est de Baga Bogdo (44,80°N-102,17°E d'après Florensov et Solonenko, 1963), longeant les massifs de Ikhe Bogdo et Baga Bogdo (figure II.1.2). La direction moyenne du segment principal varie le long de son trajet. Elle est de N95 à N100 à l'ouest de la longitude 100°E, passe à N110 au nord-est de Ikhe Bogdo, puis la faille s'oriente N75 au nord-ouest du massif de Baga Bogdo (vers 101°15'E). Finalement, elle contourne l'ensemble de Baga Bogdo par le nord avant de s'arrêter à l'est du massif, la faille ayant, à cet endroit, une orientation d'environ N115.

a. La largeur de la déformation

La déformation apparaît concentrée sur le plan de faille, sa trace en surface étant en général unique. Néanmoins, à de nombreux sites, les ruptures de surface associées à la faille de Bogd sont multiples. Elles forment souvent des relais où l'on observe des bassins soit sur failles normales orientées nord-est (figure II.1.4), soit sur failles inverses orientées parallèlement à la faille principale. Ces deux situations ont été observées dans la zone de "tête noire" (45°06'N - 100°00'E - figure II.1.2.) distante l'une de l'autre de moins de 5 km. Ces structures sont cependant limitées à une longueur de quelques dizaines de mètres, la topographie de la zone n'étant affectée que très

Relais en pull apart sur la faille principale (Bogd) du séisme du Gobi-Altai

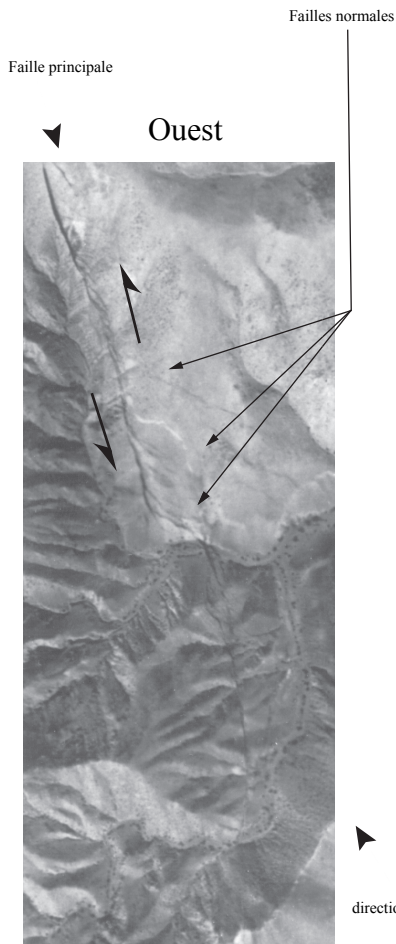


Photo vers l'ouest montrant le relais en extension associé au mouvement sénestre de la faille de Bogd (faille principale du séisme du Gobi-Altai). Au premier plan, avant le relais, le rejet vertical est inférieur à 1 m et le rejet horizontal est d'environ 4 m. A l'ouest du col, après le relais, le rejet horizontal atteint localement 7 m et le rejet vertical dépasse 2 m par endroits. En aval du massif et au premier plan, une ancienne rupture décale le drainage de façon sénestre

direction de la prise de vue ci dessus



Photo aérienne prise en 1958 par Florensov et Solonenko

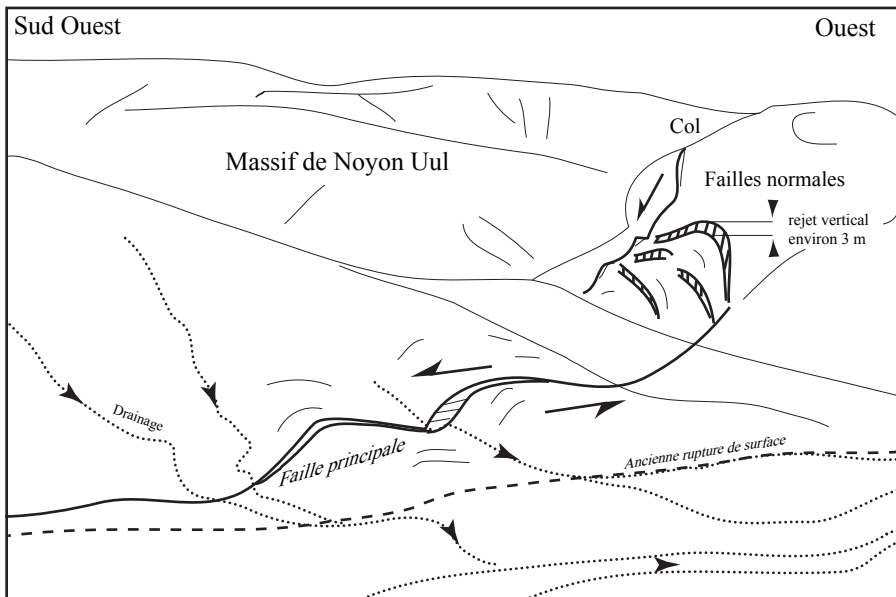


Figure II.1.4

localement. Elles ne semblent donc pas être associées à toute l'histoire de la rupture, depuis sa réactivation ou sa formation au Cénozoïque, mais seulement aux derniers séismes.

La trace de la faille de Bogd apparaît souvent rectiligne sur le terrain. Cependant, les variations de son orientation, que ce soit à une échelle de quelques centaines de mètres ou de plusieurs kilomètres, sont nombreuses avec des changements de pendages et d'angles de glissements. Aussi, Baljinnyam et al. (1993) proposent un vecteur de glissement général, orienté N85. Ce vecteur expliquerait le mouvement observé lorsqu'il est appliqué sur le plan de faille. Cette procédure permet de décrire la plupart des mouvements observés à l'ouest de Toromhon mais demanderait une composante normale sur les ruptures au nord ouest de Baga Bogdo, orientées N60, ce qui est en contradiction avec les observations de terrain de Florensov et Solonenko (1963). Ainsi, un vecteur de glissement unique, supposant que la faille corresponde à un mouvement relatif de blocs rigides, n'est pas adapté à toutes les observations de surface du séisme du Gobi-Altai. Par contre, en tenant compte de la contrainte régionale maximale orientée N30°E et en faisant l'hypothèse simple selon laquelle la direction de glissement est parallèle à la contrainte tangentielle, on peut expliquer les sens des mouvements sur les failles du Gobi-Altai. Aussi, la déformation ne se produit pas entre des blocs rigides mais plutôt entre des zones déformable localement rigides.

c Les différents segments de la faille principale

Une caractéristique importante de ce séisme est la variabilité des déplacements mesurés le long de la trace de la faille de Bogd. Aussi, nous allons suivre ces ruptures de l'ouest à l'est. Les mesures de Florensov et Solonenko (1963), de Baljinnyam et al. (1993) et nos mesures (H. Philip, A. Cisternas, J-F Ritz et moi-même) seront utilisées dans cette description.

Terminaison ouest amortie sur la faille inverse de Bayan-Tsagaan

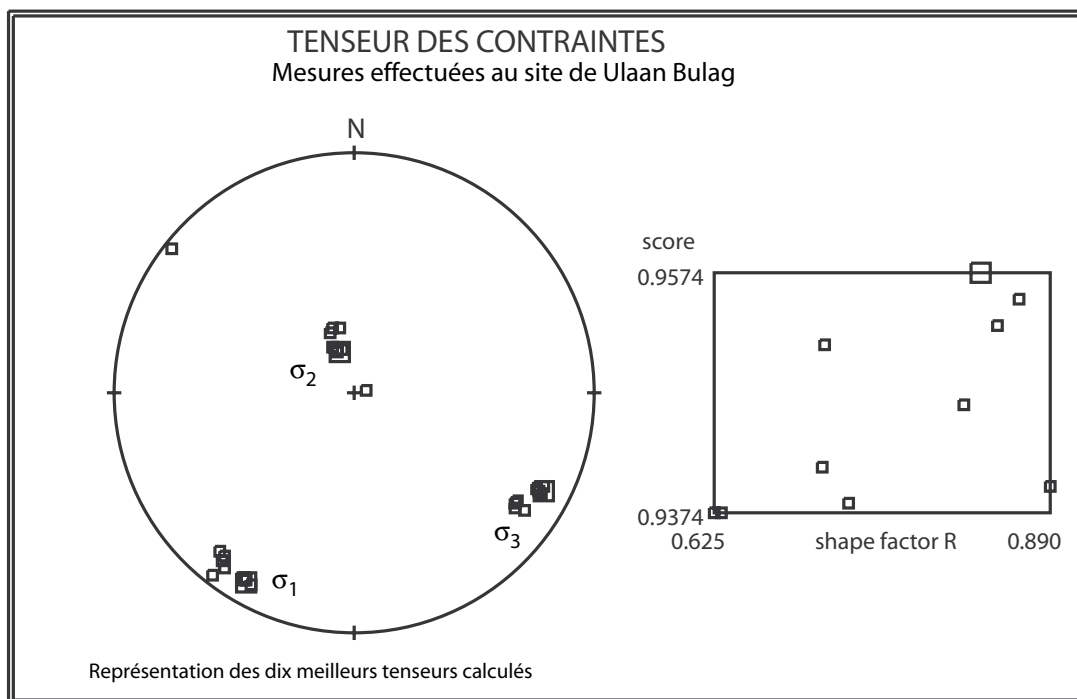
A l'extrémité ouest, les premières ruptures de surfaces associées au séisme de 1957 ont été indiquées par Florensov et Solonenko (1963) à la bordure nord-est du massif de Bayan-Tsagaan. Elles correspondent à des failles inverses, orientées environ N130, à pendage vers le sud-ouest, nettement observables à partir des images Cosmos. En effet, la trace de la faille en surface est marquée par un glacis surélevé qui est entaillé en amont de la rupture par les rivières. Le rejet vertical lors du séisme, mesuré sur cette structure, est d'environ 1 m (Florensov et Solonenko, 1963). Le bloc soulevé du côté du massif permet de mettre en relation le relief et la déformation actuelle.

De Bayan Tsagaan à Noyon Uul, le rejet horizontal augmente et le rejet vertical diminue

A l'est de Bayan-Tsagaan jusqu'au nord-ouest du massif de Baga, les mouvements sont sénestres inverses. Cependant, le rapport entre les mouvements verticaux et horizontaux évoluent. D'une manière générale, de Bayan-Tsagaan à Noyon Uul, la composante horizontale du mouvement augmente (de 2,5 à environ 7 m) alors que la composante verticale diminue (de 4 à

environ 1,5 m). Dans la région de Ulaan Bulag et de Noyon Uul, nos mesures montrent une certaine constance des déplacements. En effet, on observe environ 6 ± 1 m de rejet sénestre et environ 1,5 m de rejet vertical en faille inverse sur des plans orientés N100 à N110 dont le pendage est de 70 à 90°, soit vers le nord, soit vers le sud. Il semble, dans cette zone, que les failles orientées entre N80 et N100 ont un pendage vers le sud et celles dont la direction est plus vers le sud-est ont un pendage vers le nord (Baljinnyam et al., 1993). En fait, il paraît difficile de définir une direction de pendage à partir des mesures de surface lorsque, comme dans notre cas, les ruptures sont sur des plans subverticaux.

Nous avons calculé le tenseur des contraintes à partir de mesures effectuées sur des plans de fracturations associés à la rupture principale. Les résultats (ci-dessous) indiquent que la contrainte principale est orientée environ N30°E avec σ_2 proche de σ_3 .



Le score correspond au produit scalaire normalisé entre les stries mesurées et les stries calculées pour le tenseur considéré.

Le facteur R est défini par
$$\frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x}$$
 avec σ_z contrainte la plus proche de la verticale et σ_y, σ_x

La direction du meilleur tenseur des contraintes est N29,6E
 Les directions des dix meilleurs tenseurs varient de N28,5E à N40,4E
 Le meilleur facteur de forme est R = 0,8

Direction	175	47	57	56	12	50	64	54	172	170	157	95	74	100	149	90
Pendage	53W	82S	85S	90	40E	72S	84S	73S	54W	47W	39W	60S	53S	66S	51W	67S
Angle de glissement	06N	27E	21E	28E	57N	35E	30E	36E	16N	04N	08N	06W	23E	05E	11S	16E

Noyon Uul à Dalaan Turu : le rejet vertical et horizontal est comparable

A l'est de Noyon Uul jusqu'à Dalaan Turu, Florensov et Solonenko (1963) indiquent un déplacement vertical plus important (2,5 à 3 m) et un déplacement horizontal d'environ 3 m. Ce segment est orienté plus vers le sud-est que le précédent et borde la partie la plus élevée du relief de Ikhe.

Au niveau de Dalaan Turu, situé dans la partie centrale de la faille principale et au sud-ouest du lac Orog, les ruptures de surface sont décalées vers le nord (figure II.1.2.). Cette région, longue de 10 km et large de 2 km environ, est caractérisée par un mouvement sénestre inverse avec un rejet vertical d'environ 2 m (0,5 à 1,7 m de rejet vertical mesuré) et un rejet horizontal d'environ 4 m. Il est à noter que malgré ce déplacement de 4 m sénestre mesuré, on n'observe pas de décalages horizontaux cumulés bien marqués à l'échelle de toute la structure de Dalaan Turu. Par contre, les mouvements verticaux ont soulevé, de plus de 70 m, le vaste glacis au nord du massif d'Ikhe Bogdo. La morphologie de ce soulèvement est marquée par une ligne de crête arrondie qui s'étend, de la rupture de 1957 au nord de la structure soulevée, vers le sud jusqu'à l'intersection avec le glacis non affecté. Cette forme suggère que le soulèvement du glacis est dû à un plis faillé.

De Dalaan Turu à Uts Uul

De Dalaan Turu à l'intersection avec la faille inverse de Toromhon, les mouvements verticaux diminuent (0,3 à 0,5 m) ainsi que les mouvements décrochants qui ont été mesurés localement à "seulement" 3,5 m bien que le déplacement moyen est de 5 à 6 m (Baljinnyam et al., 1993). Ce segment borde la partie la plus basse du massif de Ikhe Bogdo, là où l'altitude est inférieure à 2700 m alors que le sommet du massif, plus à l'ouest, est à plus de 3800 m.

A l'est de l'intersection avec Toromhon, dans la zone appelée Uts Uul, nous avons mesuré à de nombreux sites un déplacement sénestre d'environ 4,2 à 4,8 m associés à un rejet vertical (mouvement inverse) de 1,2 à 1,3 m. Ainsi, nos observations appuient l'hypothèse de Baljinnyam et al. (1993) suivant laquelle, Florensov et Solonenko auraient surestimé le déplacement à l'est de Toromhon en mesurant des rejets horizontaux qui représentent le déplacement associé à deux séismes. Nous verrons dans le paragraphe consacré à Toromhon que ces observations mettent un terme au débat concernant le sens des déplacements sur la faille de Toromhon.

La bordure nord de Baga Bogdo et la terminaison est de la faille de Bogd

En allant d'Uts Uul vers l'est, la faille contourne le massif de Baga Bogdo avant de s'arrêter à l'extrémité est du massif (figure II.1.2.). Elle est composée de nombreux segments parallèles ou en échelons. Toute la bordure est indiquée en failles inverses par Florensov et Solonenko (1963) avec un pendage vers le sud qui a été mesuré localement à 68° sous le massif de Baga Bogdo. Les rejets verticaux varient de 0,3 à 3,5 m. Le relief de Baga Bogdo paraît donc être formé par les déplacements cumulés sur la faille du Gobi-Altai (Push up le long du décrochement).

Le massif de Baga Bogdo a une forme symétrique, avec des pentes légèrement plus raides au nord qu'au sud, et son sommet, lié à une surface d'érosion, est plat. Il semble difficile de créer une telle géométrie par des mouvements sur des structures uniquement au nord du massif. De plus, la bordure sud du massif a une limite bien marquée qui, d'après les photos aériennes prises en 1958, semble être affectée par d'anciennes ruptures. Aussi, le massif de Baga est probablement formé sur des failles actives à sa bordure nord et sud (figure II.1.1.)

Au nord-ouest de Baga-Bogdo, le segment d'Hushu, une ride plus ou moins parallèle à la faille principale, montre des chevauchements vers le nord sur un plan orienté selon N60 à N95. Le dernier glissement (dont le rejet vertical a été mesuré à 0,5 m sur un plan orienté N95 avec un pendage de 34° vers le sud) pourrait être associé au séisme de 1957.

Finalement, le glissement total sur la faille de Bogd varie de 4,5 à près de 9 m mais la mesure la plus fréquente est $6,5 \pm 0,5$ m que nous considérons être l'ordre de grandeur du glissement moyen lors du séisme de 1957.

1.2.3.2. Les failles inverses de Gurvan Bulag, au sud de Ikhe Bogdo

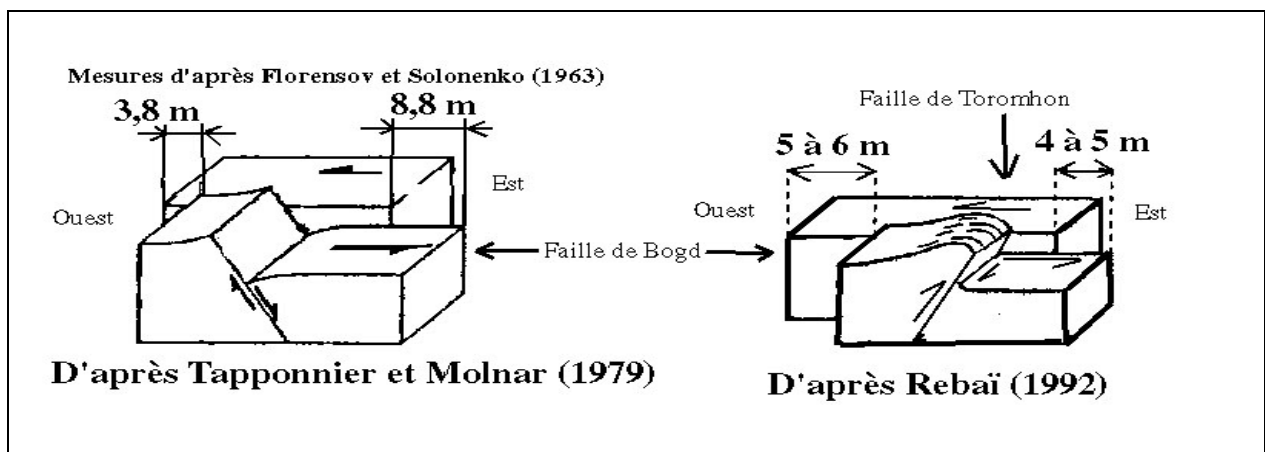
Au sud de Ikhe Bogdo, plusieurs segments activés en 1957 ont été décrits par Florensov et Solonenko (1963). Ces segments, totalisant environ 70 km de ruptures de surface, affectent les grands glacis au sud de Ikhe Bogdo (figure II.1.2.). Ils sont à une distance de 1 à 5 km au sud de la rupture de pente du massif où débute le glacis. Ces segments sont associés à un mouvement inverse. Florensov et Solonenko (1963) ont pu mesurer, dans une tranchée de 10 à 12 m formée par un torrent de boue au cours de l'été 1958, un pendage vers le nord de 40° (mesure près de la surface) à 30° (mesure au fond de la tranchée). Ils indiquent aussi une variation des rejets verticaux de 1,5 m à l'ouest jusqu'à près de 8 m à l'est. La présence de multiples ruptures rend difficile une estimation du rejet vertical total. La valeur de 7 à 8 m observé à l'est, dans une région où il n'y a qu'un escarpement, peut être comparée au 5 m et 2,5 m mesurés sur des ruptures parallèles au sud-ouest ce qui totalise près de 7,5 m. Ainsi, un rejet total de près de 8 m est probable sur toute la zone en failles inverses.

1.2.3.3. La faille de Toromhon

La faille de Toromhon sépare les massifs d'Ikhe et Baga Bogdo (figure II.1.2). Elle est associée, dans sa partie nord qui est orientée environ nord-sud, à un mouvement inverse dextre. Les rejets verticaux sont de 3,5 à 9,2 m et les rejets horizontaux sont d'environ 1,5 m (Florensov et Solonenko, 1963). Le mouvement vertical pourrait être surestimé (mesure de déplacements cumulés) et ne correspondre en réalité qu'à 2,5 m (Baljinnyam et al., 1993). Son pendage apparaît plus fort au nord qu'au sud. Lorsque l'orientation de la faille est d'environ N25 à N30, le

mouvement dextre est bien observable avec un glissement horizontal de 1 à 4 m et vertical de 1 à 2 m (Baljinnyam et al., 1993). Les massifs de Ikhe Bogdo et Baga Bogdo se sont donc rapprochés lors de ce séisme.

Bien que Florensov et Solonenko (1963) aient indiqué un mouvement inverse sur cette faille, Tapponnier et Molnar (1979) ont interprété l'escarpement de Toromhon en faille normale. Pour cela, ils se basaient sur les décalages horizontaux sénestres, indiqués par Florensov et Solonenko (1963), le long de la faille principale qui étaient mentionnés moins importants à l'ouest qu'à l'est de l'intersection avec Toromhon. Aussi, en utilisant un modèle cinématique sur des blocs, Tapponnier et Molnar (1979) en déduisaient que Toromhon devait logiquement être une faille normale (voir figure ci-dessous). Cependant, de nombreuses observations sur l'escarpement de la faille indiquent un mouvement inverse sur la faille de Toromhon (Florensov et Solonenko, 1963; Khilko et al., 1985; Baljinnyam et al., 1993). De plus, le mouvement inverse est cohérent avec la direction de la contrainte régionale principale, orientée N30°E (Rebaï, 1992). En réalité, les mesures effectuées sur le déplacement associé au séisme du 4 décembre 1957, à Uts Uul, indiquent seulement 4 m de déplacements sénestres au lieu des 8,8 m proposés par Florensov et Solonenko (1963). Ainsi, avec ces nouvelles valeurs de déplacement associées au séisme de 1957 (5 à 6 m à l'ouest et 4 m à l'est de l'intersection entre la faille de Bogd et celle de Toromhon), l'ambiguïté est levée. **La faille de Toromhon est une faille inverse dextre.**



1.2.5. Les vitesses de déformation sur la faille du Gobi-Altai

Les derniers déplacements sur une faille sont en générale facilement identifiables en surface si l'événement n'est pas trop ancien. Cependant, l'altération des escarpements par l'érosion rend difficile la mesure de mouvements cumulés sur une faille. Par contre, dans des régions semi-arides telles que la Mongolie occidentale, les escarpements sont conservés sur de longue période de temps. Il devient alors possible de mesurer des décalages cumulés. Ceci permet, par exemple, d'examiner les relations entre la topographie et les mouvements sur les failles. Aussi, si l'on peut dater ces décalages, ceci permet également de déterminer la période de temps moyen qui sépare deux séismes (intervalle de récurrence) et ainsi la vitesse moyenne sur les failles. Cette détermination est d'autant plus importante qu'elle ne peut être effectuée à partir des enregistrements sismiques qui couvrent une période de temps, environ un siècle, très inférieure à l'intervalle de récurrence des grands séismes.

En Mongolie, la sismicité de ce siècle indique que toute la convergence Inde-Asie y est absorbée (Baljinyam et al., 1993) alors que les mesures de vitesses sur les failles actives en Asie indiqueraient que les vitesses de déformations en Mongolie sont négligeable par rapport à celle de entre la zone de collision Inde-Asie et le Tien Shan (Avouac et Tapponnier, 1993). Aussi, nous avons mesuré la vitesse sur la faille de Bogd au site de Noyon Uul (Ritz et al., 1995 a). La couverture végétale et les dépôts de loess étant quasiment absents dans la région du Gobi-Altai, les méthodes par mesure isotopique du carbone 14 ou thermoluminescence sont inutilisables. Par contre la mesure de la durée pendant laquelle des dépôts décalés ont été soumis au rayonnement cosmique nous a permis de remonter à la vitesse sur la faille de Bogd (Ritz et al., 1995 a).

L'estimation d'une vitesse et d'un intervalle de récurrence repose sur trois hypothèses. L'intervalle de récurrence est considéré constant sur la période de temps étudiée, les valeurs de glissement au cours des séismes sur une même faille sont considérées semblables et le marqueur daté doit être formé très rapidement. La première hypothèse est difficilement vérifiable pour les grands séismes. Par contre, les décalages cumulés semblent être, environ, des multiples des décalages associés au séisme de 1957. Aussi, la taille des glaciés décalés suggère une mise en place très rapide lors de coulées massives. L'étude et les résultats sont présentés dans l'article ci-dessous.

Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray–exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia

- J. F. Ritz Laboratoire de Géophysique et Tectonique–URA CNRS 1760, Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 05, France
- E. T. Brown] Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse, IN2P3-CNRS, Bâtiment 108,
D. L. Bourlès] F-91405 Orsay, France
- H. Philip Laboratoire de Géophysique et Tectonique–URA CNRS 1760, Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 05, France
- A. Schlupp Laboratoire de Sismologie, Ecole et Observatoire de Physique du Globe de Strasbourg, rue René Descartes, F-67000 Strasbourg, France
- G. M. Raisbeck] Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse, IN2P3-CNRS, Bâtiment 108,
F. Yiou] F-91405 Orsay, France
- B. Enkhtuvshin Informatics and Remote Sensing Centre, Mongolian Academy of Sciences, Peace Avenue 54B, 210351 Ulaanbaatar, Mongolia

ABSTRACT

Dating morphological features displaced along active faults presents a major difficulty in evaluation of slip rates. We used in-situ–produced ^{10}Be to calculate minimum ages for alluvial surfaces misaligned by movement along a major active fault in the Gobi-Altai (western Mongolia). The maximum slip rate of ~ 1.2 mm/yr suggested by this method contrasts strongly with rates of ~ 20 mm/yr that we estimated by correlation of alluvial deposition with warm humid periods associated with the last glacial termination estimated to have occurred about 12 ka in western Tibet. The ^{10}Be -based slip rate indicates that strong earthquakes can occur along faults with low slip rates and demonstrates the contribution of cosmic-ray–exposure dating in Quaternary tectonic analyses.

INTRODUCTION

Studies of intracontinental seismotectonics show that present-day deformations (i.e., during the past ~ 100 yr) are commonly unrepresentative of late Quaternary tectonics. For instance, no major earthquakes occurred along the Altyn Tagh fault during the past century (Fig. 1A) although it is considered the largest active fault in central Asia (e.g., Avouac and Tapponnier, 1992). Estimation of long-term deformation rates generally involves examination of surface features that accumulate deformation over geologically significant time scales.

Even if morphological markers (river networks, alluvial fans, moraines, or terraces) displaying accumulated displacement can be identified (Sengör, 1979; Allen et al., 1984; Gaudemer et al., 1989), determining their ages remains problematic. The absence of organic material or periglacial fine-grained deposits (loess) in many Central Asian sites precludes radiocarbon or thermoluminescence dating, so ages of morphological markers are typically estimated by correlation with global and regional climatic variations. In central Asia, markers are often considered to be associated with regional climatic pulses that occurred contemporaneously with late Quaternary global climate changes. Armijo et al. (1986) and Armijo and Tapponnier (1989) in southern Tibet, Peltzer et al. (1988) along the Altyn Tagh fault, and Avouac et al. (1993) in the northern Tien Shan have assumed that the most recent major regional climatic event was the Würm deglaciation (~ 12 ka). This assumption is supported by recent paleoclimatic studies of western Tibet that indicate warm and humid climatic pulses at 12.5 and 10 ka (Gasse et al., 1991; Gasse and Van Campo, 1994) and by thermoluminescence dates of $11.5 \pm$

1.5 and 9.4 ± 0.1 ka for deformed alluvial terraces along the Ta Quen Kou strike-slip fault in northeastern Tibet (Meyer, 1991). Under this assumption, Peltzer et al. (1989) determined a slip rate of 20 mm/yr in the Karakax valley along the western part of the Altyn Tagh fault.

A recent study of the four $M \geq 8$ intracontinental earthquakes of this century in western Mongolia and adjacent parts of China (Tsetserleg, July 9, 1905, $M = 8.4$; Bulnay, July 23, 1905, $M = 8.7$; Fu-Yun, August 10, 1931, $M = 8.0$; and Gobi-Altai, December 4, 1957, $M = 8.3$) (Fig. 1A) yielded a 90 year average seismic deformation rate consisting of 49 ± 15 mm/yr of northeast-southwest shortening and 40 ± 12 mm/yr of northwest-southeast extension (Baljinnyam et al., 1993). Considering the 50 mm/yr of northeast-southwest convergence between India and Asia (DeMets et al., 1990), these strain rates appear to be abnormally high (Baljinnyam et al., 1993) and would imply very short earthquake recurrence intervals in western Mongolia (~ 100 yr).

Our study examines whether these strain rates are representative of tectonic activity on longer time scales. Because of its well-preserved surface breaks and clearly evident cumulative displacements, we focused on the Bogd fault in the Gobi-Altai (Fig. 1B). The 1957 earthquake that occurred on this fault resulted in more than 250 km of seismic ruptures (Florensov and Solonenko, 1963) with an average horizontal left-lateral strike-slip offset of 5 ± 2 m (Figs. 1B, 1C).

MORPHOLOGICAL EVIDENCE

We made a preliminary estimation of the slip rate along the Bogd fault on the basis of a detailed field study and analysis of Russian aerial photographs taken a few months after the 1957 event. At Noyan Uul, to the west of the Ike Bogdo massif (location in Fig. 1B), there are morphological features clearly displaying cumulative horizontal displacements (Fig. 2A). The east-southeast-trending fault scarp delimits two morphological domains: (1) to the south a mountainous area incised by deep ravines and (2) an alluvial plain that dips gently (5° – 10°) northward. The drainage network clearly shows small-scale left-lateral strike-slip movement; along the fault a 6.6 ± 0.3 m offset is visible, and numerous small streams show left-lateral displacements.

At a larger scale, various markers allow identification of cumulative displacements. North of the fault scarp there are several generations of incised alluvial fans. The younger fans are cone

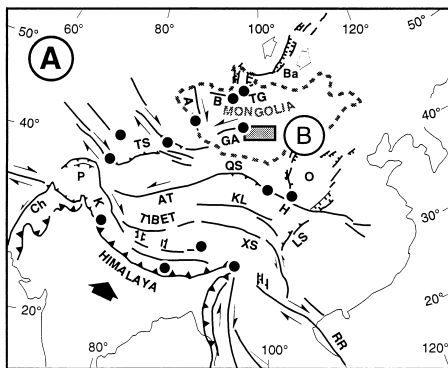
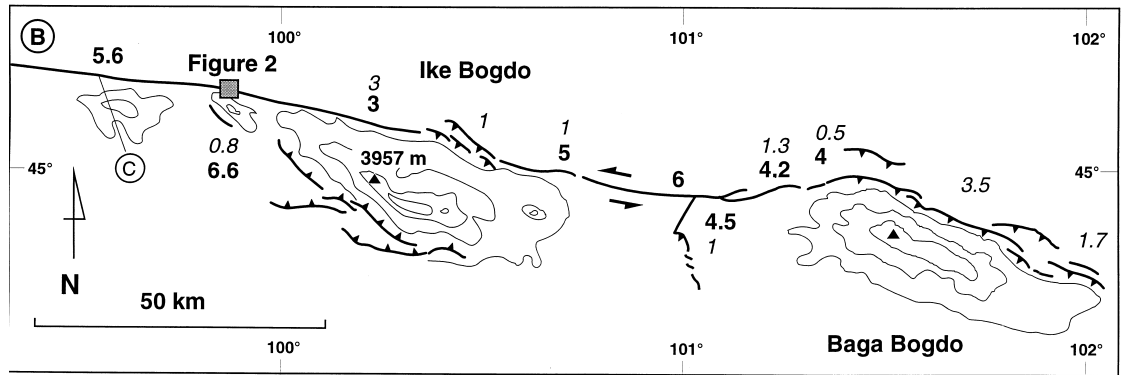


Figure 1. A: Simplified structural sketch map of active faults in central Asia and their associated $M \geq 8$ earthquakes (solid dots) recorded during past century (modified after Molnar and Deng, 1984). Bal—Baikal, TG—Tsetserleg fault, B—Bulnay fault, A—Altai, GA—Gobi-Altai, TS—Tien Shan, P—Pamir, Ch—Chaman fault, K—Karakorum fault, AT—Altyn Tagh fault, QS—Qilian Shan, O—Ordos, H—Haiyuan fault, KL—Kunlun fault, XS—Xian Shui fault, LS—Lungmen Shan, RR—Red River fault.



B: Surface breaks associated with 1957 Gobi-Altai earthquake. Bold and italic numbers indicate horizontal and vertical displacements in metres, respectively (data from Florensov and Solonenko [1963], Baljinyam et al. [1993], and this work). **C:** Example of pure sinistral offset associated with 1957 earthquake; view toward north; black arrows indicate fault, and black triangles show displacement (people stand on ridges that are left-laterally displaced by 5.6 m).

shaped in plan view. During deposition, they truncated parts of the older fans. In our study area, some fans (S1, S2) do not at present correspond to any upslope stream (Fig. 2A), implying that the alluvial plain has been sinistrally displaced relative to the mountainous domain. This left-lateral strike-slip offset is also manifested by the misalignment of the two largest stream incisions in the alluvial fans (D1, D2) relative to streams upslope of the fault. Simultaneous alignment of flood-plain features (S2, D1, and D2) with upslope streams (U0, U1, and U2, respectively) requires compensation for a 223 ± 13 m horizontal offset (Fig. 2C).

Assuming a major regional climate change contemporaneous with the Würm deglaciation, the incision of valleys U1-D1 and U2-D2 can be interpreted as the result of enhanced stream power associated with glacial meltwater. On the lower ground to the east, enhanced sediment transport at that time could have resulted in deposition of material (S2) at the outflow of stream U0. In this scenario, fan S1 (offset 110 m relative to stream U0) would have been deposited during a later episode of enhanced sediment transport (Fig. 2B), and fan S0 would be active at the present time. We have observed suites of analogously displaced fans for several kilometres in both directions along the fault. The foregoing observations indicate a slip rate of 22 mm/yr along the Bogd fault, close to the abnormally high rate of 25 mm/yr calculated from twentieth-century seismic data. This rate would imply that the Bogd fault is as active as the Altyn Tagh fault has been reported to be (Peltzer et al., 1989). Such rapid movement appears unlikely in western Mongolia and challenges the hypothesis that the selected markers are of Holocene age.

COSMOGENIC NUCLIDE EVIDENCE

To examine the question quantitatively, we determined in-situ-produced cosmogenic ^{10}Be concentrations in quartz from gneiss

boulders exposed on alluvial-fan surfaces S1 and S2 and at the ridge (R1) to the east of stream D1. In-situ-produced cosmogenic nuclides result from nuclear interactions between cosmic rays and the constituents of surficial rocks. Such nuclides are produced only within the upper 2 m of material at the earth surface. When they are efficiently retained within the matrices of the minerals in which they were produced, in-situ-produced cosmogenic nuclides accumulate with time until their concentrations reach a steady-state balance between production and loss by erosion and radioactive decay (Brown et al., 1991; Lal, 1991). In specific cases, cosmogenic nuclide concentrations may be used to date events that have brought material to the surface from significant depths. The assumption of negligible erosional loss results in a calculated lower limit for the exposure age of a surface, but only if exposure to cosmic rays prior to the present episode was minimal. This technique has permitted determination of exposure ages for previously undatable geologic markers such as glacial moraines, lava flows, meteor craters, and alluvial deposits (as recently reviewed by Bierman, 1994; Cerling and Craig, 1994).

Our working assumptions for slip-rate determinations are (1) that transport, burial, and reworking of material was sufficiently rapid in active fans for little cosmogenic nuclide accumulation to occur and (2) that little loss of cosmogenic nuclides due to erosion occurred subsequent to fan abandonment. Under these conditions, the concentration of an in-situ-produced cosmogenic nuclide is directly related to the time since abandonment of a surface and hence to the initiation of its offset from its upslope sediment source. The surfaces S1 and S2 are relatively flat (except where incised by small gulleys), have thin grassy cover, and are dotted with embedded and partially embedded boulders up to 1 m in diameter (Fig. 3). Surface R1 (Fig. 2A), a flat-topped ridge with steep slopes on both sides, appears to be a relict of an older alluvial fan. Sample collection

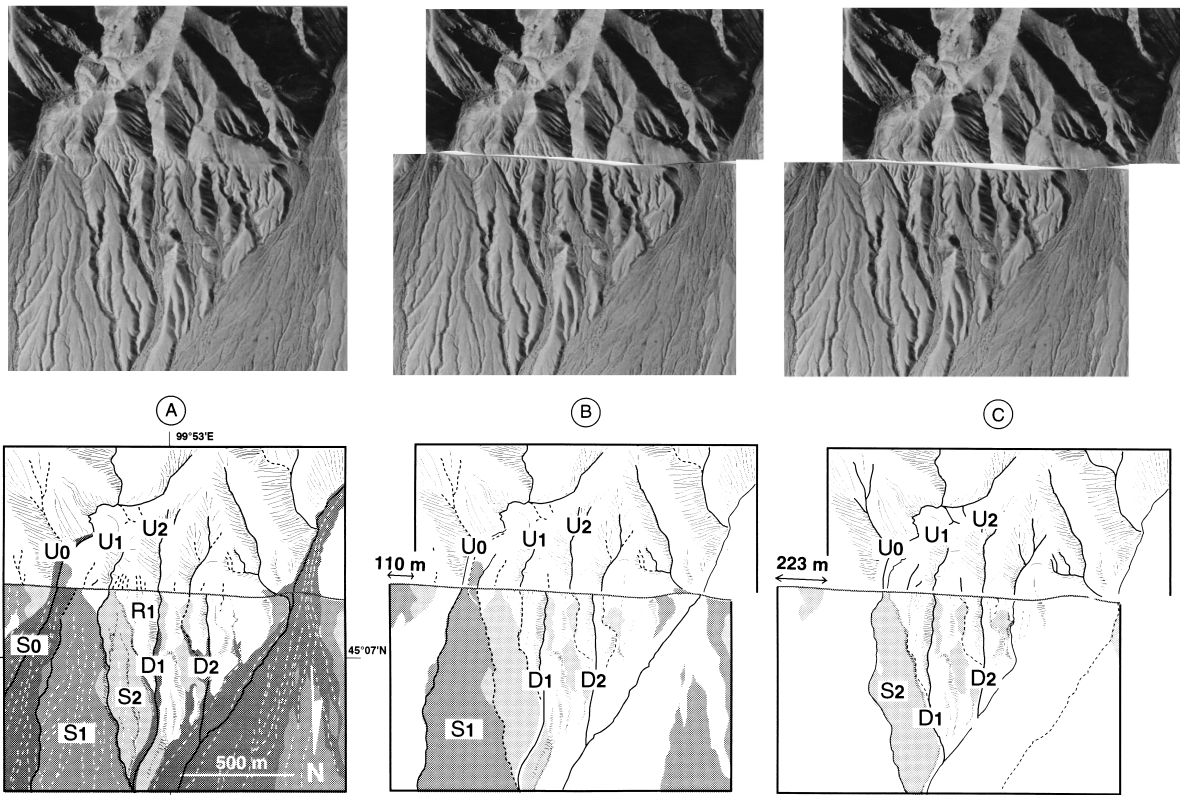


Figure 2. Reconstruction of history of alluvial-fan deposition and erosion along Bogd fault at Noyan Uul based on aerial photographs taken during Russian expedition a few months after 1957 earthquake (scaling factor between sketches and photos is 90%). **A:** Present day. **B:** Compensation for 110 m horizontal offset. **C:** Offset compensation of 223 m. Solid lines labeled U0, U1, and U2 designate major stream axes upstream of fault; D1 and D2 are major axes below fault. Dotted lines indicate smaller river valleys. Shading represents relative age of depositional surfaces (S2, S1, and S0); lightest tones corresponding to oldest surfaces. Only present-day relicts of alluvial fans S1 and S2 are represented in B and C.

strategies attempted to minimize the effects of exposure prior to deposition and of postdepositional erosion. We sampled the tops of gneiss and quartzite boulders (0.5 to 1 m in diameter) embedded in flat areas atop the three surfaces. The dark patinas developed on the boulders provide evidence for a low rate of erosional loss.

The samples were crushed and sieved to yield 0.25 to 1.0 mm fragments, which were then cleaned in HCl to eliminate potential surface contamination by ^{10}Be produced in the atmosphere (Brown et al., 1991). Quartz, the mineral of choice for studies of in-situ-produced ^{10}Be , was purified from the cleaned material by selective dissolution of feldspars with H_2SiF_6 . After quantitative dissolution of this purified quartz in HF, the samples were spiked with ^9Be

carrier for analyses of ^{10}Be . After target preparation, the ^{10}Be analyses were performed by accelerator mass spectrometry at the Tandétron AMS facility, Gif-sur-Yvette, France (Raisbeck et al., 1987, 1994).

The ^{10}Be concentrations of samples range from 1.0 to 1.8×10^6 atoms per gram; there are no major differences among the surfaces (Table 1). Interpretation of these results requires integration of field evidence on the relative ages of the surfaces. The offset of surface S2 relative to stream U0 is twice that of surface S1; assuming constant rates of offset (on the 10^4 yr scale), its age should be double that of the younger surface. The ridge (R1) is an eroded relict of an even older alluvial depositional surface. The minor variations of



Figure 3. Photograph of abandoned alluvial-fan surface S1 with some of the exposed gneiss boulders from which samples were collected; squatting people provide scale. View toward south; Noyan Uul foothills are in background (see Fig. 2A).

TABLE 1. ^{10}Be CONCENTRATIONS AND CALCULATED MINIMUM EXPOSURE AGES

Sample	Surface	^{10}Be (10^6 atoms/g)	Uncertainty (10^6 atoms/g)	Min. age (ka)	Uncertainty (ka)
D IV 1	R1	1.30	0.09	74.6	4.9
D IV 2	R1	1.13	0.08	64.7	4.4
D IV 3	R1	1.22	0.10	69.5	5.5
D IV 4	R1	0.97	0.09	55.3	5.4
D VI 1	S1	1.42	0.11	81.4	6.5
D VI 3	S1	1.30	0.17	74.2	9.7
D VI 4	S1	1.04	0.11	59.4	6.5
D VI 5	S1	1.37	0.14	78.5	8.3
D VII 1	S2	1.10	0.14	62.5	8.0
D VII 2	S2	1.56	0.17	89.5	10.0
D VII 3	S2	1.83	0.12	105.5	7.0
D VII 4	S2	1.65	0.14	94.7	8.0
D VII 5	S2	1.55	0.12	89.1	6.6

¹⁰Be concentrations among samples from surfaces that should have large differences in exposure ages imply either that their exposure ages are short and most of the ¹⁰Be accumulated while the boulders were being eroded in and then transported from their source regions or that the surfaces are all old enough to have concentrations approaching steady-state values. Although our data cannot exclude either of these scenarios, we favor the latter for the following reasons: (1) The presence of boulders (up to 1 m diameter) within the alluvial fans implies strong and rapid erosion in and transport from the source regions, and thus little time for accumulation of cosmogenic nuclides prior to deposition. (2) Minimal exposure prior to deposition has also been suggested by an observed trend of increasing ¹⁰Be content with increased anticlinal folding found in rocks incorporated in uplifted river terraces in the northern Tien Shan, under similar climatic conditions and at similar altitude as the present site (Molnar et al., 1994).

If the three surfaces are approaching steady state, the apparent age calculated for the youngest surface is the closest to the true age, because that surface will have been the least affected by erosional losses. Adopting a production rate of 18 atoms per gram per year (calculated following Lal [1991] for lat 45°07'29"N and an altitude of 1760 m) for our site, samples from surface S1 yield minimum ages of 60 to 80 ka. The assumption of minimal prior exposure implies that the highest of these values approaches the true age. A minimum age of 80 ka for deposition of this surface that has been displaced 100 m yields a maximum horizontal slip rate of ~1.2 mm/yr along the Bogd fault.

CONCLUSIONS

The minimum age of 80 ka obtained for paleo-alluvial surface S1 suggests that the event that formed this surface may have been deglaciation at the beginning of the Riss-Würm interglacial (120 ± 20 ka). If this is the case, the relative positions of surfaces S1 and S2 would imply that the surface S2 was deposited during the previous deglaciation at ~240 ka. This line of reasoning further suggests that surface S0 was deposited at the Würm deglaciation and, because of the relatively slow movement on the fault, is still active because it has not been sufficiently displaced to be abandoned. The contrast between these conclusions and those based on assumed correlation with Holocene climatic events demonstrates the importance of quantitative surface dating for Quaternary tectonic analyses.

Our calculated rate is consistent with the range of 1 to 10 mm/yr proposed by Baljinnayam et al. (1993). It implies an average recurrence interval of ~5 ka for strong earthquakes along the Bogd fault in the Gobi-Altai and is compatible with the general geodynamic model of the Indo-Asiatic collision (e.g., Molnar and Tapponnier, 1975; Tapponnier and Molnar, 1979). Furthermore, this result suggests that along faults with low slip rates in western Mongolia, strong earthquakes can occur in clusters separated by long quiescent periods.

ACKNOWLEDGMENTS

Field studies were made possible by M. Ganzorig, director of the Informatics Center, Ulaanbataar, and were supported by Institut National des Sciences de l'Univers through the Mécalith and Tectoscope Programs. Tandétron operation is supported by the Centre National de la Recherche Scientifique, the Commissariat à l'Energie Atomique and l'Institut de Physique Nucléaire et de Physique des Particules. We thank M. Daignières, M. Mattauer, and P. Molnar for useful comments on the manuscript; P. Bierman, D. Fountain, and I. Main, for helpful reviews; A. Cisternas for fruitful discussions during two field trips in 1990 and 1992; P. Briole and J.-C. Ruegg for loaning us geodetic instruments; and J. Lestringuez and D. Deboffe for their expert analytical work at the Tandétron facility.

REFERENCES CITED

Allen, C. R., Gillespie, A. R., Han Yuan, Sieh, K. E., Zhang Buchun, and Zhu Chengnan, 1984, Red River and associated faults, Yunnan province, Chi-

- na: Quaternary geology, slip rate and seismic hazard: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 686-700.
- Armijo, R., Tapponnier, P., and Mercier, J. L., 1986, Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications: Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 13,803-13,872.
- Avouac, J. P., and Tapponnier, P., 1992, Cinématique des déformations actives en Asie Centrale: Paris, Académie des Sciences, Comptes Rendus, v. 315, p. 1791-1798.
- Avouac, J. P., Tapponnier, P., Bai, M., You, H., and Wang, G., 1993, Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan: Journal of Geophysical Research, v. 98, p. 6755-6804.
- Armijo, R., and Tapponnier, P., 1989, Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in Southern Tibet: Journal of Geophysical Research, v. 94, p. 2787-2838.
- Baljinnayam, I., and 10 others, 1993, Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings: Geological Society of America Memoir 181, 62 p.
- Bierman, P. R., 1994, Using *in situ* produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape: A review from the geomorphic perspective: Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 13,885-13,896.
- Brown, E. T., Edmond, J. M., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Kurz, M. D., and Brook, E. J., 1991, Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using *in situ* produced ¹⁰Be and ²⁶Al: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 55, p. 2269-2283.
- Cerling, T. E., and Craig, H., 1994, Geomorphology and *in situ* cosmogenic isotopes: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 22, p. 273-317.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S., 1990, Current plate motions: Geophysical Journal International, v. 101, p. 425-478.
- Florensov, N. A., and Solonenko, V. P., 1963, The Gobi-Altai earthquake: Moscow, USSR (English translation, 1965, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 424 p.).
- Gasse, F., and Van Campo, E., 1994, Abrupt post-glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domains: Earth and Planetary Science Letters, v. 126, p. 435-456.
- Gasse, F., and 12 others, 1991, A 13,000-year climate record from western Tibet: Nature, v. 353, p. 742-745.
- Gaudemer, Y., Tapponnier, P., and Turcotte, D. L., 1989, River offsets across active strike-slip faults: Annales Tectonicae, v. 2, p. 55-76.
- Lal, D., 1991, Cosmic ray labelling of erosion surfaces: *In situ* nuclide production rates and erosion models: Earth and Planetary Science Letters, v. 104, p. 424-439.
- Meyer, B., 1991, Mécanismes des grands tremblements de terre et du raccourcissement crustal au bord Nord-Est du Tibet (Thèse de Doctorat): Paris, Université de Paris VI, 129 p.
- Molnar, P., and Deng, Q., 1984, Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia: Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 6203-6227.
- Molnar, P., and Tapponnier, P., 1975, Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision: Science, v. 189, p. 419-426.
- Molnar, P., and 10 others, 1994, Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the north flank of the Tien Shan, China: Journal of Geology, v. 102, p. 583-602.
- Peltzer, G., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Meyer, B., Shunmin, G., Kelun, Y., Zhitai, C., and Huagang, D., 1988, Offsets of late Quaternary morphology, rate of slip, and recurrence of large earthquakes on the Chang Ma fault (Ganzu, China): Journal of Geophysical Research, v. 93, p. 7793-7812.
- Peltzer, G., Tapponnier, P., and Armijo, R., 1989, Magnitude of late Quaternary left-lateral displacements along the north edge of Tibet: Science, v. 246, p. 1285-1289.
- Raisbeck, G. M., Yiou, F., Bourlès, D. L. G., Lestringuez, J., and Deboffe, D., 1987, Measurements of ¹⁰Be and ²⁶Al with a Tandétron AMS facility: Nuclear Instruments and Methods, v. 29, p. 22-26.
- Raisbeck, G. M., Yiou, F., Bourlès, D. L., Brown, E. T., Deboffe, D., Jouhannau, P., Lestringuez, J., and Zhou, Z. Q., 1994, The AMS facility at Gif-sur-Yvette: Progress, perturbations and projects: Nuclear Instruments and Methods, v. 92, p. 43-46.
- Sengör, A. M. C., 1979, The North Anatolian fault: Its age, offset, and tectonic significance: Geological Society of London Journal, v. 136, p. 269-282.
- Tapponnier, P., and Molnar, P., 1979, Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions: Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 3425-3459.

Manuscript received March 14, 1995

Revised manuscript received August 2, 1995

Manuscript accepted August 10, 1995

1.2.6. Le massif de Ikhe Bogdo

Nous avons vu que le massif de Ikhe Bogdo est entouré par différents segments activés le 4 décembre 1957. Au nord du massif, la faille principale (Bogd décrochante inverse) montre les décalages verticaux les plus importants. A l'est, la faille inverse de Toromhon sépare Ikhe Bogdo du massif de Baga Bogdo. Enfin, les failles inverses de Gurvan-Bulag longent le sud du massif. Ainsi, Ikhe Bogdo est entouré de déformations en raccourcissement. Il semble que ce massif soit expulsé vers le haut en réponse à ces différents mouvements, les ruptures de Gurvan-Bulag et de Bogd se rejoignant en profondeur. Par ailleurs, le sommet du massif est associé à une surface d'érosion plane (Baljinnyam et al., 1993) qui aurait été formée il y a environ 1 Ma. Baljinnyam et al. (1993) suggèrent que le massif soit bloqué par la faille de Bogd à l'est de Noyon Uul à cause du changement de la direction de la faille principale. Ce blocage est cependant relatif, la faille de Bogd étant toujours associée à des décrochements importants.

Afin de vérifier si le massif de Ikhe Bogdo subit une rotation associée aux mouvements sur les failles qui l'entourent, nous avons échantillonné une coulée de basalte néogène déposé dans la partie est du massif. Ce basalte forme un plateau de plusieurs kilomètres de long, très compact associé à quelques basculements à sa bordure est. Nous avons prélevé 5 blocs sur ce site (44° 50' 50" N - 100° 41' 08" E), au delà de la zone affectée par les basculements. L'âge du dépôt, obtenu par la méthode potassium argon, est de $26,6 \pm 0,4$ Ma (limite Paléogène - Néogène). Comme les basaltes du Hangai, sa composition est alcaline. Le détail des mesures effectuées, géochimie et paléomagnétisme, est présenté dans la partie "dôme du Hangai", incluse dans ce chapitre, où l'ensemble des basaltes cénozoïques et quaternaires que nous avons échantillonné est présenté et discuté. Nous avons reporté dans le tableau ci-dessous les résultats des mesures paléomagnétiques.

Résultats des désaimantations par champs alternatif du site Ikhe Bogdo (IB) (figure II.5.10.)

Échantillons 52 à 57

âge des dépôts = $26,6 \pm 0,4$ Ma.

Localisation du site : 44° 50' 50" N 100° 41' 08" E (figure II.1.2.)

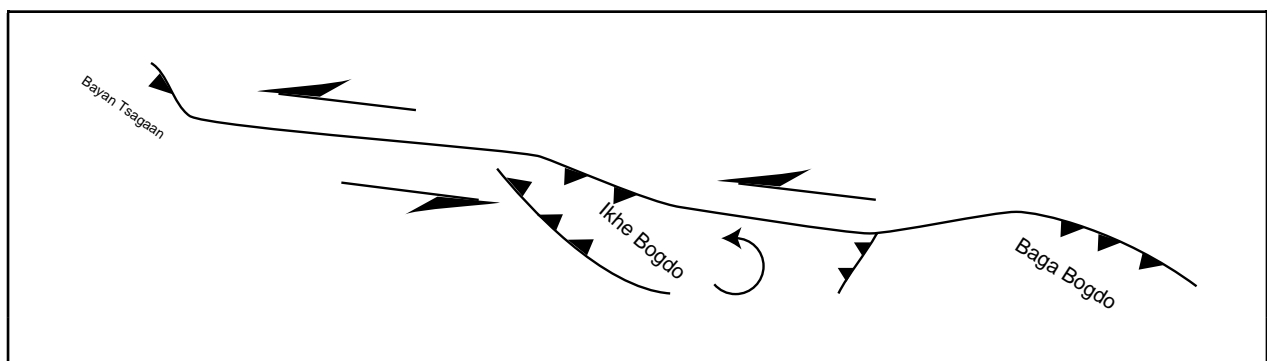
Le vecteur de l'aimantation primaire est calculé par la moyenne de Fisher

Déclinaison primaire en coord. géog.	Inclinaison primaire	k Facteur de concentration	α_{95}	Paléodéclinaison et paléoinclinaison du site (D'après les pôles de l'Eurasie - Beck 1994)	ROTATION depuis le dépôt de la coulée par rapport à l'Eurasie (+ \Leftrightarrow horaire)
164° E	-63°	250	4,8°	D = $8^\circ \pm 3^\circ$ I = $65^\circ \pm 3^\circ$	- $24^\circ \pm 11^\circ$

Les résultats indiquent que le basalte a enregistré une rotation antihoraire. Ainsi, le massif de Ikhe Bogdo tourne en réponse au mouvement sénestre sur la faille de Bogd (faille principale du séisme du Gobi-Altai). La valeur de cette rotation anti-horaire est entre 13° et 35° depuis le Néogène.

1.2.7. Conclusion

Les ruptures du séisme du Gobi-Altai sont complexes. Les deux extrémités s'amortissent sur des failles inverses (Bayan Tsagaan et Baga Bogdo), le reste de la faille principale étant sénestre inverse. Le rapport entre les composantes verticales et horizontales est variable le long de la trace en surface. Le massif de Ikhe Bogdo subit une rotation anti-horaire associée au mouvement sur la faille principale et un soulèvement marqué par les failles inverses qui l'entourent (Gurvan Bulag au sud et Toromhon à l'est). Le massif de Baga Bogdo est formé sur des failles inverses qui sont probablement aussi présentes au sud du massif. La vitesse moyenne sur la faille de Bogd a été mesurée à environ 1,2 mm/an au niveau de Noyon Uul (Ritz et al., 1995 a) indiquant que les déformations sont actuellement très lentes dans la région. L'intervalle de récurrence de ce séisme est d'environ 5000 ans.



1.3. Autres ruptures dans la chaîne du Gobi-Altai.

Les images satellitaires révèlent plusieurs zones de failles, disposées en éventail et bordant la chaîne du Gobi-Altai.

La plus au nord, orientée environ N100, contient le séisme du 4 décembre 1957. A la terminaison ouest du séisme de 1957 se situe le massif de Bayan Tsagaan entouré de ruptures de surfaces. Il a subi un séisme le 7 avril 1958 qui semble être une réplique du séisme du Gobi-Altai. Sa magnitude est donnée à 6,9 par Khilko et al. (1985). Ce massif correspond à un relais

compressif entre la faille de Bogd (faille principale du séisme du Gobi-Altai) et la faille de Chandmani qui est caractérisée par des mouvements sénestres (Khilko et al., 1985) (figure II.1.1).

Au nord de Chandmani, une rupture s'étend sur plus de 100 km. Elle correspond à la faille de Myangain qui est associée à un mouvement inverse important avec une faible composante sénestre. Nous avons mesuré un angle de glissement de 73°E sur un plan avec un pendage de 68° vers le sud. Son dernier jeu remonterait à 1000 voir 1500 ans d'après Khilko et al. (1985).

La deuxième branche, orientée N110 environ, borde le sud-ouest du relief du Gobi-Altai, dans une zone où la chaîne correspond à un large plateau bordé au nord par des reliefs plus importants. La linéarité de cette branche suggère un mouvement décrochant. Cependant, le relief associé est important et les multiples ruptures ont une trace sinueuse ce qui indiquerait des failles à dominante inverse. Aussi, nous suggérons un mouvement décrochant qui est actuellement repris en mouvement inverse, la faille étant à 90° de la contrainte régionale orientée environ N30°E.

La branche la plus au sud, orientée environ N125, est moins bien marquée sur les images satellitaires. Elle est parallèle à la faille de Adj Bogd (95°E) qui est inverse dextre (nous verrons cette rupture plus en détails dans la partie "liaison Altai Gobi-Altai au sein de ce chapitre) ce qui suggère un mouvement comparable (inverse dextre) sur cette branche sud.

Les différentes branches de la région du Gobi-Altai montrent une évolution du sud vers le nord. Les directions passent de N135 à N110 puis N100 et leur longueur augmente vers l'est, la plus longue étant celle du nord qui paraît ainsi croître vers l'est tel que le suggèrent les ruptures en échelons au sud-est de Baga Bogdo.

2. Le massif de l'Altai

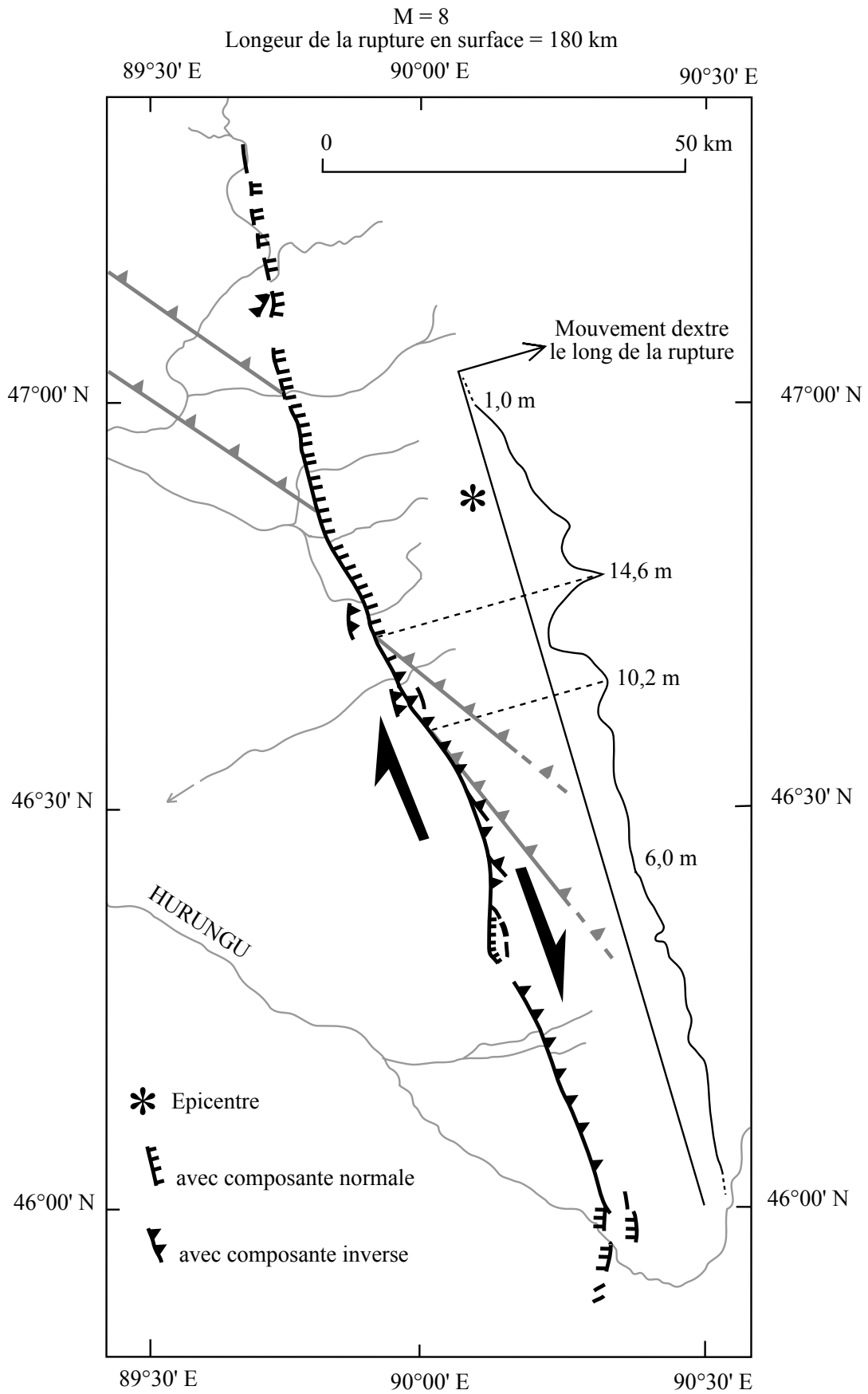
Le massif de l'Altai forme l'extrémité occidentale de la Mongolie (voir carte sismotectonique ci-jointe). C'est la chaîne la plus importante des régions au nord du Tien Shan. Sa largeur est de 150 km au sud et augmente vers le nord où elle atteint 400 km. Les reliefs sont en moyenne plus élevés au sud mais les plus hauts sommets se trouvent dans sa partie centrale, vers 49°N, où ils dépassent 4000 m. L'orientation générale du massif est N160, direction qui est marquée dans la topographie par de nombreux bassins intramontagneux. Cette direction est aussi celle des grandes structures linéaires sur plus de 400 km, qui bordent la chaîne à l'est comme au sud ouest. Elles sont marquées par des décrochements dextres très importants dont les rejets cumulés ont dévié le cours des rivières (bordure est du massif entre 48°N et 49°N - voir carte sismotectonique ci-jointe). Ces décrochements dextres sont la caractéristique principale du massif. Cependant, au sud comme au nord, les directions des structures s'orientent plus est-ouest et sont associées à des mouvements inverses. Ce sont ces zones qui sont les plus élevées du massif indiquant une relation étroite entre la topographie et les déformations actuelles.

Il est à noter que la direction N160 correspond aussi à l'orientation de la faille de FuYun (séisme du 10 août 1931), à la bordure sud ouest du massif (figure II.2.1). Ce séisme est marqué par un déplacement moyen de 6 à 8 m, les déplacements maximums étant situés au niveau de l'intersection entre la rupture de Fu Yun et des failles inverses orientées NO-SE. Cette corrélation, entre les déplacements maximums et ces intersections, suggère que ces failles transversales ont eu un rôle important lors du séisme et il est probable que des mouvements y aient pris place. De plus, ces structures inverses ont été décalées de façon dextre par les mouvements cumulés sur la faille de Fu Yun. Par ailleurs, la faille de Fu Yun coupe le relief suivant la direction N 160 indiquant l'importance de cette direction.

Au sein du massif de l'Altai, les structures sont coalescentes et se rejoignent au sud (46°N) et au nord (51°N) de la chaîne. Ces terminaisons s'orientent selon N100 à N110 au sud du massif et N280 à N290 au nord du massif au niveau de la faille de Bolnai. Ceci confère à l'Altai un aspect coudé suggérant une déformation associée à un cisaillement plus ou moins orienté N100, direction qui correspond à celles du Gobi-Altai et de Bolnai.

Le séisme de Oureg Nuur, au niveau de la terminaison nord des structures de l'Altai est associé à un mécanisme inverse, ainsi il confirme que la déformation actuelle est en raccourcissement dans cette zone. La correspondance entre les structures actives et les reliefs suggère une composante verticale sur des décrochements dextres du massif et un pendage des

Les ruptures de surface associées au séisme de FU YUN



Carte des ruptures de surface du séisme de Fu Yun du 10/8/1931 (d'après Baljinyam et al, 1993).
Mesures d'après Zhang Pei-Zhen (1982) et Shi Jian-Bang et al (1984).

failles vers la chaîne de l'Altai. Ainsi, le massif semble se construire sur des failles décrochantes inverses et des failles inverses.

Les grandes failles individualisent des régions qui paraissent peu déformées et que l'on peut associer à des blocs. Cependant, les bordures nord et sud de ces blocs sont marquées par de nombreuses ruptures suggérant une déformation plus dispersée. Aussi, il semble que la déformation se concentre localement sur des plans (grands décrochements) et ailleurs sont répartis sur des zones plus larges (failles inverses). A l'est du massif, une zone de failles inverse coupe un des grands lacs au niveau de 48°N. Le relief associé est faible ce qui suggère une propagation de la déformation actuelle vers l'est et un élargissement du massif.

3. La liaison entre l'Altai et le Gobi-Altai

3.1. Introduction

Deux jonctions sont particulièrement significatives dans la tectonique de la Mongolie occidentale, l'une extensive, entre les failles de Bolnai et de l'Altai, et l'autre compressive, entre les failles du Gobi-Altai et de l'Altai. Nous avons étudié cette région à partir des données satellitaires LANDSAT MSS (capteurs avec une résolution de 80 m au sol) ainsi que lors d'une campagne de terrain, courant 1992, regroupant Mongols, Russes et Français. La région de la liaison entre les massifs de l'Altai et du Gobi-Altai, associés respectivement à des mouvements dextres et sénestres, s'étend sur environ 200 km par 200 km (45° à 47°N - 94° à 96°E). Ainsi, elle constitue la transition entre les deux principaux massifs de la Mongolie qui ont été récemment le site de plusieurs séismes de magnitude 8 et plus (Har Hotel - 1761, Fu Yun - 1931, Gobi-Altai - 1957). Cette zone est composée des bassins de Sharga et Alag, dont le fond est à une altitude de 1000 m, et de vastes massifs tels que Bayangol, Hujirtiin et Adj dont les sommets atteignent 3100 à 3700 m. Leurs orientations donnant à la région un aspect de triangles emboîtés les uns dans les autres (figure II.3.1.). Ces bassins et reliefs sont en général bordés par de grandes ruptures, soit rectilignes et localisées, soit sinueuses et multiples. Nous avons suivi, sur le terrain, la plupart de ces ruptures, ce qui a permis de contraindre l'interprétation des images satellitaires. A présent, nous allons décrire ces déformations tout en cherchant à répondre à plusieurs questions.

Quel est le rôle des différentes ruptures ?

Comment se comporte la déformation à l'intersection entre les failles dextres et sénestres ?

Comment se sont formés ces bassins et massifs ?

3.2. Le massif de Bayangol

Nous utilisons, par commodité, le nom du village de Bayangol pour ce massif. Ce relief (entre 45°30'N et 46°N - 94°E et 95°E) est contenu dans un triangle de 60 km de côtés. Sa surface est plate et se trouve à une altitude de 2750 m ± 300 m, sauf au niveau de sa pointe, dirigée vers le sud, où se situe son sommet à plus de 3700 m. Toutes les structures importantes sont à la bordure du massif. Nous allons à présent suivre les déformations associées à chacune d'elles.

Liaison Altaï / Gobi-Altai

Figure simplifiée des ruptures de surface
d'après une mosaïque LANDSAT MSS et les observations de terrain
Topographie d'après carte ONC 1/1.000.000

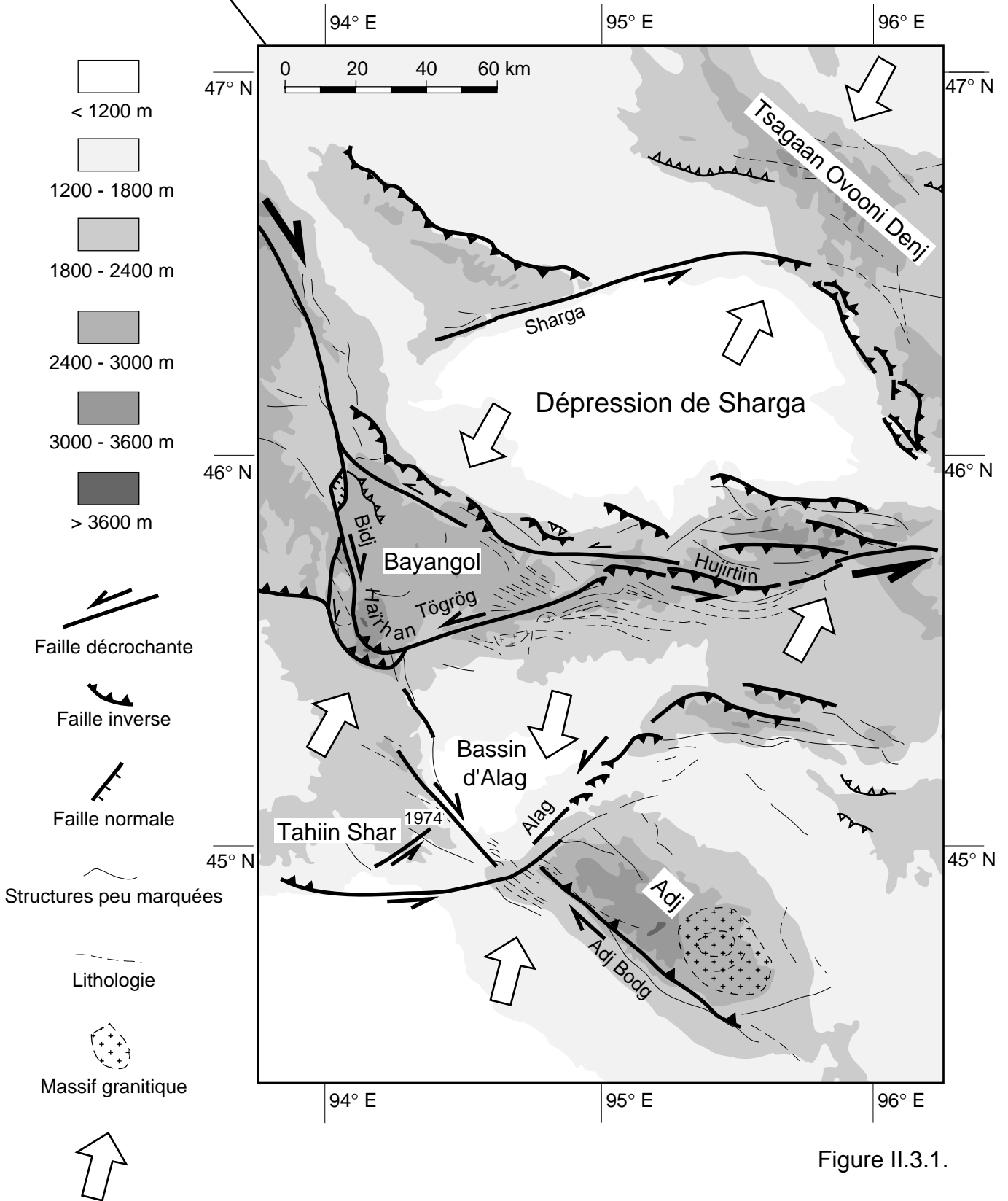
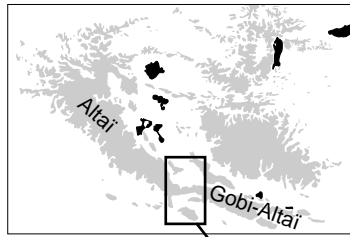
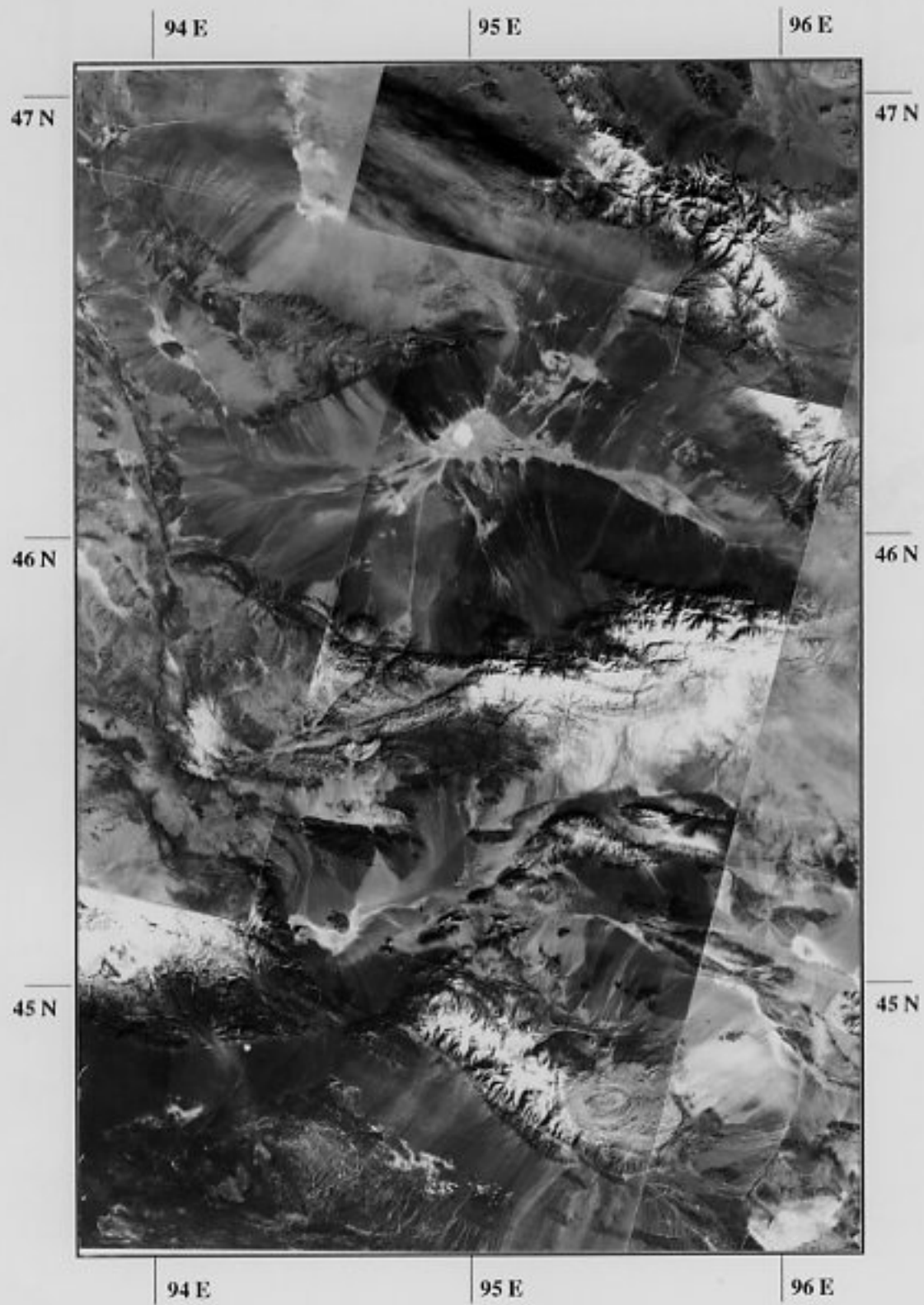


Figure II.3.1.

Orientation moyenne de σ_{Hmax}
d'après les mouvements sur les failles actives



3.2.1. La faille de Tögrög, bordure orientale de Bayangol

La bordure orientale de Bayangol est marquée par la faille de Tögrög, orientée N75, d'une longueur d'environ 65 km. Sa trace en surface, rectiligne, borde par l'ouest un relief dont le flanc est marqué par de nombreuses facettes (Photo II.3.1.). Le mouvement sur la faille est sénestre légèrement inverse. Nous avons observé un déplacement horizontal de 11 m (Photo II.3.2.) que nous considérons cumulé. En effet, si l'on tient compte des lois empiriques reliant la longueur de la faille au déplacement lors d'un séisme, le mouvement sur une telle faille, si elle casse sur toute sa longueur, devrait être d'environ 4 m (déplacement $u = 6 \cdot 10^{-5} L$, avec L = la longueur de la rupture pour les séismes intraplaques - Scholz et al., 1986) ou d'environ 2 m si on tient compte du rapport (entre L et u) calculé pour les séismes de Bolnaï et Gobi-Altai ($u = 2,6$ à $3,4 \cdot 10^{-5} L$). Aussi, le déplacement, que nous avons mesuré (4 à 5 m sénestre et 2 m vertical) à l'extrémité sud-ouest de la faille, pourrait caractériser le dernier séisme.

A son extrémité nord, la faille de Tögrög s'oriente vers l'est et devient inverse, le pendage étant vers le sud. Le mouvement sur la faille forme des vallées perchées (repère **a** sur figure II.3.3.) à différents niveaux indiquant de multiples rejets. Un rejet vertical mesuré à 2 m (repère **b** sur figure II.3.3.) semble correspondre au dernier déplacement sur la faille. Ainsi, l'extrémité nord de la faille de Tögrög est caractérisée par une terminaison en compression associée au mouvement sénestre sur le segment principal.

Au sud-ouest, la faille de Tögrög s'oriente vers l'ouest et contourne l'extrémité sud du massif de Haïrhan. Cette partie du massif montre nettement un sommet plat, indiquant que l'érosion ne l'a pas encore affecté. De plus, il est le plus élevé de la région formant un dénivelé vers le sud d'environ 1000 m associé à une pente de 35 à 38°. Ainsi, ce massif a une formation récente et rapide par rapport aux vitesses d'érosion. Au pied de ce relief, un vaste glacis contenant des blocs plurimétriques s'étend sur plusieurs kilomètres vers le sud. Ces différents traits morphologiques indiquent clairement la présence d'un chevauchement très actif bien que l'escarpement soit difficilement observable. Nous l'appellerons faille de Haïrhan. L'analyse des images satellitaires montre une deuxième rupture, équivalente à celle de Haïrhan, à quelques kilomètres vers le nord. Ainsi, la convergence dans cette région est répartie sur plusieurs chevauchements.

3.2.2. La faille de Bidj, bordure occidentale de Bayangol

Nous allons à présent suivre la branche ouest du triangle de Bayangol. Les images MSS indiquent clairement que cette branche est la continuité des grands accidents dextres de l'Altai.

La faille décrochante sénestre de Tögrög



Photo II.3.1.

Mouvement sénestre sur la faille de Tögrög
(repère a sur figure II.3.3)

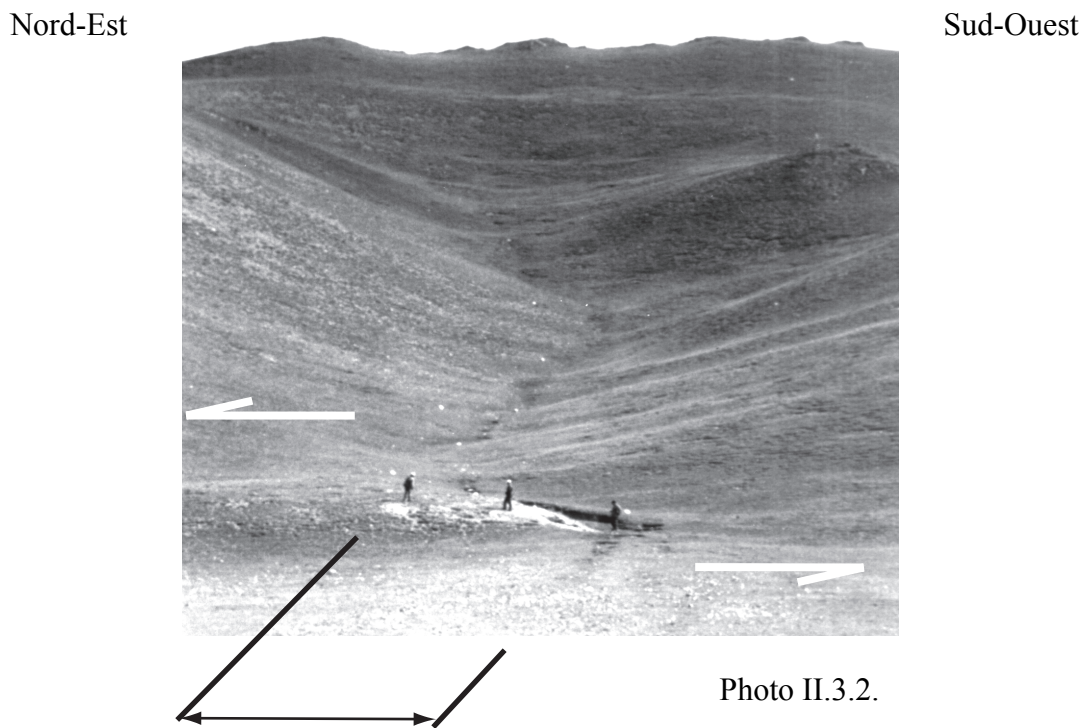


Photo II.3.2.

Rejet horizontal cumulé de 11 m

Au sud ouest du massif de Bayangol, deux ruptures parallèles, orientées nord-sud, sont observables (figure II.3.3.). La plus à l'ouest forme une étroite vallée localement associée à de profonds canyons mais dont la trace en surface n'a pas été observée. Celle plus à l'est correspond à la faille de Bidj que nous allons décrire.

Cette structure de Bidj s'étend de la faille inverse de Haïrhan (45°35'N - 94°05'E) au bassin d'Amtaïn (45°55'N - 94°E). Elle est orientée globalement N165 et sa longueur est d'environ 35 km (figure II.3.5.). Du sud au nord, elle longe l'ouest du massif Alag Haïrhan (figure II.3.6) puis l'est de Bus Haïrhan, où sa direction devient N165, avant de disparaître à l'ouest du bassin d'Amtaïn. Sa trace, nettement observable, est soulignée par des cours d'eau déviés indiquant un mouvement dextre (figure II.3.6.c). Les décalages observés varient de 30 m à 4 m, cette dernière valeur pouvant correspondre au dernier événement. Khilko et al. (1985) proposent un mouvement moyen de 3 m horizontal et 1 m vertical qui serait associé au dernier séisme qu'ils supposent avoir eu lieu il y a 500 à 1000 ans.

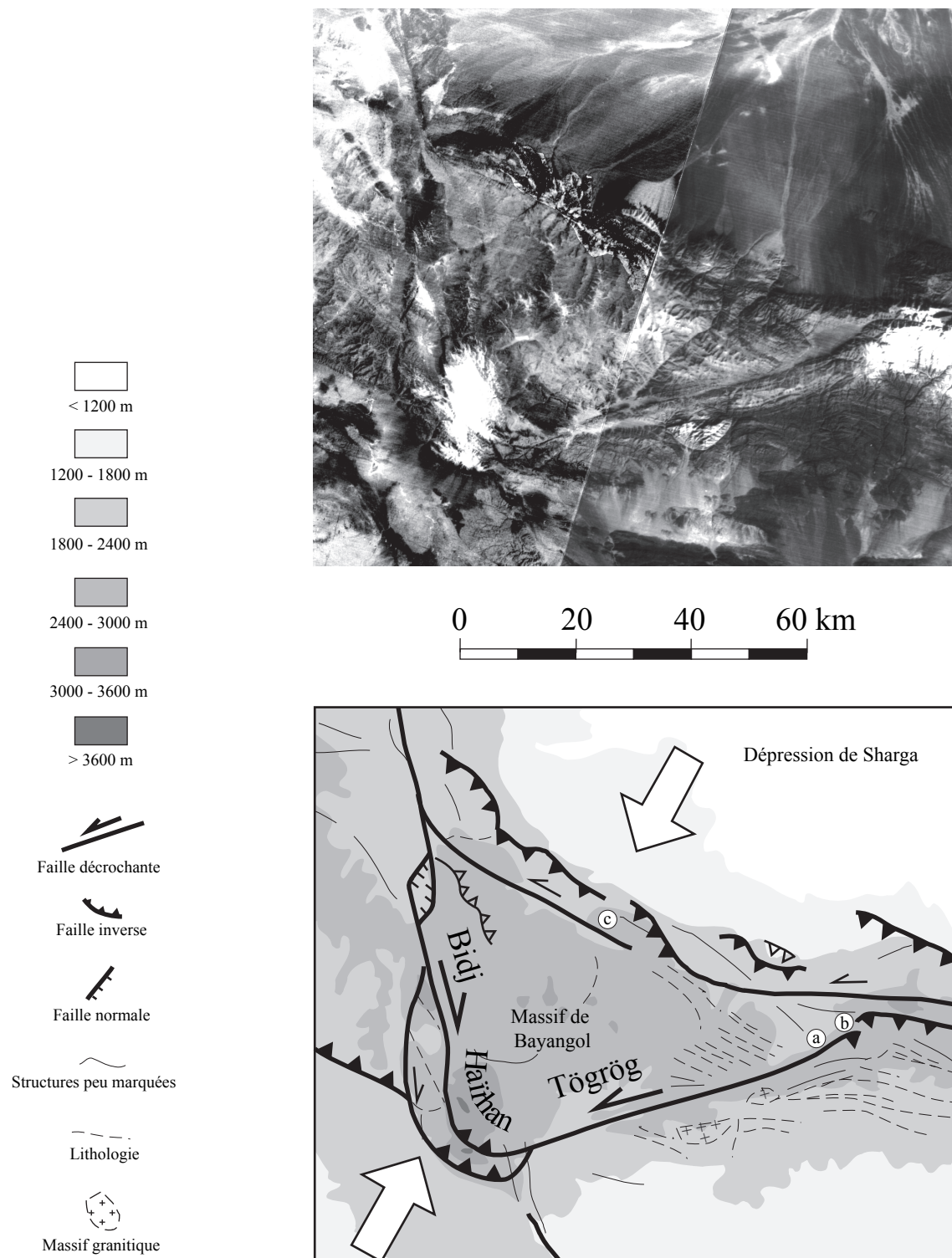
A la bordure orientale de Bus Haïrhan (45°45'N - 94°03'E), nous avons observé un mouvement vertical associé à un décalage horizontal d'environ 11 m (repère a sur figure II.3.5.). Ceci a séparé en deux, en amont et en aval de la rupture, le lit d'un torrent temporaire qui a ainsi changé sa course.

Nous suggérons, sur la faille de Bidj, un décalage cumulé total de 6 ± 1 km. Nous nous basons sur un banc de marbre verticalisé, repéré à l'est de la faille au niveau d'Alag Haïrhan, qui paraît être corrélé avec une structure identique sur le flanc sud-ouest de Bus Haïrhan (figure II.3.5.). Il est à noter que l'altitude de Bus Haïrhan est comparable à celle du nord d'Alag Haïrhan ce qui constitue un argument supplémentaire pour supposer qu'elles étaient côte à côte. Ce décalage cumulé est en partie absorbé sur la faille inverse au sud d'Alag Haïrhan. Dans cette hypothèse, les bassins au sud et à l'est de Bus Haïrhan correspondraient eux aussi à des pull apart associés à la faille de Bidj.

3.2.3. Le bassin d'Amtaïn

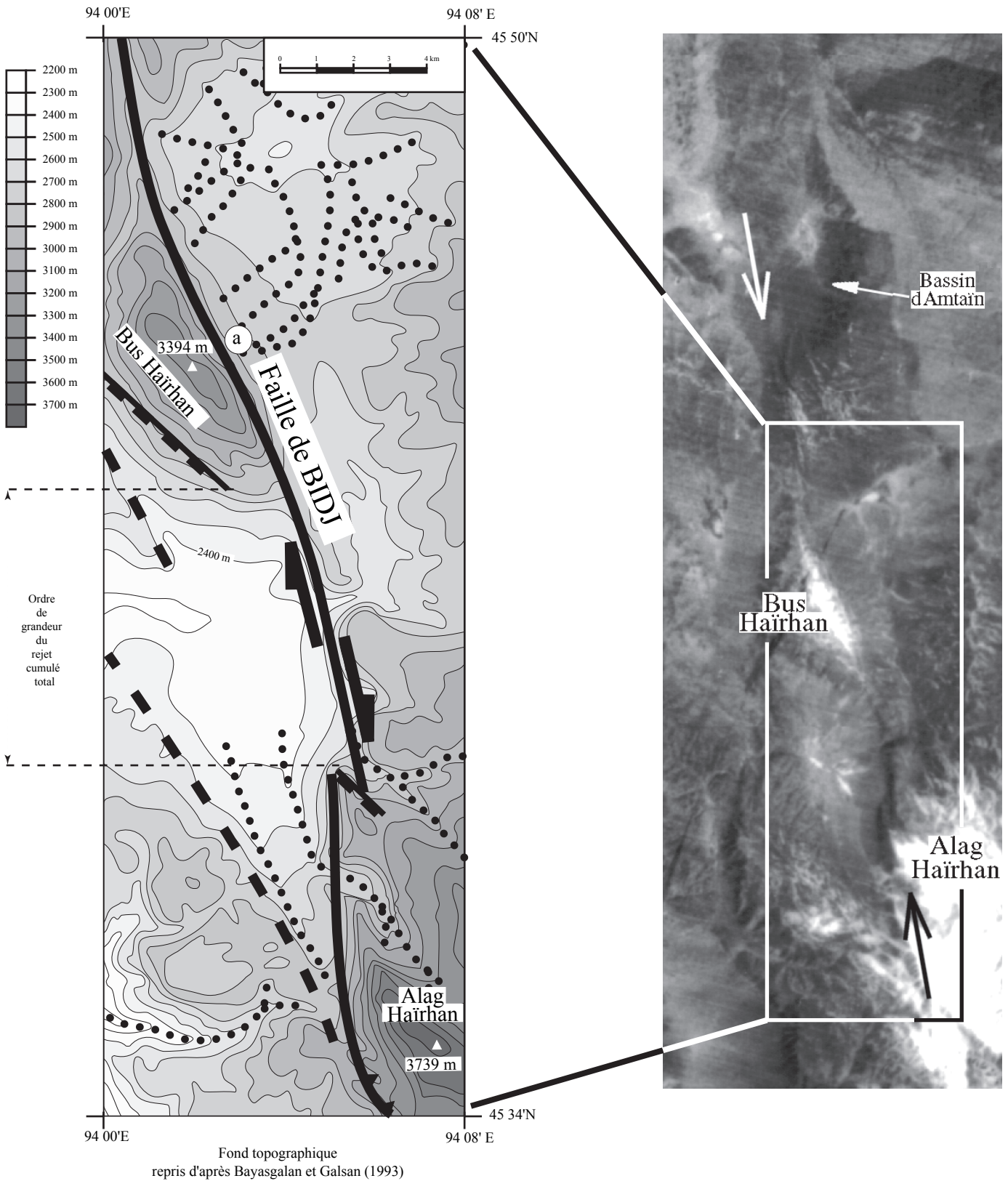
En continuant vers le nord le long de la faille de Bidj, après le passage d'un col (45°50'N - 94°E), on atteint le bassin losangique fermé d'Amtaïn (45°55'N - 94°E) (figure II.3.5). Il est allongé vers le nord, son altitude est de 2100 m et sa superficie est d'environ 30 km². La faille de Bidj longe le bassin par l'ouest selon la direction N170.

Les structures du coin compressif de Hairhan



Faille de Bidj

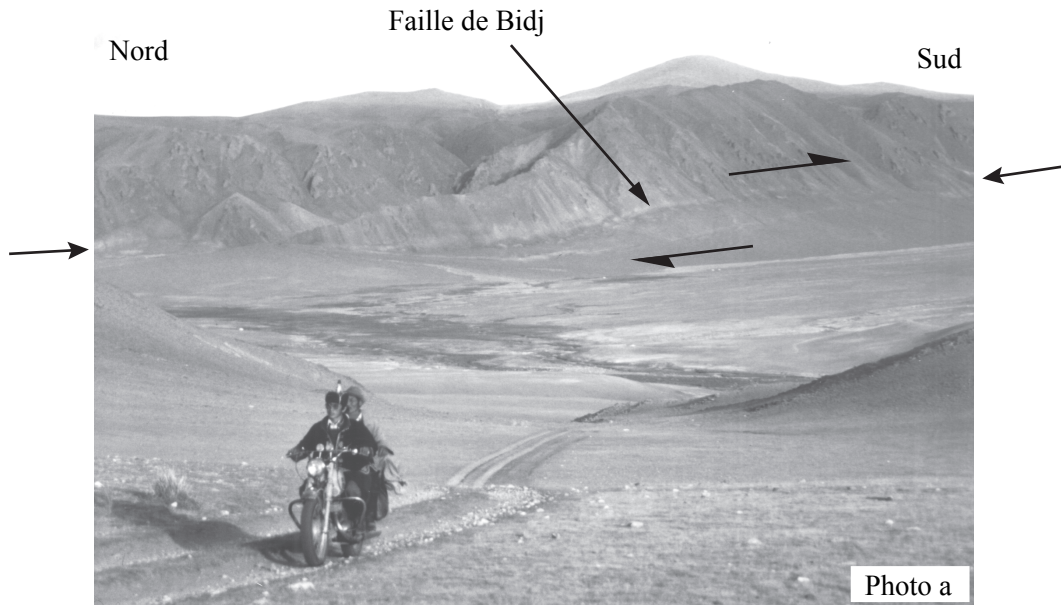
Figure II.3.5



- | | | | |
|--|-----------------------------|--|-------------------------------|
| | Ruptures de surface de Bidj | | Rivières |
| | Faille décrochante | | Structure active indéterminée |
| | Faille inverse | | Niveau de marbre |

Traces en surface de la faille dextre de Bidj

Figure II.3.6.



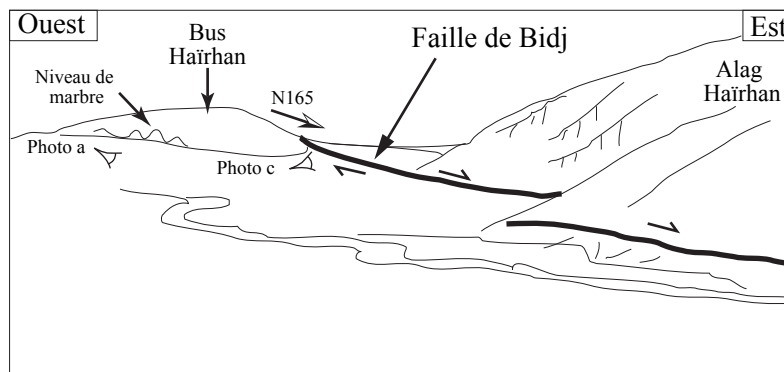
Le segment sud de la faille dextre de Bidj



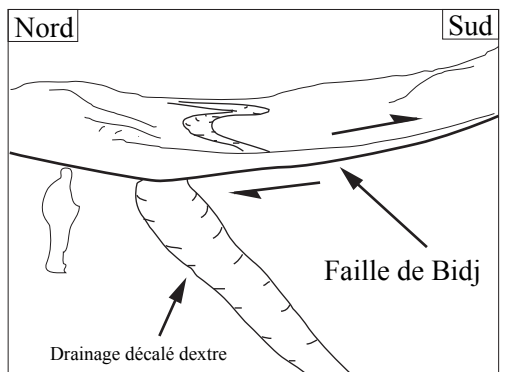
Décalage dextre du drainage



Vue vers le Nord



Vue vers l'Est



Dans la partie sud du bassin, de nombreux escarpements affectent les glacis. Ils sont orientés N60 et indiquent un mouvement sur une faille normale. En effet, de part et d'autre de facettes à pendage nord marquant le relief, les décalages des rivières sont opposés.

Les branches orientées nord-sud, situées à la bordure est du bassin d'Amtaïn, montrent un mouvement dextre. Le décalage apparent est d'environ 6 m dextre avec un mouvement vertical de 2 m, affectant les chenaux des cônes. L'ensemble des escarpements de ce bassin est érodé, rendant difficile une mesure précise et suggérant un âge comparable à celui de Bidj pour le dernier séisme (500 à 1000 ans d'après Khilko et al., 1985).

Finalement, ce bassin fermé correspond à un relais en pull apart, sur décrochement dextre, à l'extrémité nord de la faille de Bidj

Ainsi, à partir de l'est d'Amtaïn, débute une rupture majeure du massif de l'Altaï. Quelques kilomètres au nord d'Amtaïn, elle longe l'ouest d'un relief marqué par de nombreuses facettes. On y observe d'importants décalages dextres cumulés qui affectent des cônes de déjection. Nous avons estimé un des déplacements cumulés à plus de 40 m.

Nous avons vu, jusqu'à présent, les deux branches sud du Triangle de Bayangol. Ainsi, les décrochements sénestres de Tögrög et dextres de Bidj se rejoignent au niveau d'une faille inverse chevauchante au sud de Hairhan l'ensemble correspondant à un coin compressif. Cependant, comment évoluent les déformations de ce coin à son extrémité nord, au bord du bassin de Sharga ?

3.2.4. La bordure nord de Bayangol

On peut suivre sur les images satellitaires deux ruptures linéaires, l'une à l'est et l'autre à l'ouest, qui coupent le relief dans sa partie nord. Leur rencontre, au centre de la branche (45°50'N) (repère c sur figure II.3.3), se fait par l'intermédiaire d'un relais interprété comme étant compressif. En effet, le sommet du relief associé est très plat et ses pentes sont très raides, 25 à 30°. Au niveau de la liaison, le segment ouest entre dans une vallée très étroite qui entaille le massif. Nous interprétons cette vallée comme la terminaison de la structure dextre faisant la liaison avec l'Altaï. Ainsi, dans la partie nord de Bayangol, le passage des déplacements sénestre à dextre se fait par l'intermédiaire d'un relais compressif.

A la bordure nord du massif, de nombreuses structures sinueuses, organisées en échelon, bordent le relief. Elles sont soulignées par une rupture de pente nettement observable dans le paysage et sont donc interprétées comme étant des failles inverses.

3.2..5. Caractéristiques de la déformation du massif de Bayangol

Ainsi, nous sommes, dans le cas de Bayangol, en présence d'un bloc surélevé (peu de déformation interne) correspondant à un coin en compression. Il est bordé à l'ouest et à l'est par des failles décrochantes respectivement dextres et sénestres qui sont reliées par l'intermédiaire de failles chevauchantes. De plus, sa bordure nord est affectée par des failles inverses et des décrochements de sens opposés qui forment un relais compressif au niveau de leur intersection. La région de Bayangol est ainsi le site de raccourcissements qui peuvent être estimés à environ 6 ± 1 km vers le nord d'après nos observations sur la faille de Bidj.

3.3. Le bassin d'Alag

Le coin compressif de Bayangol fait partie d'un triangle plus important dont la pointe (environ 45°N & $94,5^{\circ}\text{E}$) est aussi tournée vers le sud. Ce triangle, de 120 km de cotés, est formé, en dehors du massif de Bayangol, par un bassin d'environ 60 km de cotés (bassin d'Alag). La branche ouest de ce triangle s'étend jusqu'au nord de Bidj, sa branche orientale, sénestre, longeant une série de reliefs disposés en échelons. Enfin, sa branche nord se confond, à l'ouest, avec le nord de Bayangol et se poursuit à l'est. Observons de plus près les déformations aux bordures de ce bassin.

3.3.1. Décrochement dextres et sénestres

La bordure ouest du bassin d'Alag est formée de plusieurs segments plus ou moins rectilignes ($45^{\circ}10'\text{N}$ - $94^{\circ}15'\text{E}$) (figure II.3.7). Elle a été interprétée en faille décrochante dextre du fait de sa linéarité, de sa direction parallèle à Bidj et de rivières décalées observées sur les données MSS. La disposition du relief suggère un déplacement vertical associé.

La branche orientale est marquée au sud par la faille décrochante d'Alag (figure II.3.7) orientée N42 ($45^{\circ}02'\text{N}$ - $94^{\circ}45'\text{E}$) et située à plusieurs kilomètres à l'ouest des reliefs. La rupture est marquée par une zone de gouge, indiquant une activité récente. Les rivières la traversant sont affectées par un décalage cumulé mesuré localement à 17 et 15 m (repère **a** sur figure II.3.7). Quand la direction de la rupture passe à N60 ou N65, le mouvement comprend une composante inverse à pendage vers l'est. Ainsi, on observe le Paléozoïque chevauchant le Néogène verticalisé qui lui-même chevauche le quaternaire.

En continuant vers le nord à partir de la faille d'Alag, on observe plusieurs massifs en échelon, orientés environ N75, qui sont bordés par des structures interprétées inverses à partir des images satellitaires.

Le raccourcissement à l'est du bassin d'Alag

Massif de Adj bordé au sud par un décrochement dextre inverse

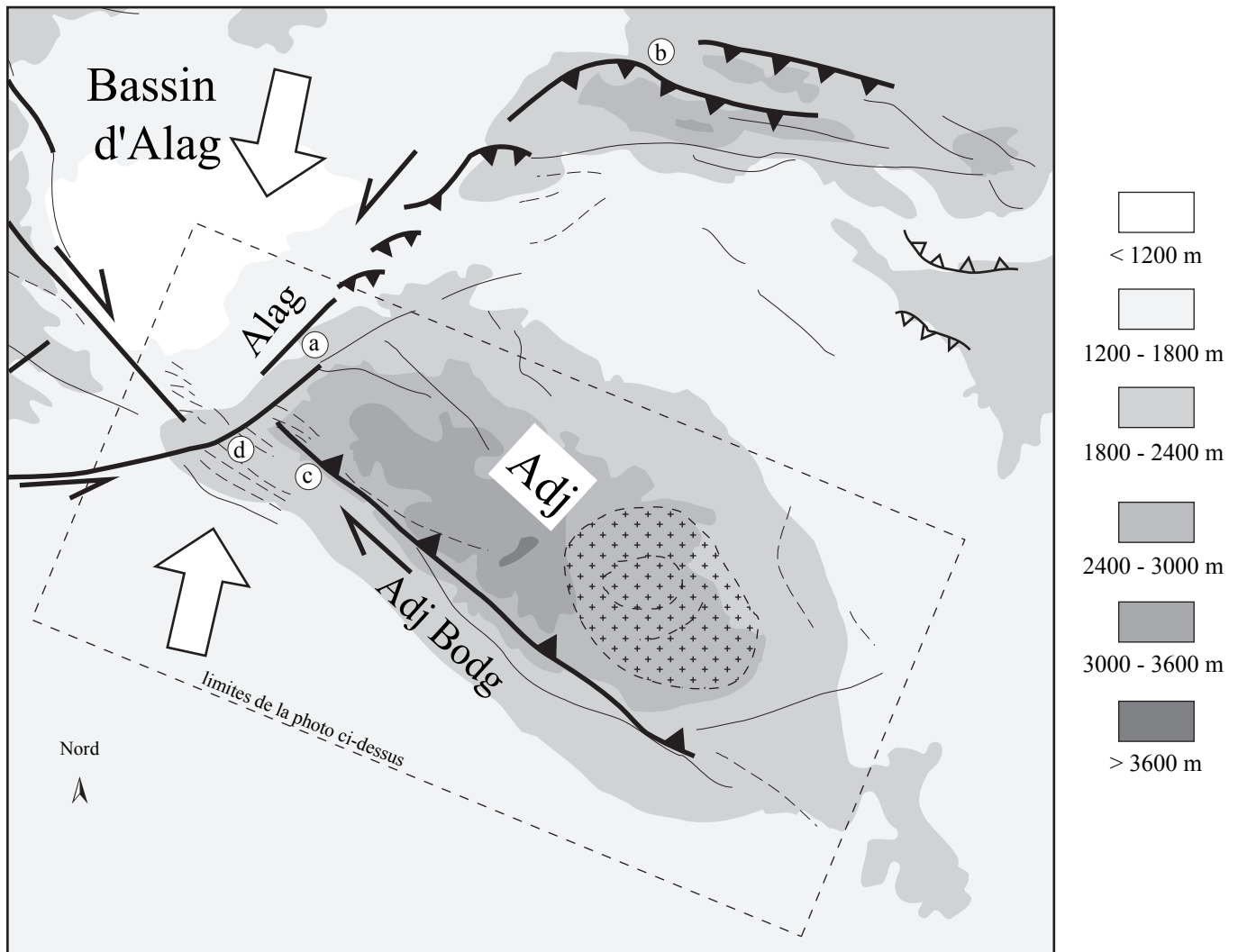
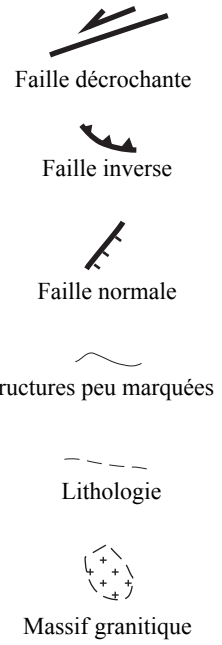
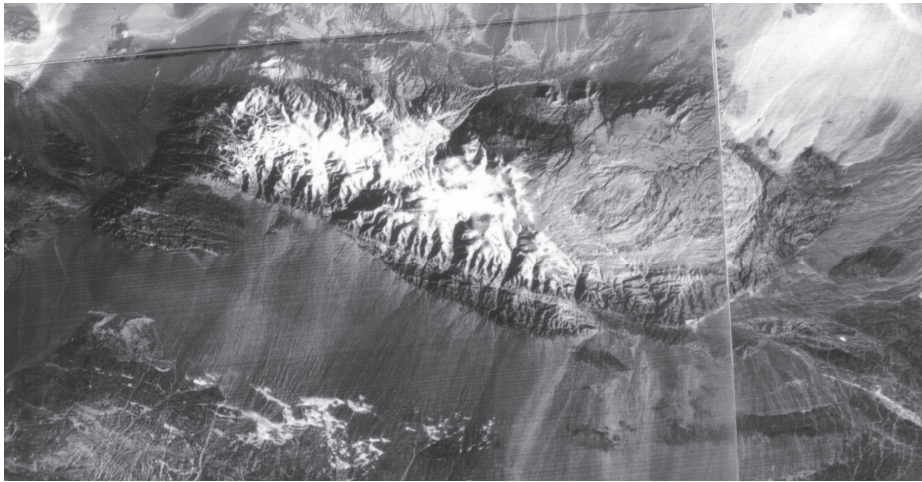


Figure II.3.7.

La terminaison nord de cette branche s'oriente vers l'est où elle devient purement inverse. Le pendage de la faille est très faible à la surface et son escarpement, très érodé, montre un rejet vertical d'environ 1,5 m ($45^{\circ}25'N - 95^{\circ}22'E$) (repère **b** sur figure II.3.7). Cette structure se prolonge vers l'est jusque dans le massif du Gobi-Altai.

Ainsi, les branches occidentales et orientales sont, comme pour le coin en compression de Bayangol, marquées par des failles décrochantes dextres à l'ouest et sénestres à l'est. La branche orientale du bassin d'Alag est marquée par de nombreuses structures compressives en échelon orientées environ N75, compatibles avec un mouvement général sénestre selon N45. L'extrémité nord de cette dernière s'amortit sur des failles inverses.

Regardons à présent la branche nord du triangle considéré. On observe une continuité des structures observées au nord de Bayangol.

3.3.2. Les terminaisons nord du coin d'Alag

La faille de Hujirtiin, ($45^{\circ}42'N - 95^{\circ}27'E$) est orientée environ N100 et peut être suivie à partir des images satellitaires sur plus de 30 km (figures II.3.1 et II.3.2). Elle longe le piedmont nord du relief et correspond à une faille inverse sénestre à pendage vers le sud. En effet, les cônes de déjection sont décalés vers l'ouest et des décalages cumulés de 20 à 50 m ont été observés le long de la faille. La faille fait chevaucher le volcanisme Cambrien sur les conglomérats carbonifères plissés. Ceux-ci montrent un synclinal déversé au nord au niveau du contact.

Finalement, ce triangle est borné à l'ouest et à l'est par des décrochements respectivement dextre et sénestres. Sa bordure nord est caractérisée par des failles inverses décrochantes indiquant une zone en raccourcissement. Ainsi, le bassin d'Alag correspond lui aussi à un coin en compression.

Pourquoi cette zone correspond à un bassin alors que Bayangol est un relief bien marqué ? En fait, le raccourcissement est concentré dans la zone de Bayangol et sur plusieurs grandes ruptures à mouvement inverses, plus ou moins parallèles à Hujirtiin. Le raccourcissement dans la zone nord de ce coin explique la présence du fond du bassin d'Alag dans sa partie sud-ouest, à une altitude d'environ 1000 m.

3.3.3. Intersection entre failles dextres et sénestres du sud du bassin d'Alag

Comment s'effectue la connexion entre les décrochements dextres et sénestres au sud d'Alag ? En réalité, le coin ou poinçon est bien défini, mais plus au sud, deux ruptures prolongent les décrochements d'Alag.

En premier lieu, la faille d'Adj Bogd, au sud - est, borde un relief dont le sommet atteint 3800 m. Cette faille, orientée N125, est associée à une zone de gouge en surface indiquant une activité très récente (car elle n'est pas érodée). Elle est marquée par un mouvement dextre inverse qui est, en surface, localement partagé entre deux ruptures, l'une principalement dextre, l'autre inverse. Le pendage mesuré est de 38° vers le nord avec un angle de glissement de 10° . Le déplacement cumulé d'un cône, de taille kilométrique, a été estimé à environ 20 m à l'extrémité ouest de la faille (repère **c** sur figure II.3.7). Cette rupture, directement corrélée au massif d'Adj qui est un relief majeur de la zone, caractérise une zone en raccourcissement bordant le bassin d'Alag par l'est.

Au sud ouest, bordant le relief de Tahiin Shar, nous pouvons suivre à partir des images satellitaires une faille qui semble être sénestre. Aussi, cette interprétation est cohérente avec le séisme de Tahiin Shar (4 juillet 1974, $45^\circ 08'N$ - $94^\circ 02'E$) caractérisé par un mouvement purement décrochant sénestre sur une structure orientée N78 à pendage vertical (figure II.3.1) (Tapponnier et Molnar, 1979). Par ailleurs, Khilko et al. (1985) indiquent une rupture de surface d'une longueur de 17 km associée à de nombreuses fentes de tensions qui s'étendent sur une largeur de 15 m environ. Ils en déduisent un mouvement de 0,3 à 0,4 m. Ces valeurs sont faibles par rapport à l'estimation du moment sismique ($8,5 \cdot 10^{25}$ dyne cm d'où $M_w = 6,6$), obtenue à partir des ondes de volume longues périodes, effectuée par Huang et Chen (1986). Ainsi, Baljinyam et al. (1993) suggèrent un glissement de 0,6 m sur une faille de 20 km de cotés.

Ainsi, la bordure sud du coin compressif d'Alag est formée par l'intersection de quatre ruptures majeures qui sont décalées les unes par rapport aux autres. De plus, l'intersection est marquée par de nombreux linéaments parallèles orientés $N120 \pm 10^\circ$ donnant un aspect de zone fracturée. La liaison entre ces ruptures semble être caractérisée par une zone broyée (repère **d** sur figure II.3.7).

3.4. Le bassin de Sharga

Au nord de la région étudiée se situe le bassin de Sharga. Il est bordé au sud par le système de failles inverses du nord de Bayangol et Hujirtiin dont l'organisation est en échelons. Au nord, il est limité par la faille de Sharga décrochante sénestre, longue de près de 100 km. Sa

partie orientale est marquée sur les images satellitaires par de nombreuses structures sinueuses bordant le sud-ouest du massif Tsagaan Ovooni Denj. Nous avons pu observer en divers endroits qu'elles correspondent à des failles inverses (46°23'N - 96°01'E et 46°05'N - 96°05'E). Ces failles inverses, avec un pendage d'environ 45° vers le nord, font chevaucher le Paléozoïque sur le Dévonien et le Quaternaire. De plus, elles sont associées à d'épaisses zones de gouge (jusqu'à 15 m) indiquant une activité récente.

Ainsi, Sharga est un bassin en compression marqué par un raccourcissement au sud et au nord-est sur des failles inverses et un grand décrochement au nord-ouest.

3.5. Conclusion

La liaison entre les failles dextres de l'Altai et sénestres du Gobi-Altai est marquée par plusieurs coins en compression à des échelles variant de 60 km à 120 km et affectant probablement l'ensemble de la croûte. Ces coins, tous pointés vers le sud, sont formés à leurs bordures orientales et occidentales par des failles décrochantes dont le mouvement est principalement dextre à l'ouest et sénestre à l'est. Ce sont les failles de Bidj, Tögrög, Alag, Sharga et Adj Bogd.

Les branches orientées N100 à N120 sont toutes caractérisées par des raccourcissements répartis sur des zones de 20 à 30 km de large. Ce sont principalement le nord et sud du massif de Bayangol, la région de Hujirtiin et de Tsagaan Ovooni Denj, le sud du massif d'Adj.

Le mouvement sur les failles décrochantes conjuguées, est amorti par des failles inverses au niveau de leur liaison. C'est le cas au sud de Bayangol où les décrochements sénestres de Tögrög et dextres de Bidj s'amortissent sur les failles inverses de Hairhan. D'autre part, l'ensemble du massif de Bayangol est un coin qui est soumis à un raccourcissement et soulevé au niveau de ses bordures nord et sud en réponse aux mouvements conjugués des grands décrochements de l'Altai et du Gobi-Altai. La dépression de Sharga, correspondant à un bassin formé sous un régime compressif, amortit sur ses bordures est et ouest une partie du mouvement sénestre des failles du Gobi-Altai. Par contre, au sud du bassin d'Alag, c'est un décalage des structures dextres par les structures sénestres, et inversement, qui marque la liaison entre les failles conjuguées.

Un modèle avec une compression orientée N20 à N30 permet d'expliquer tous les sens de déplacements observés sur les failles actives de la zone de liaison entre l'Altai et le Gobi-Altai.

4. Les structures de Tsetserleg et Bolnaï

Les 9 juillet 1905 et 23 juillet 1905 ont eut lieu les séismes de Tsetserleg et Bolnaï respectivement, de magnitude supérieures à 8 (Kanamori, 1977). Le séisme de Bolnaï, avec ses 375 km de ruptures en surface, constitue l'un des plus grands séismes historiques intracontinental connus de par le monde. Nous allons consacrer le chapitre III à ces deux événements, ainsi nous ne présenterons ici que les caractéristiques majeures de ces deux séismes.

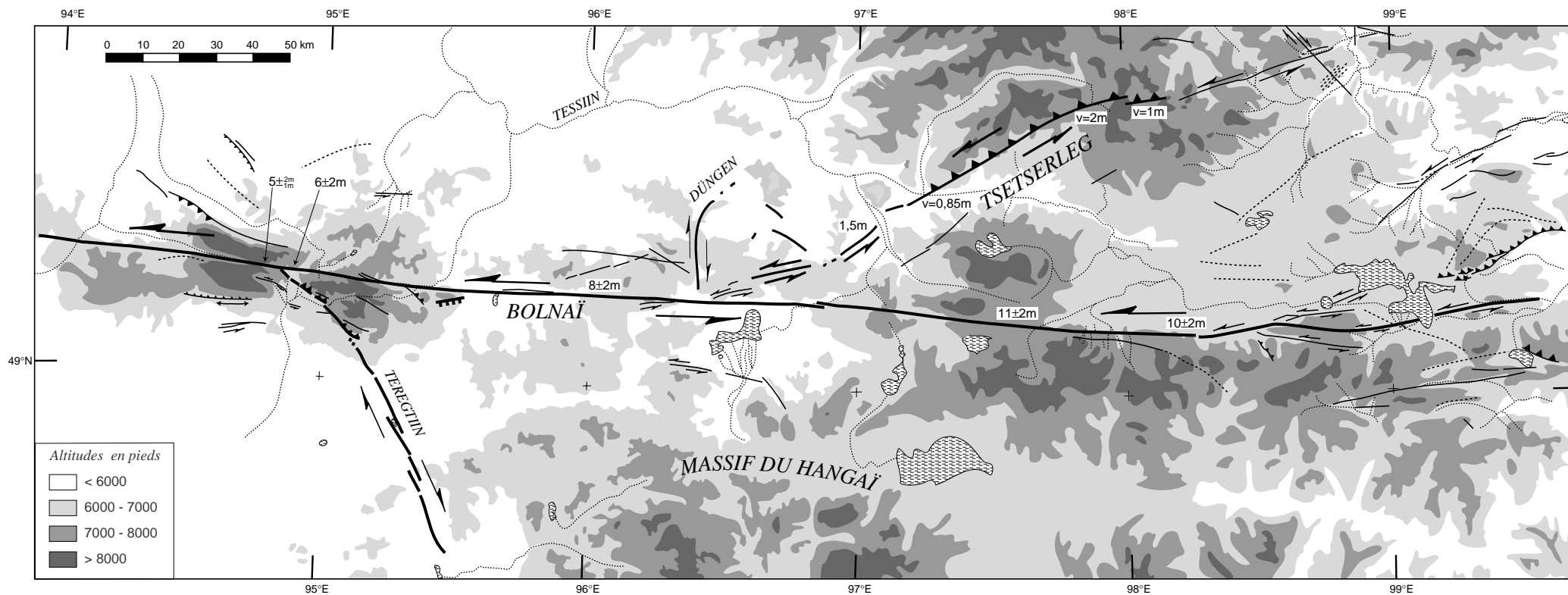
Les ruptures de surface ont été cartographiées quelques mois après les séismes par Voznesenskii (1914). Ses observations ont été complétées par Khilko et al. (1985) et Baljinnyam et al. (1993).

La rupture de Tsetserleg, orientée environ N60°E, a été cartographiée sur 130 km. Dans sa partie nord-est, elle est caractérisée par un mouvement sénestre inverse à pendage vers le nord-ouest (figure II.4.1.) et borde un relief par le sud-est. Près de son intersection avec la faille de Bolnaï, le mouvement devient purement décrochant. La moyenne des déplacements est de $2 \pm 0,5$ m pour la composante horizontale et environ 1 m pour la composante verticale (Baljinnyam et al., 1993).

Les segments qui ont été activés lors du séisme de Bolnaï sont nettement visibles à partir des images satellitaires alors que ceux activés lors du séisme de Tsetserleg sont difficilement identifiables. La faille de Bolnaï marque la limite nord-ouest du massif du Hangai. Sa longueur totale est d'environ 375 km et son orientation générale est globalement est-ouest. La rupture est marquée, sur le segment principal (Bolnaï) par des décrochements sénestres presque purs, les rejets horizontaux variant de 8 ± 2 m à 11 ± 2 m. Aussi, elle constitue une des plus importantes structures de la Mongolie. Deux autres segments ont été activés le 23 juillet 1905. Le segment de Teregtiin, au sud-ouest de la faille principale et orienté globalement N160. Il est marqué par un mouvement dextre qui devient, au niveau de son intersection avec la faille principale, inverse dextre avec une pendage vers le nord-est. Cette intersection est associée à un relief formé par les déplacements cumulés sur les failles de Bolnaï et de Teregtiin. Par ailleurs, le segment de Dungen est situé au nord de la rupture de Bolnaï, au niveau de sa partie centrale. Il est cependant difficilement identifiable sur le terrain. Voznesenskii (1914) ainsi que Khilko et al. (1985) indiquent une composante dextre sur un plan subvertical. La région de Dungen, qui caractérise la liaison entre la faille de Bolnaï et celle de Tsetserleg, a été marquée par de nombreuses ruptures de surface lors de ces deux séismes.

La faille de Bolnaï forme la bordure nord d'un parallélogramme composé à l'ouest par le massif de l'Altaï et à l'est par la faille de Mogod (voir la section suivante de ce chapitre). Les deux autres branches de ce parallélogramme, orientées est-ouest, sont formées par les failles du Gobi-Altaï et de Bolnaï. Ainsi, la rupture de Bolnaï correspond à une des zones clefs de la déformation actuelle en Mongolie.

Les failles actives de la région nord Hangai et les ruptures de surface associées aux séismes de 1905 (Tsetserleg et Bolnai)



La topographie est simplifiée d'après les cartes ONC 1/1.000.000 et TPC 1/500.000. Les ruptures en surface et le réseau hydrographique sont extraits des images satellitaires KOSMOS. Les ruptures et les déplacements associés au séisme de Tsetserleg sont d'après Khilko et al 1985. Les valeurs de déplacements sont d'après Baljiniam et al 1993.

- | | | | | | | | | | |
|--|---|--|------------------|--|---------------------------|--|---------|--|-----|
| | Faïlle inverse | | Faïlle normale | | Faïlle décrochante | | Rivière | | Lac |
| | Rupture de surface associé au séismes du 9 et 23 juillet 1905 | | Structure active | | Structure supposée active | | | | |

(figure II.4.1)

5. LE DÔME DU HANGAI

Le dôme du Hangai est situé au centre d'un parallélogramme, ouvert à l'est, dont les branches orientées EO sont formées par des failles décrochantes senestres (chaîne du Gobi-Altai au sud et faille de Bolnai au nord) et les branches orientées NO-SE sont caractérisées par des failles décrochantes dextres (Altai et dans une moindre mesure la faille de Mogod) (figure II.5.1).

Le massif est allongé suivant une direction N110° à N120° qui constitue son axe de symétrie topographique. L'altitude de la ligne de crête varie, d'est en ouest, de 3500 m à 3900 m et décroît jusqu'à 2000 m aux bordures du dôme. Devyatkin (1974) en déduit un soulèvement de 2000 à 2500 m minimum. Les sommets sont plats et marqués par une surface d'érosion fin Crétacé à début Paléogène (Devyatkin, 1974) parfois recouverte par des dépôts volcaniques néogènes. A la bordure du Hangai, les coulées de basaltes présentent un faible pendage vers l'extérieur du dôme indiquant un bombement à l'échelle du massif depuis le Néogène.

La structure de la lithosphère a été étudiée par Zorin et al. (1990). Ils indiquent que la croûte a une épaisseur de 50 à 60 km, de la bordure au centre du massif (Zorin et al., 1990) alors qu'elle n'est que de 45 km pour le reste de la région, hormis l'Altai où elle atteint aussi près de 60 km. Par contre, la lithosphère est réduite à l'épaisseur de la croûte dans la partie est du Hangai. C'est précisément dans cette zone qu'apparaissent des dépôts de basaltes miocènes à actuels.

Aussi, on observe, dans la partie est du dôme, de nombreuses failles normales orientées NE-SO qui présentent parfois une composante décrochante sénestre (Khilko et al., 1985 et ce chapitre). Par contre, dans la partie ouest du Hangai, aucune grande faille active n'a été observée hormis la rupture de Bayan Bulag. Enfin, il existe, le long de toute la bordure sud du massif, des failles actives orientées environ N110°.

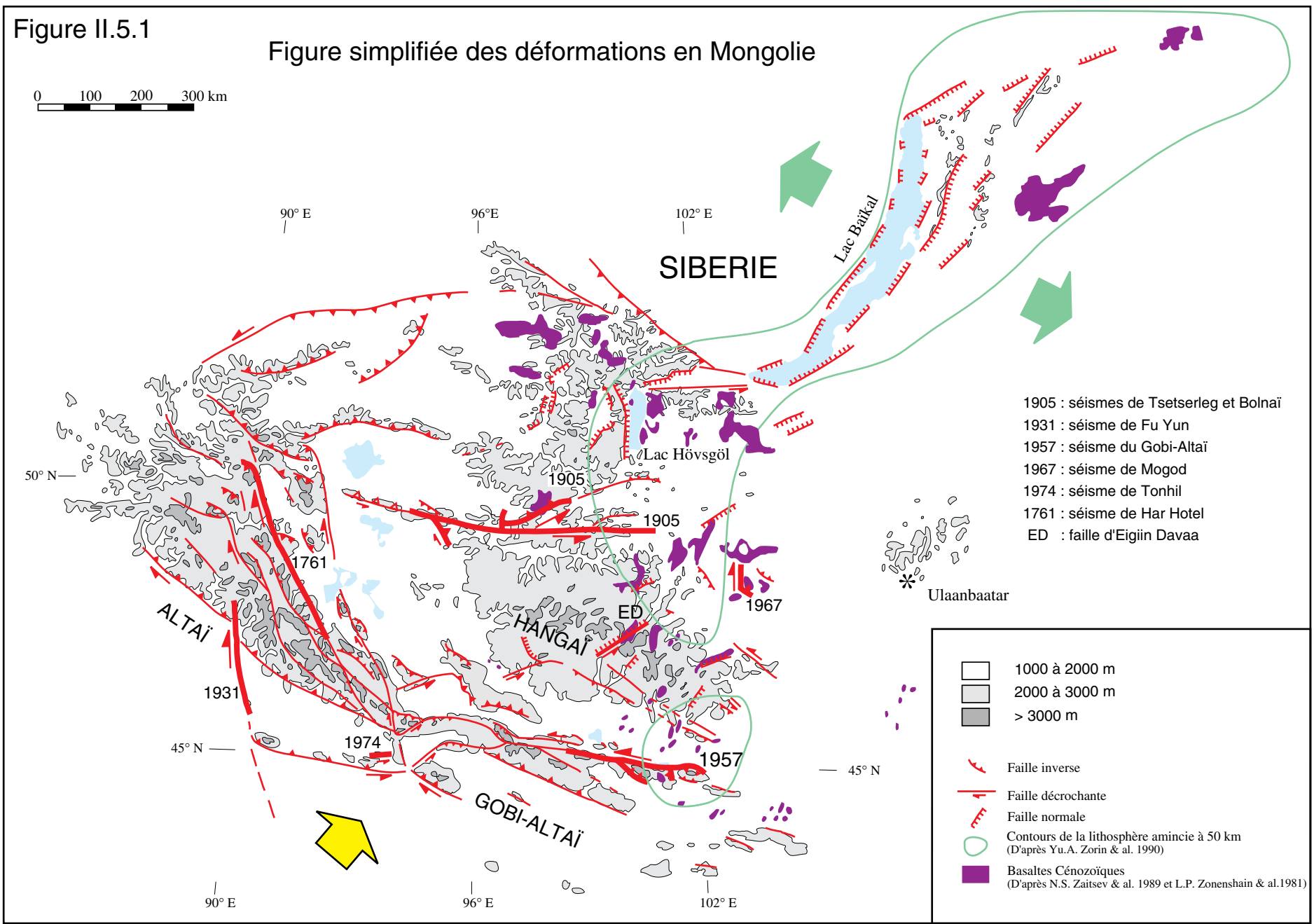
Ainsi, les déformations au sein du dôme sont très différentes de celles observées dans le reste de la région. Baljinyam et al. (1993) suggèrent que le dôme soit soumis à un cisaillement simple entre les failles sénestres du Gobi-Altai et de Bolnai induisant une rotation antihoraire du massif. Ces observations ou hypothèses amènent plusieurs questions.

Quel est le processus de la formation du relief du dôme ? Comment se forment les failles normales du massif ? Quels sont les relations entre la déformation du Hangai et les caractéristiques des dépôts basaltiques tertiaires et quaternaires ? Peut-on observer, à l'aide du paléomagnétisme, des rotations régionales cénozoïques dans le dôme ?

Nous traiterons ces problèmes en utilisant des données de terrains complétées par l'analyse d'images satellitaires Cosmos. Aussi, nous avons échantillonné de nombreux basaltes pour caractériser le volcanisme et tenter de contraindre, à l'aide de mesures paléomagnétiques, un modèle de déformation tenant compte de possibles rotations.

Figure II.5.1

Figure simplifiée des déformations en Mongolie



5.1. LES FAILLES ACTIVES

5.1.1. Faille de Bayan Bulag

La rupture de Bayan Bulag, située à l'ouest du massif du Hangai (47°N / 97°40'E), a été suivie sur le terrain sur toute sa longueur. Elle longe sur près de 50 km la bordure occidentale d'une vallée étroite qui relie les villes de Bayan Bulag à Buyant. Elle est orientée N130 de son extrémité sud au lac Sangin Dalaï (figures II.5.2 et II.5.3) au niveau duquel sa direction passe à N 150-160 jusqu'à Buyant où son expression en surface disparaît.

Une mesure de strie sur le plan de faille indique un mouvement normal avec une faible composante dextre (angle de glissement = 70° sur un plan orienté N 165 et avec un pendage de 72° vers le NE). Aussi, le relief qui borde la rupture au sud-ouest, est marqué sur toute sa longueur par des facettes triangulaires et de nombreuses vallées perchées correspondant à une morphologie de faille normale.

L'âge du dernier mouvement sur cette faille serait inférieur à 1000 ans (Bayasgalan communication personnelle) du fait de l'absence de lichen sur l'affleurement qui mettrait dans cette région environ 1000 ans à se former. Malgré cela, l'escarpement de faille correspondant au dernier séisme est nettement visible au niveau du col situé au nord du lac Ih Hrag. Ainsi, nous avons pu estimer son glissement à environ 4m. En conséquence, en supposant une profondeur de la rupture de 25 km, la magnitude du dernier séisme aurait été de $M_w = 7,4$ ($M_0 = 1,5 \cdot 10^{27}$ dyne cm).

Diverses figures de déformation cosismiques ont été observées telles que des loupes de glissement le long de la faille ainsi que quelques coulées hétérométriques massives contenant des blocs de 50 cm à 1 m (figure II.5.3). Aussi, les écoulements dans les vallées secondaires traversant la faille entaillent fréquemment les dépôts en aval. En effet, lors d'un séisme en faille normale, il se forme un escarpement abrupt créant des vallées perchées ce qui augmente la dynamique de l'écoulement et donc l'érosion. De même, l'escarpement de la faille est à l'origine de barrages naturels responsables de la formation des deux lacs, Ih Hrag et Sangin Dalaï.

Au niveau du lac Sangin Dalaï, quelques centaines de mètres à l'ouest de la faille de Bayan Bulag, débute une importante rupture, orientée EW, visible dans le paysage et à partir des images satellitaires. Elle semble correspondre à une faille normale, avec un mouvement sénestre associé si l'on tient compte de certaines vallées légèrement décalées observées sur les images Cosmos. La faille de Bayan Bulag, dans la zone d'intersection avec cette dernière, change de direction par plusieurs sauts le long de segments rectilignes.

Explorons à présent la région au sud de Bayan Bulag. A son extrémité australe, la faille se courbe vers l'est où elle devient parallèle à des ruptures est-ouest bien identifiables à partir des

Les ruptures de surfaces de Bayan Bulag et sa région

La topographie est d'après les cartes TPC 1/500.000.
 Les ruptures en surface et le réseau hydrographique sont extraits des images satellitaires KOSMOS.

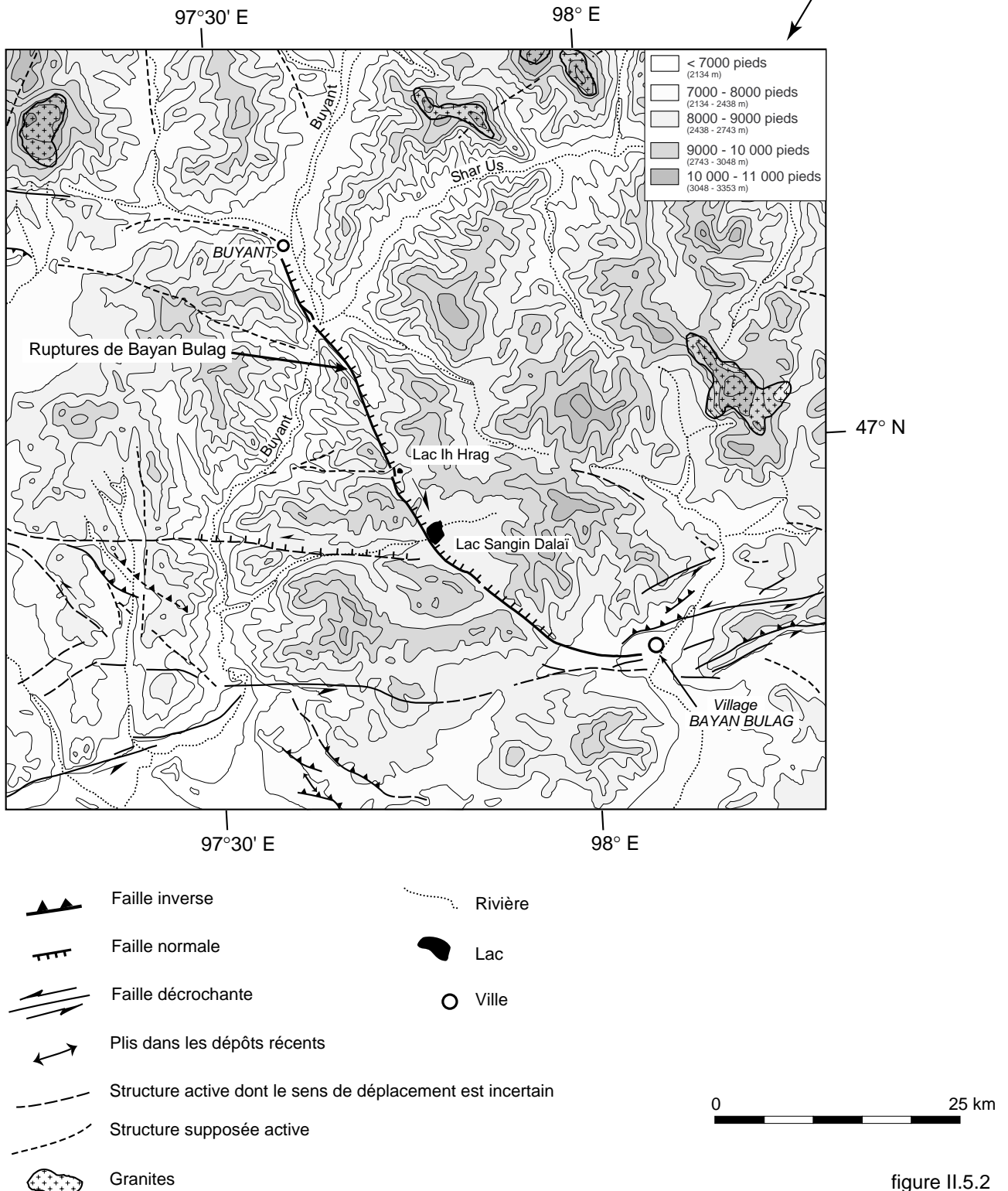
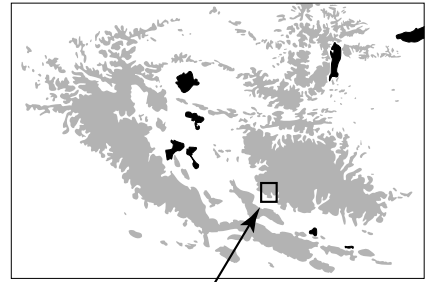


figure II.5.2

images Cosmos. Celles-ci montrent des déplacements sénestres, et lorsqu'elles bordent des reliefs, leur expression suggère localement une composante inverse. Parmi elles, la rupture directement au NE du village Bayan Bulag est nettement observable sur le terrain depuis le village ce qui permet de supposer que ces failles constituent des structures actives importantes. A l'ouest de 97°30'E, leur direction change de N90° à N60°.

Enfin, de nombreuses ruptures orientées environ N135, situées entre les grandes structures EW, indiquent clairement un mouvement inverse. Ces observations confirment la présence d'un régime compressif orienté NE dans cette zone.

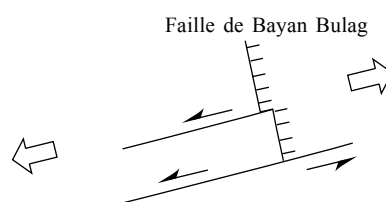
L'analyse des images satellitaires Cosmos suggère plusieurs ruptures au nord du lac Sangin Dalai. Cependant, leur expression est ténue sur les images satellitaires Cosmos acquises, dont la résolution au sol est d'environ 30 m, ce qui leur donne un caractère incertain.

Quel est le processus responsable de la faille normale de Bayan Bulag?

Nous avons vu que l'ensemble des déformations au sud de la faille de Bayan Bulag est compatible avec une compression NE. Cependant, cette orientation est presque perpendiculaire à la faille normale de Bayan Bulag et ne peut donc pas en être la cause directe. Une première solution est d'associer les failles normales à l'extension sur l'extrados d'un pli en formation, ce pli étant caractérisé dans ce cas par le bombement du dôme du Hangai. Ceci permet de créer de l'extension dans différentes directions sous un régime général compressif. Cependant, l'analyse des images Cosmos qui couvrent presque tout le massif, n'a pas permis d'observer, dans le Hangai, des structures équivalentes à celles de Bayan Bulag. En effet, les failles normales actives observées dans le dôme, dont la longueur dépasse 10 km, ont toutes une orientation NE qui est la direction de la compression régionale.

Une autre solution consiste à considérer l'ensemble des ruptures de la région. Les décrochements est-ouest, connectés au sud de Bayan Bulag, ont une orientation proche des grands décrochements au nord de Sharga ce qui permet de supposer que d'important déplacements y ont lieu. Dans ce cas, la faille de Bayan Bulag pourrait être expliquée par une ouverture associée au mouvement sénestre sur ces décrochements. Cette approche a l'avantage de réunir dans un même contexte l'ensemble des structures de la zone et d'expliquer la localisation de la faille de Bayan Bulag au sud-ouest du massif du Hangai.

Cette dernière proposition nous paraît la plus probable bien que la première situation ne puisse être écartée totalement.



Extrait de l'image satellitaire Cosmos de la région de Bayan Bulag

Nord



0 25 km

figure II.5.3

5.1.2. Faille d'Eigiin Davaa

La faille d'Eigiin Davaa, orientée globalement N55, traverse le dôme du Hangai au niveau de 99°30' E. Sa longueur est d'environ 120 km (figure II.5.4). Au nord-est du col Eigiin, plusieurs traces parallèles sont identifiables sur les images satellitaires Cosmos. Aussi, si l'on considère l'ensemble des segments, on peut comptabiliser près de 200 km de ruptures qui sont associées à un mouvement normal (pendage vers l'ouest) avec une faible composante sénestre (Khilko et al., 1985). Sur le terrain, on peut aisément suivre sa trace dans le paysage. Elle longe le côté oriental d'une vallée glacière et montre un escarpement vers l'ouest dont la hauteur totale atteint localement plusieurs dizaines de mètres (au niveau du col Eigiin). De nombreuses vallées perchées sont associées à l'escarpement. De plus, des décalages de cours d'eau et de vallées, observées sur les images satellitaires Cosmos, confirment le déplacement sénestre.

Selon Khilko et al. (1985), quarante-deux kilomètres de cette faille ont joué récemment. Ils sont composés de trois segments qui s'étendent vers le sud à partir du col Eigiin. La partie nord-est indique un rejet vertical sur la faille de 3 à 3,5 m, celui de la partie centrale est de 1,5 à 2 m mais la présence de trois branches parallèles permet d'attribuer à cette portion environ 4 m et le rejet du segment sud est de 3 à 3,5 m (Khilko et al., 1985). Nous avons observé au niveau du segment sud (99°40' E et environ 47° N) un escarpement de près de 5 m que l'on peut suivre vers le nord-est le long du relief. Ainsi, en supposant un déplacement moyen de 4 m et une profondeur de la rupture de 20 km, ce séisme serait caractérisé par un moment sismique de $1,01.10^{27}$ dyne cm d'où une magnitude M_w de 7,27.

L'âge de cet événement serait de 300 à 500 ans d'après Khilko et al. (1985), en comparant l'aspect des escarpements actuels (effet de l'érosion compris) avec ceux de Sagsay et Ar Hotel qui dateraient de 200 à 300 ans. Aussi, ils proposent la date de 1570 en se basant sur des légendes mongoles relatant un tremblement de terre à cette époque dans la région.

Près de 47°15' N et 100°E (nord du col Eigiin), la faille coupe des basaltes miocènes supérieur d'une épaisseur d'environ 40 m (que nous avons daté à $9\pm 0,3$ Ma). Ces dépôts ne semblent pas avoir subi de basculements lors des mouvements sur la faille. Aussi, ce site a été échantillonné pour une analyse paléomagnétique, géochimique et pétrologique. Les résultats font l'objet de la deuxième partie de ce chapitre.

figure II.5.4.

La faille normale sénestre d'Eigiin Davaa

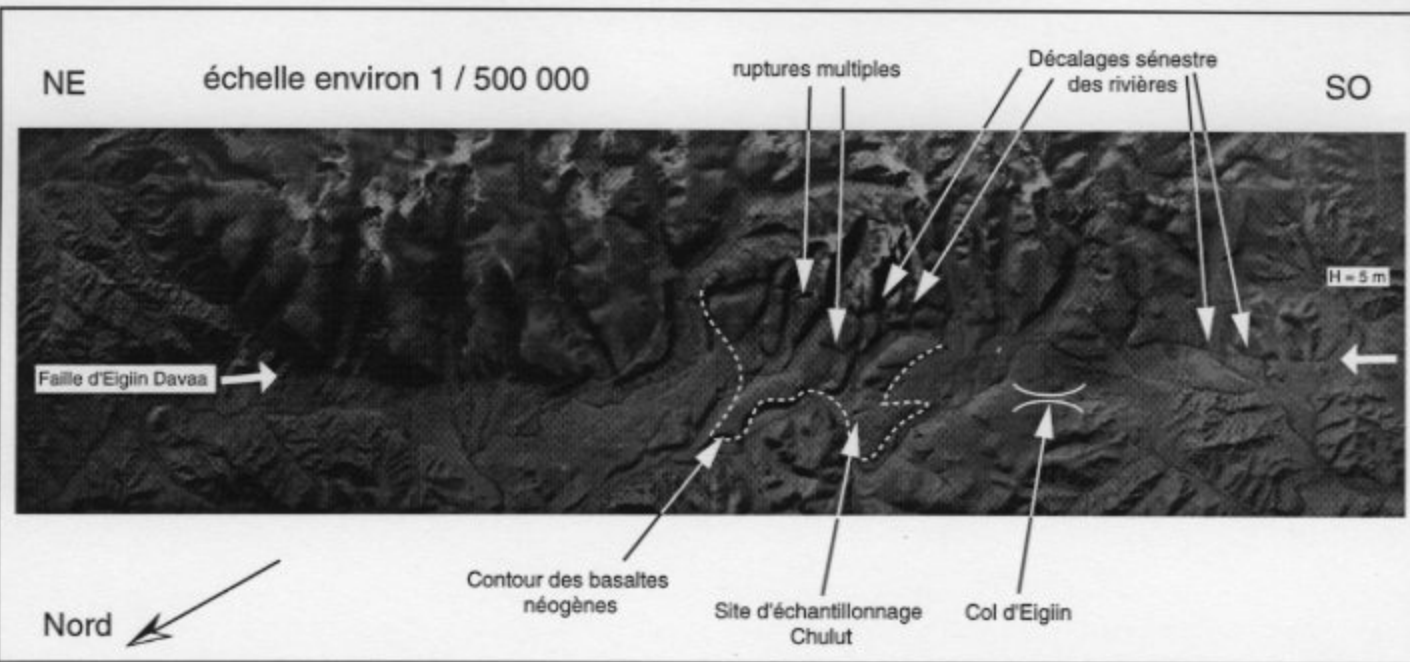
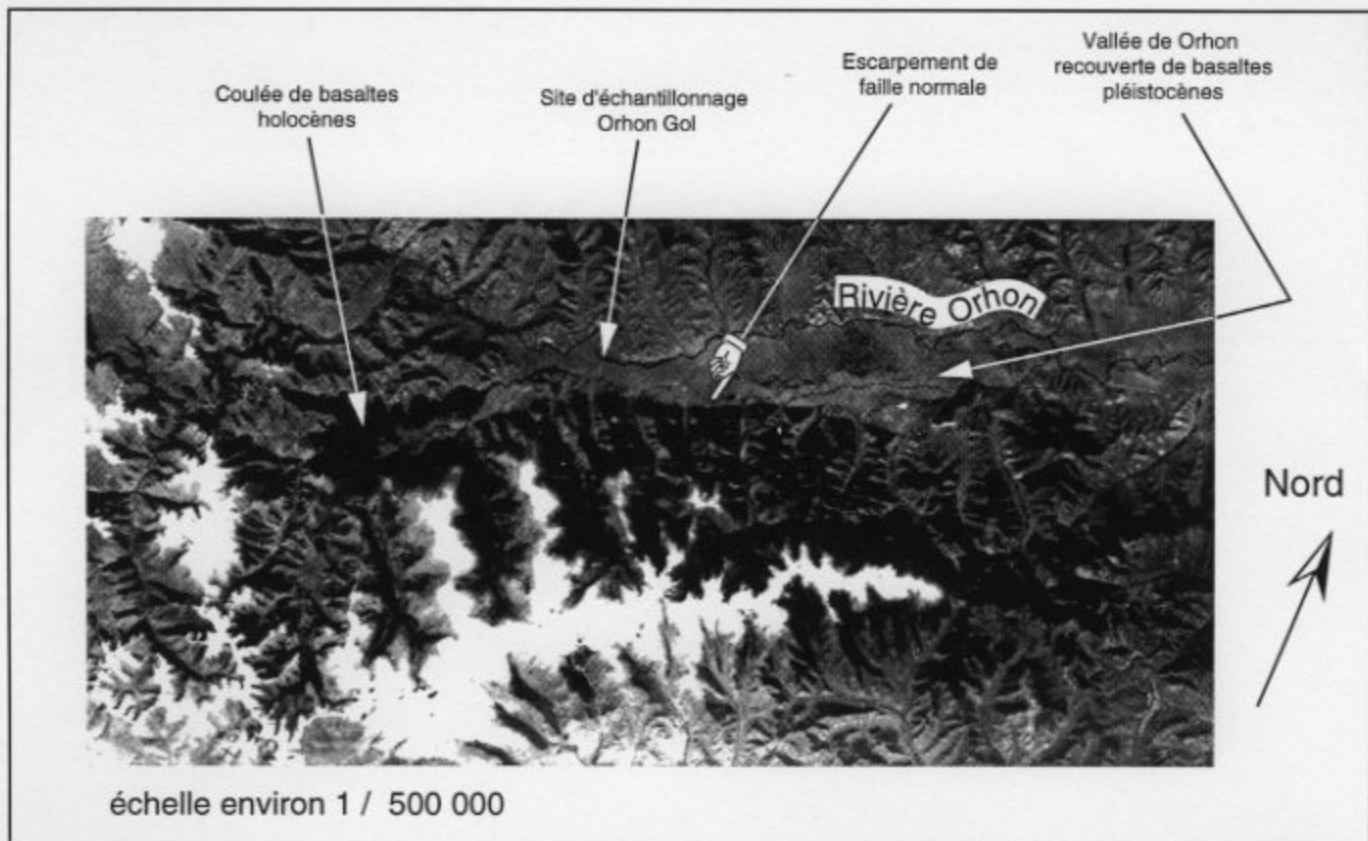


figure II.5.5.

La vallée de Orhon, Est Hangai



Discussions sur la formation de la faille d'Eigiin Davaa.

Comme dans le cas de Bayan Bulag, Eigiin Davaa pourrait être dû à des contraintes d'extension présentes au niveau de l'extrados du dôme. Cependant, elle affecte toute la largeur du massif ce qui suggère qu'elle constitue une faille majeure. De plus, son orientation est globalement perpendiculaire à l'axe du dôme et presque parallèle à la contrainte compressive horizontale (orientée N30) déterminée sur la faille du Gobi-Altai, 100 km plus au sud. De même, les déformations à la bordure nord du massif du Gobi-Altai étant principalement décrochantes, la contrainte σ_2 est verticale. Ainsi, σ_1 presque parallèle à la faille et σ_2 verticale permettent d'expliquer le mouvement normal sénestre observé sur les ruptures d'Eigiin Davaa. L'effet de la topographie a pu amplifier σ_z qui pourrait alors correspondre à σ_1 et faciliter la formation de failles normales. Ceci jouerait uniquement sur la forme du tenseur des contraintes et non pas sur son orientation qui reste comparable à celle du champ de contrainte de la Mongolie occidentale.

Finalement, la faille d'Eigiin Davaa se serait formée sous un régime compressif dans une région affaiblie par une lithosphère amincie et marquée par σ_2 (voir σ_1) vertical.

5.1.3. Autres failles actives du Hangai

Les failles normales à l'est d'Eigiin Davaa.

Quelques failles normales de plusieurs dizaines de kilomètres de longueur ont été observées à partir des images Cosmos.

La plus importante est celle de la vallée de Orhon (46°46' N 102° E). Elle borde le sud d'un bassin rempli de coulées basaltiques datant du Pléistocène ($0,7 \pm 0,1$ Ma) et provenant d'un édifice volcanique situé à l'ouest de la vallée d'où s'étend une coulée holocène (figure II.5.5). Cette faille (orientée N50 pour sa moitié ouest et N70 pour sa moitié est) est bien exprimée dans le paysage et sur les images Cosmos sur environ 35 km. Son expression est rehaussée par un alignement de facettes triangulaires à pendage vers le nord dont les bases atteignent parfois 2 km. Nous avons pu accéder au pied du relief dans la partie ouest de la vallée. Cependant, aucun escarpement, lié à un séisme récent, n'a pu être détecté, bien que le relief associé soit de plus de 1000 m. Ainsi, il semble que les derniers mouvements sur cette faille sont soit très faibles, soit datent de plus de 1000 ans en comparaison avec les escarpements des autres failles normales du dôme.

Plus au sud, le long de la rivière Taatsin (46° N 101°30' E), une faille orientée N30 a été interprétée en faille normale à partir des images Cosmos. Elle suit une vallée sur tout le côté occidental puis sa direction change pour devenir est-ouest. Elle est moins marquée que la faille de la vallée de Orhon mais apparaît, à partir des images spatiales, semblable à la partie sud de la faille d'Eigiin Davaa.

Finalement, les failles normales de l'est du dôme du Hangai, à partir d'Eigiin Davaa, ont des directions variant de N30 à N70 avec des longueurs de ruptures variant de 35 à 120 km. Ces dimensions suggèrent qu'elles constituent des structures majeures.

Extrémité sud-est du dôme

Cette région a été uniquement étudiée à partir des images Cosmos, elle révèle néanmoins de multiples ruptures orientées N100 à N120 dont le mouvement apparaît en général sénestre inverse (voir carte sismotectonique ci-jointe). Ces structures dépassent rarement 10 km en extension mais sont multiples suggérant la présence d'une large zone en décrochement sénestre avec un raccourcissement dans la direction nord-est.

Le système de Bayan Hongor.

Il est situé le long de la bordure sud du massif du Hangai duquel il est séparé par un petit bassin d'une longueur de 250 km sur 8 à 10 km de large (Baljinnyam et al., 1993), dont l'épaisseur des sédiments n'excède pas 240 m. Les failles de Bayan Hongor peuvent être suivies sur plus de 150 km (99° E à 101° E et 46° N à 47° N). Ce sont de grandes structures continues globalement orientées N110 présentant de nombreuses virgations. Elles bordent le nord d'un relief de quelques centaines de mètres de dénivelé. Son expression morphologique indique un mouvement inverse sur une faille à pendage faible en accord avec les observations de Devyatkin (1974) effectuées dans la partie est du système, près de 101.2° E, où il indique des roches précambriennes chevauchant des sédiments oligocènes. Il faut noter que l'ensemble de ces traces est directement associé à une importante structure paléozoïque qui est ainsi réactivée au Pliocène - Pléistocène démontrant l'importance des structures héritées dans les déformations actuelles en Mongolie.

5.2. LE VOLCANISME DU HANGAI

5.2.1. Échantillonnage sur le terrain et préparation des spécimens en laboratoire.

Nous avons entrepris un échantillonnage de sept sites basaltiques (Néogène à Quaternaire) répartis dans la partie Est du massif du Hangai, lors d'une campagne de terrain en juin 1993 avec nos collègues mongols. Ces basaltes représentent la majeure partie des dépôts volcaniques cénozoïques du massif. Une seconde campagne, en juillet - août 1993, a permis de prélever deux dépôts supplémentaires, l'un dans la Vallée des Lacs (Bogd), l'autre sur un plateau du massif de Ikhe Bogdo (chaîne du Gobi-Altai). Les prélèvements proviennent de coulées disposées, pour les plus récentes (7,5 Ma à actuel), au fond de vallées et, pour les plus anciennes (20 Ma et plus), sur des hauts topographiques. Nous avons choisi les sites où les roches affleurantes sont en place et auprès desquelles le champ magnétique actuel n'est pas dévié. Les échantillons ont été pris sous forme de blocs orientés (environ six par site) distants les uns des autres de plusieurs dizaines de mètres. Les blocs ont été plâtrés en laboratoire et carottés perpendiculairement à la face orientée sur le terrain. Ainsi, chaque échantillon a fourni plusieurs spécimens qui ont servi aux analyses (datation, géochimie, pétrographie et paléomagnétisme).

5.2.2. Datations

Les datations des roches analysées ont été effectuées par la méthode potassium / argon (K/Ar) au laboratoire de géochronologie sous la responsabilité de R Montigny et R Thuizat. Les installations techniques du Centre de Géochimie de la Surface de Strasbourg ont été utilisées grâce à N. Clauer.

Analyse analytique

La procédure analytique, décrite en détail dans Bonhomme et al. (1974), est la suivante. Le potassium est déterminé par la photométrie de flamme avec un standard interne de lithium. L'argon a été déterminé par dilution isotopique (^{38}Ar comme traceur) en utilisant le spectromètre de masse MS20. Tous les échantillons sont mesurés en mode statique. Les constantes recommandées par Steiger et Jaeger (1977) ont été employées pour le calcul des âges. Les incertitudes indiquées représentent l'écart-type de la précision analytique. Ils ont été calculés d'après la procédure donnée par Cox et Dalrymple (1967).

5.2.3. Description des sites échantillonnés.

Le bassin de Tariat

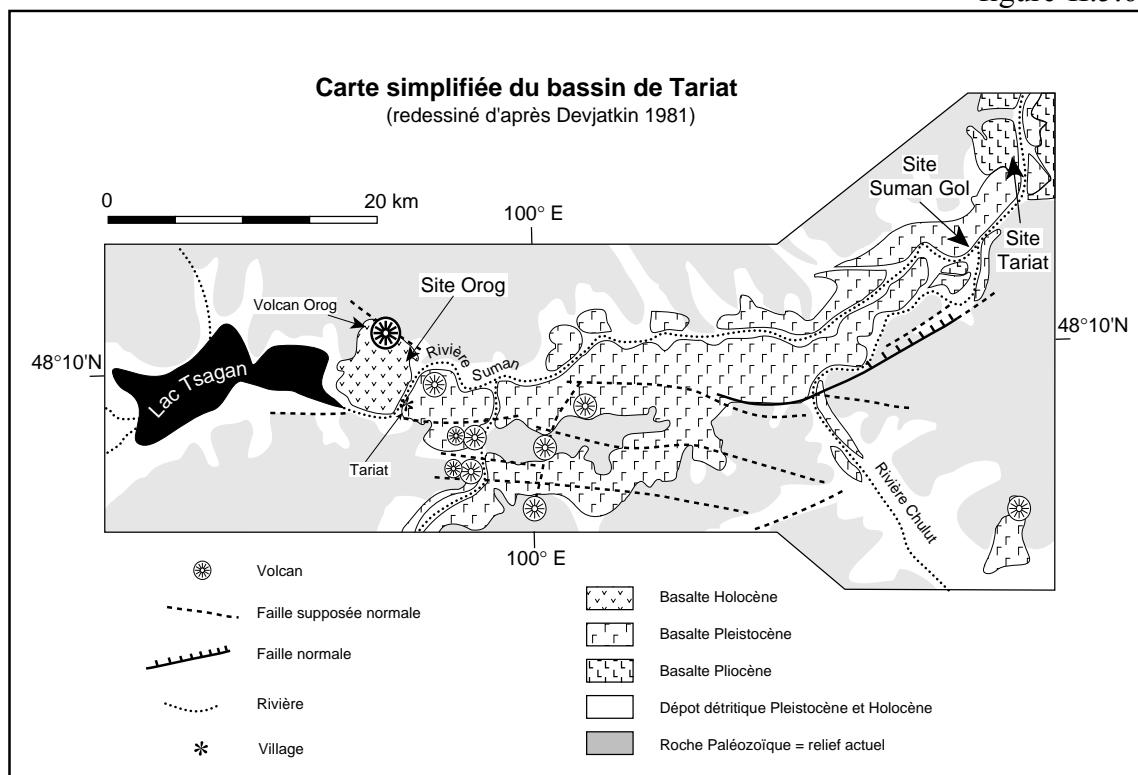
Cette vallée (figure II.5.6), de 60 km de long et 10 km de large, contient des dépôts volcaniques de trois âges différents (Pliocène, Pléistocène et Holocène). Chacun d'eux a été prélevé.

Le plus ancien ($7,5 \pm 0,6$ Ma), que nous appellerons par la suite **Tariat**, est situé à l'est de la vallée et forme des terrasses bien individualisées.

Les coulées pléistocènes ($1,3 \pm 0,1$ Ma) remplissent le bassin sur près de toute sa surface (ce qui représente plusieurs centaines de km²) tout en recouvrant les dépôts pliocènes. Nous l'appellerons **Suman Gol**, du nom de la rivière qui entaille les coulées en façonnant de profonds canyons. L'épaisseur totale du dépôt est de 40 à 60 m répartis sur 8 à 10 coulées (Devyatkin, 1979). Dans la vallée de Chulut Gol, au sud-est, ils sont recouverts de sédiments glaciaires, type silts.

Enfin, à l'extrémité ouest du bassin, près du village Tariat, apparaissent les coulées holocènes du volcan **Orog**. La hauteur de l'édifice volcanique est d'environ 120 m avec des pentes de 45°. Il est composé de pyroclastes, scories et de bombes basaltiques. Son cratère est très bien conservé et peu de végétation le recouvre depuis la dernière éruption qui remonterait à 5000 ans (Ionov et al., 1992). Aussi, ses coulées ont formé un barrage naturel qui est à l'origine le lac Tsagan.

figure II.5.6.



De nombreux anciens édifices volcaniques, associés aux dépôts pléistocènes, sont visibles à l'ouest du bassin. En outre, plusieurs failles normales bordant ce bassin ont été cartographiées par Devyatkin (1981). Cependant, seule la rupture à l'extrémité est du bassin est marquée dans le paysage. Son escarpement montre un rejet vertical de plus de 3 m observable sur une distance d'au moins 7 km. Son pendage est d'environ 65° vers le nord. Son dernier mouvement remonte probablement à plusieurs centaines d'années. En effet, son escarpement est érodé et totalement recouvert de végétation ce qui lui donne un aspect semblable à la faille d'Eigiin Davaa.

La vallée de Tariat constitue l'extrémité ouest du volcanisme cénozoïque du Hangai et coïncide avec la bordure de la région où la lithosphère est amincie à 50 km.

La vallée de Orhon Gol et les sites oligocènes - miocènes

Cette vaste vallée, où la rivière Orhon prend sa source, est totalement recouverte de dépôts basaltiques du Pléistocène ($0,7 \pm 0,1$ Ma). L'échantillonnage a été effectué à quelques mètres de la plus grande chute d'eau de Mongolie (28 m !!), ce qui a permis un prélèvement en profondeur au sein du dépôt basaltique au fond du canyon creusé par la rivière Orhon.

Les sites de Bayan Hongor, Tsetserleg et Chulut sont disposés sur les sommets de petits reliefs. Ces dépôts sont respectivement datés à $24,2 \pm 1$ Ma (Oligocène supérieur - Miocène inférieur), $20,7 \pm 0,6$ Ma (Miocène inférieur) et $9 \pm 0,3$ Ma (Miocène supérieur).

Ainsi, le volcanisme alcalin est déjà présent il y a 25 Ma, avant la déformation du massif. En effet, les dépôts oligocènes et miocènes sont, d'une part, uniquement observables sur les sommets actuels, et d'autre part, basculés vers l'extérieur du dôme. Par contre, les dépôts depuis 7,5 Ma sont toujours au fond de vallées et ainsi déposés après la déformation du Hangai

5.2.4. Analyse en terres rares.

Les analyses en terres rares ont été effectuées par ICPMS (Induced Chromatography Plasma and Mass Spectrometry). La précision de la mesure de la quantité d'un élément donné est d'environ 5%. Les résultats sont présentés dans un diagramme semi logarithmique indiquant le rapport roche sur chondrites, ces dernières étant considérées comme représentant la composition primitive du manteau (figure II.5.7).

Tous les échantillons, prélevés dans des basaltes cénozoïques et quaternaires, présentent un profil de terres rares semblable. En effet, les échantillons sont nettement **enrichis en éléments fortement incompatibles** caractérisant des **basaltes alcalins** qui sont classiquement attribuées aux zones de **rifts continentaux** (figure II.5.8). L'origine asthénosphérique est suggérée par

Spectres des diagrammes de terres rares élargis. Les échantillons ont été normalisés par rapport à une composition de chondrite C1 (Anders et Grevesse, 1989).

Figure II.5.7

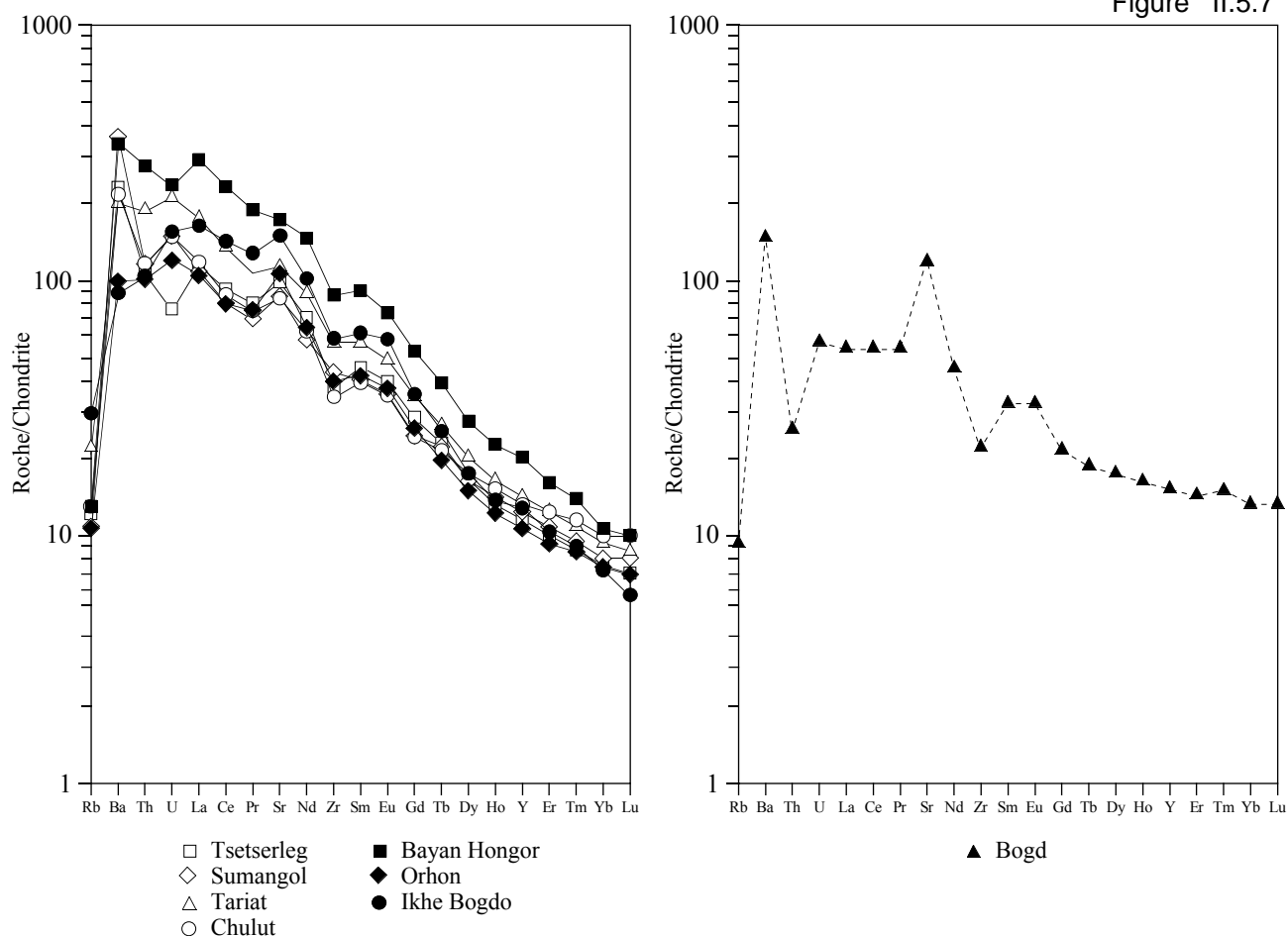
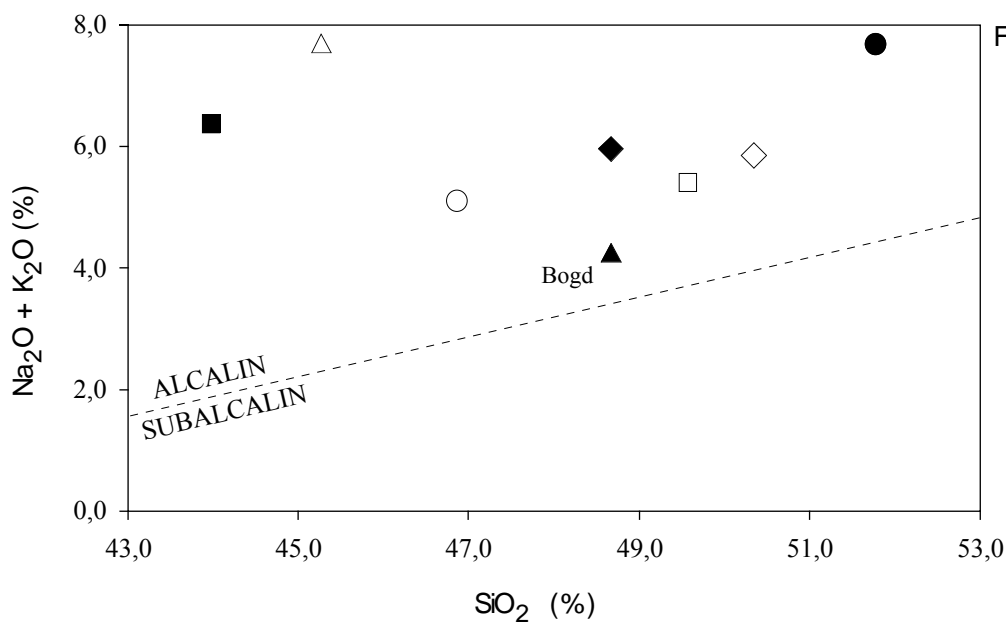


Diagramme ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) en fonction du SiO_2 . La droite en tiretés représente la limite entre le champ alcalin et le champ subalcalin définis par Irvine et Baragar (1971).

Figure II.5.8



l'enrichissement en éléments incompatibles qui sont plus abondant dans l'asthénosphère que dans le manteau lithosphérique.

5.2.5. Analyse paléomagnétique

5.2.5.1. Méthodes

Un spécimen de chaque échantillon a été désaimanté par champ alternatif et, dans certains cas, un autre spécimen a été traité par chauffage. Plusieurs paliers de désaimantation ont été effectués en augmentant le champ (ou la température) de façon discrète. Après chacun d'eux, l'orientation de l'aimantation est mesurée sur le **magnétomètre Digico** modifié du laboratoire de Paléomagnétisme de l'EOPGS. Quand la désaimantation est instable, les paliers sont doublés. Dans ce cas, pour chaque palier, on applique deux fois le même champ en changeant la position du spécimen lors de la désaimantation. La valeur utilisée correspond alors à la moyenne des deux mesures.

On trace, sur trois plans de projection, le chemin parcouru par l'extrémité du vecteur aimantation au cours de la désaimantation. On recherche, sur les courbes ainsi obtenues, les parties linéaires. Normalement, l'aimantation primaire correspond à une portion alignée avec l'origine des axes (Diagramme de Zijderveld, 1967). Les directions moyennes correspondantes sont calculées par la méthode de Fisher (1953) ou par la méthode graphique des grands cercles.

5.2.5.2. L'incertitude sur la rotation.

L'angle α_{95} représente la demi-ouverture du cône contenant les directions avec 95 % de confiance. Cependant, pour indiquer l'incertitude sur la rotation, α_{95} doit être corrigé en fonction de l'inclinaison de l'aimantation. Plus celle-ci est forte, plus l'incertitude réelle est importante, atteignant $\pm 180^\circ$ pour une l'inclinaison de 90° . En effet, l'incertitude sur la déclinaison D est donnée de façon approchée par $\Delta D \cong \alpha_{95} / \cos(\text{inclinaison})$.

5.2.5.3. Référentiel utilisé

F. Beck (1994) a établi une courbe de la dérive des pôles magnétiques en combinant les données paléomagnétiques de différentes plaques (Eurasie, Afrique, Amérique du nord et du sud, Australie et Antarctique) avec les données cinématiques obtenues sur les océans depuis le Permien jusqu'à nos jours. A partir de cette courbe, on peut calculer les déclinaisons et inclinaisons théoriques pour une époque en un lieu donné. Étant donné que, depuis le dépôt des basaltes

analysés, la Mongolie n'ait eu aucun mouvement important en latitude, nous devrions avoir des inclinaisons théoriques et mesurées semblables. Aussi, les rotations recherchées correspondent à la différence entre les déclinaisons théoriques et mesurées.

5.2.5.4. Résultats

Une synthèse des résultats paléomagnétiques et des datations par Potassium/Argon est donnée par le tableau II.5.T1

Massif du Hangai

Coulée Holocène du volcan Orog:

Ce type de site est souvent caractérisé par un bombement du dessus de la coulée lors de son refroidissement créant une dispersion des données et une baisse de la qualité du résultat. Trois spécimens ont été retenus, les autres montrant des inclinaisons inférieures à 30°. Une seule composante normale a été observée aussi bien par chauffage (20 à 570°C) que par champ alternatif (0 à 80 mT). Elle est très proche du nord actuel, mais l'incertitude sur la déclinaison est élevée du fait de la forte inclinaison. Aussi, comme nous le supposions, d'après l'âge très récent du dépôt, nous n'avons décelé aucun mouvement sur ce site.

Coulée Pléistocène inférieur du fond de la vallée de Suman Gol:

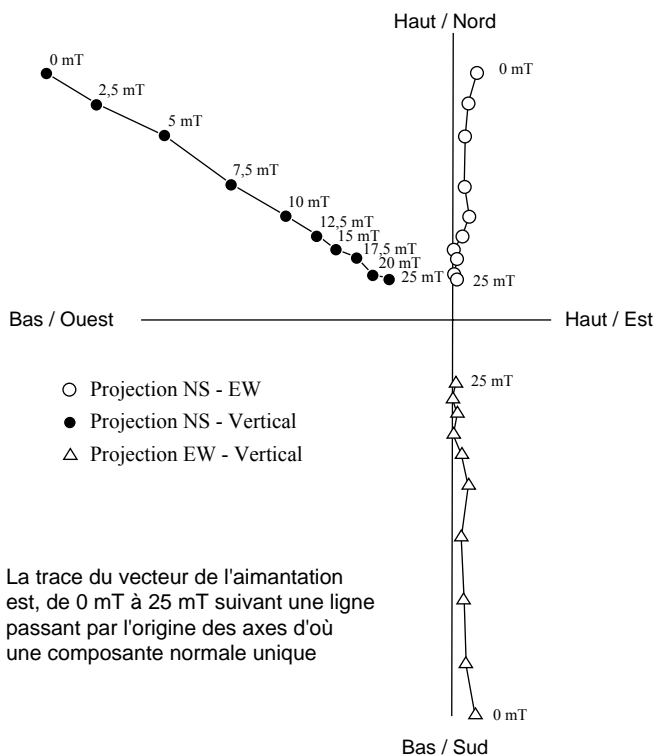
La désaimantation par champ alternatif (0 à 80 mT) montre une composante normale unique homogène bien matérialisée dès 15 mT pour les six spécimens. La direction mesurée est confondue avec la direction du champ actuel. Ainsi, ces échantillons n'ont subi aucun mouvement mesurable depuis leur dépôt.

Coulée Miocène supérieur au NE de la vallée de Tariat.

Les spécimens de ce site ont été désaimantés par champ alternatif et chauffage. La désaimantation est très rapide avec un blocage dans la plupart des cas dès 30 mT ou 335°C. On observe deux composantes, la primaire étant commune aux différents spécimens, la secondaire dispersée. Les deux méthodes de calcul du vecteur de l'aimantation primaire indiquent une rotation horaire importante (17 à 24°) qui est cependant marquée par une forte incertitude (24° ± 33° pour le calcul par la moyenne de Fisher). En effet, l'importante inclinaison du vecteur de l'aimantation primaire (environ 72°), qui est toutefois proche de l'inclinaison du champ depuis le Miocène (67 ± 3 d'après Beck 1994), induit une incertitude importante sur la rotation malgré un bon regroupement des mesures. Aussi, nous en déduisons qu'il est probable que ce site soit marqué par une rotation horaire.

Orhon Gol 45 - 1

Figure II.5.9.



ARN initiale = 3,25 A/m

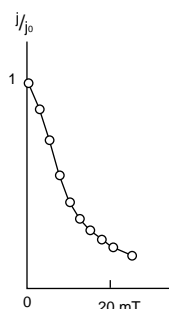
(0 à 25 mT) Composante normale unique

$D = 1,5^\circ E$ $I = 57,6^\circ$

$\alpha_{95} = 1,7^\circ$

La trace du vecteur de l'aimantation est, de 0 mT à 25 mT suivant une ligne passant par l'origine des axes d'où une composante normale unique

La perte de l'aimantation est rapide, dès 25 mT, 85 % de l'aimantation est détruite



Ikhe Bogdo 52 - 1

Figure II.5.10.

ARN initiale = 1,24 A/m

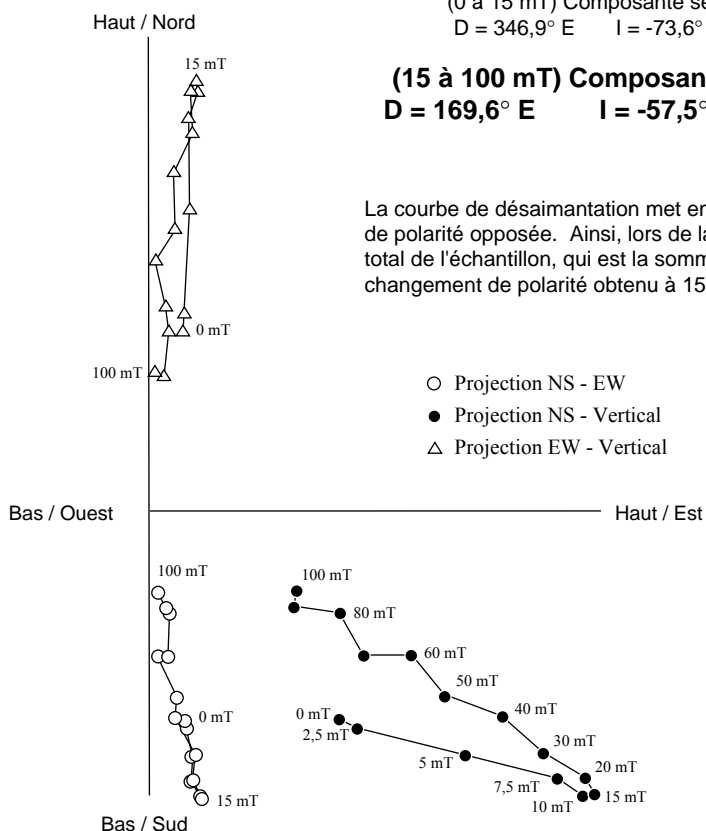
(0 à 15 mT) Composante secondaire normale

$D = 346,9^\circ E$ $I = -73,6^\circ$ $\alpha_{95} = 2,1^\circ$

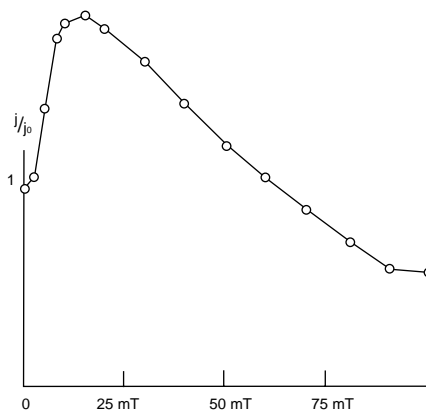
(15 à 100 mT) Composante primaire inverse

$D = 169,6^\circ E$ $I = -57,5^\circ$

$\alpha_{95} = 4,4^\circ$



La courbe de désaimantation met en évidence deux directions presque parallèles mais de polarité opposée. Ainsi, lors de la destruction de la première aimantation, le champ total de l'échantillon, qui est la somme des deux champs contraires, augmente jusqu'au changement de polarité obtenu à 15 mT.



Chulut

Un échantillon a été écarté du fait d'une polarité inverse inconsistante avec les autres prélèvements du site. Deux directions d'aimantation ont été mises en évidence. La secondaire est dispersée et disparaît dès 110° et 7,5 mT. La primaire est bien marquée de 7,5 à 80 mT et de 110°C à la température de blocage qui varie de 265 à 570°C . Les différents spécimens montrent un très bon regroupement de l'orientation principale. Il en résulte un minimum de 47° de rotation horaire.

Cette valeur est très élevée par rapport à ce que nous attendions dans la région. Cependant, la rotation apparente pourrait être la combinaison entre la rotation réelle du site et un basculement. Celui-ci pourrait être dû au mouvement de la faille d'Eigiin Davaa qui est proche du site de prélèvement. En effet, l'inclinaison de l'aimantation, mesurée à $54,8^\circ$ par rapport aux $66 \pm 3^\circ$ attendus, pourrait indiquer un faible basculement. Ceci réduit la valeur de la rotation mais qui reste néanmoins supérieure à 35° . Ainsi, la rotation minimale du site est de $35 \pm 9^\circ$ horaires. Il est à noter que la composante décrochante sur la faille d'Eigiin Davaa est sénestre, ce qui pourrait créer une rotation antihoraire des zones proches de la faille, mais ne peut, en aucun cas, augmenter la rotation horaire du site.

Tsetserleg

Deux directions d'aimantation ont été extraites. La primaire est définie dès 20 mT jusqu'à la perte quasi totale de l'aimantation de la roche (40 à 60 mT). Dans le cas du chauffage, elle est définie à partir de 265°C jusqu'à environ 440°C . Un échantillon a été rejeté car il ne présentait qu'une aimantation bloquée dès 385°C ou 30 mT, correspondant vraisemblablement à une aimantation secondaire. La rotation est calculée à 30° par la moyenne de Fisher et déterminée graphiquement à 55° dans le sens horaire dans les deux cas. Celle-ci est cependant affectée par une incertitude de 31° à cause de la forte inclinaison de l'aimantation primaire (environ $72,5^\circ$). Néanmoins, une rotation antihoraire est exclue alors qu'une rotation horaire est fortement probable avec un angle pouvant dépasser 30° .

Orhon Gol

Une seule direction est observée. Dès 25 mT, les spécimens ont perdu 75 % de leur intensité (figure II.5.9). La variation de la déclinaison entre les spécimens est inférieure à $5,5^\circ$ et leur aimantation est proche du nord actuel. L'inclinaison des échantillons varie de $49,5^\circ$ à 63° suggérant un léger basculement vers le Nord. Aucune rotation significative n'est observée.

Bayan Hongor

Ce site présente deux directions d'aimantation. La primaire est définie de 12,5 à 40 mT et représente moins de la moitié de l'intensité totale des spécimens. L'incertitude absolue étant de cinq fois la rotation calculée, nous ne pouvons objectivement attribuer une valeur de rotation à ce site.

Résultats des désaimantations par champs alternatif et chauffage

Tableau II.5.T1

Nom du site Abréviations et N° échantillons	Coordonnées géographiques du site	Age de la coulée (en Ma)	N	Déclinaison primaire en coord. géog.	Inclinaison primaire	k Facteur de concentration	α_{95}	Paléodéclinaison et paléoinclinaison du site (D'après les pôles de l'Eurasie - Beck 1994)	ROTATION depuis le dépôt de la coulée par rapport à l'Eurasie (+ \leftrightarrow horaire)	Méthode de calcul du vecteur de l'aimantation primaire	rotation significative
Orog Or (7 à 13)	48° 10' 40" N 99° 53' 00" E	0,005 environ	6	354,2° E	76,3°	59	8,7°	D = 3° ± 3° I = 67° ± 3°	- 7° ± 37°	moyenne de Fisher	non
Suman Gol SG (14 à 20)	48° 13' 30" N 100° 26' 40" E	1,3 ± 0,1	7	0,9° E	63°	296	3,5°	D = 3° ± 3° I = 67° ± 3°	- 2° ± 8°	moyenne de Fisher	non
Tariat Ta (21 à 26)	48° 18' 00" N 100° 28' 10" E	7,5 ± 0,6	8 9	207,3° E 200,6° E	-72,2° -71,4°	58	7,2°	D = 3° ± 3° I = 67° ± 3°	24° ± 33° 17° ± ??	moyenne de Fisher grands cercles	possible
Orhon Gol OG (40 à 45)	46° 47' 10" N 101° 57' 45" E	0,7 ± 0,1	6	358,9° E	56,5°	279	4,0°	D = 5° ± 3° I = 66° ± 3°	- 6° ± 7°	moyenne de Fisher	non
Tsetserleg Ts (1 à 6)	47° 25' 50" N 101° 30' 40" E	20,7 ± 0,6	10 11	34,8° E 59,6° E	72,5° 72,4°	27	9,3°	D = 5° ± 3° I = 66° ± 3°	30° ± 31° 55° ± ??	moyenne de Fisher grands cercles	possible
Chulut Ch (27 à 32)	47° 17' 00" N 100° 01' 50" E	9,0 ± 0,3	8	61,2° E	54,8°	120	5,0°	D = 5° ± 3° I = 66° ± 3°	56° ± 9°	moyenne de Fisher	oui
Bayan Hongor BH (33 à 39)	46° 12' 50" N 100° 38' 30" E	24,2 ± 1	6	11,8° E	62°	64	8,3°	D = 5° ± 3° I = 66° ± 3°	7° ± 18°	moyenne de Fisher	non
Ikhe Bogdo IB (52 à 57)	44° 50' 50" N 100° 41' 08" E	26,6 ± 0,4	5	164° E	-63°	250	4,8°	D = 8° ± 3° I = 65° ± 3°	- 24° ± 11°	moyenne de Fisher	oui

N = nombre de spécimens utilisés pour le calcul du vecteur de l'aimantation

La chaîne du Gobi-Altai

Nous présentons ici les résultats des mesures d'un échantillonnage effectué dans le massif de Ikhe Bogdo situé dans la chaîne du Gobi-Altai. Bien que ce dépôt ne soit pas dans le dôme du Hangai, son âge, sa composition et sa relation avec une lithosphère amincie indiquent une relation étroite entre ce basalte et ceux du dôme.

La désaimantation du basalte d'Ikhe Bogdo a été effectuée par champ alternatif. La polarité du site est inverse. Les mesures montrent deux directions très proches mais de sens opposées, le changement ayant lieu dès que l'on applique un champ de 15 mT (figure II.5.10). L'aimantation de la roche diminue lentement malgré les 100 mT que nous lui avons fait subir. Les résultats indiquent une rotation antihoraire de $24^\circ \pm 11^\circ$ (tableau II.5.T1.)

5.2.5.5. Commentaires sur les rotations mesurées

Les résultats démontrent que des rotations cénozoïques existent au sein du dôme du Hangai et qu'une étude paléomagnétique permet de les mesurer. Cependant, la résolution de la procédure est insuffisante pour caractériser des rotations inférieures à 10° à cette latitude.

Une rotation horaire, qui est le point commun de toutes les mesures effectuées, caractérise l'est du dôme. Elle est néanmoins affectée par une importante incertitude aux sites de **Tariat** et **Tsetserleg**. Le site de **Chulut** montre une rotation significative importante. Celle-ci peut être légèrement surestimée si l'on évoque un basculement qui serait associé au mouvement de la faille, normale sénestre, d'Eigiin Davaa proche des basaltes prélevés. Cependant, ce basculement hypothétique, qui n'a pas été observé lors de l'échantillonnage, ne peut à lui seul expliquer cette valeur sans la présence d'une rotation de plusieurs dizaines de degrés. Plus au sud, le site de **Bayan Hongor**, prélevé près du système de failles au sud du dôme, ne montre pas de rotation. Aussi, il semble que les rotations sont limitées au massif du Hangai. Enfin, les basaltes déposés depuis 2 Ma n'ont pas enregistré de rotations suffisamment importantes pour être mesurées par paléomagnétisme.

Des prélèvements complémentaires, plus ciblés en âge et localisation au vu de nos résultats, devraient permettre de compléter nos mesures dans le massif.

5.3. DISCUSSION

Le massif du Hangai peut être séparé en deux parties, la limite étant la faille d'Eigiin Davaa (figure II.5.11).

Dans la partie ouest, large d'environ 300 km, aucun basalte récent ni aucune grande faille active ne sont observables hormis à la bordure sud.

Sa partie est, par contre, se distingue par une largeur plus faible (inférieure à 200 km), un important volcanisme cénozoïque à caractère alcalin intraplaque prononcé et associé à une lithosphère réduite à l'épaisseur de la croûte, de grandes failles normales orientées NE, et une rotation horaire de plusieurs dizaines de degrés depuis 10 à 20 Ma. Le volcanisme de cette zone est toujours actif actuellement (Orog et vallée de Orhon). Aussi, le volcanisme miocène est présent sur les hauts topographiques du dôme, lequel est, près de la Vallée des Lacs, basculé vers le sud indiquant une absence de reliefs importants lors du dépôt des basaltes. Par contre, à partir du Pliocène, les coulées sont au fond des vallées. Ainsi, le début du volcanisme (24 Ma) est plus ancien que le bombement et la déformation du massif.

Toute la bordure sud du massif du Hangai est longée par un système de failles inverses reprenant d'anciennes structures paléozoïques.

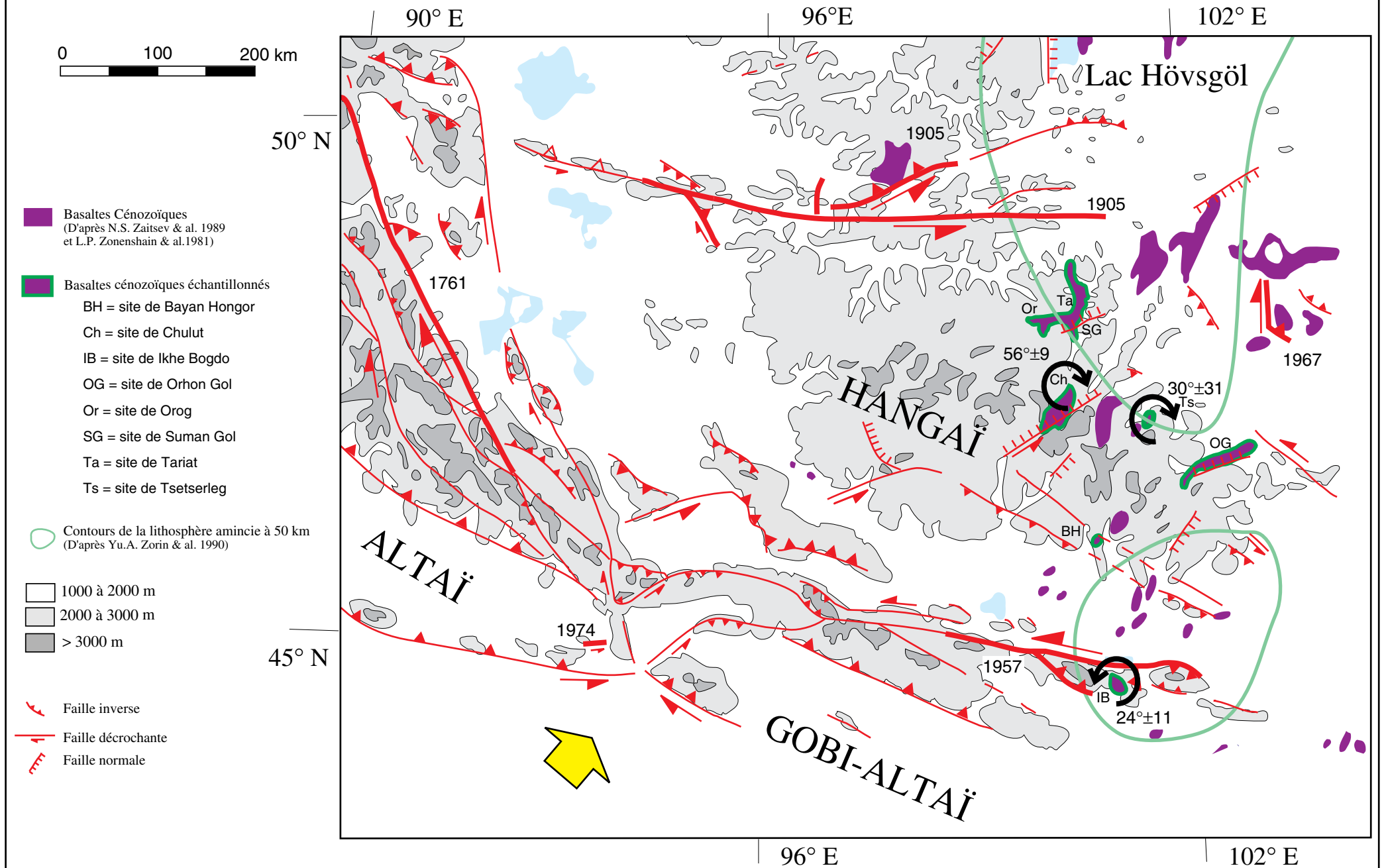
La formation du massif du Hangai

Deux théories s'affrontent.

Pour les uns (Windley et Allen, 1993; Khutorskoy et Yarmolyuk, 1989; Logatchev et Zorin, 1987; Logatchev et al. 1983), l'origine du dôme est locale et correspond soit à un panache mantélique ou un point chaud. Ainsi, Windley et Allen (1993) proposent la présence d'un panache mantélique qui serait responsable du soulèvement de tout le plateau de la Mongolie et de la formation du rift du Baïkal. Ils se basent sur l'étendue de l'anomalie du flux de chaleur (Khutorskoy et Yarmolyuk, 1989) et du volcanisme récent ainsi que sur la morphologie et la topographie du dôme du Hangai. Le dôme, d'après eux, ne pourrait être expliqué par un amincissement lithosphérique au-dessus d'une asthénosphère normale. En outre, Yarmolyuk et al. (1994) suggèrent la présence d'un point chaud dans le manteau. Ils le déduisent de la similarité entre les roches volcaniques d'âges différents, de leur composition alcaline à subalcaline contenant des enclaves du manteau et de l'activité cyclique des dépôts basaltiques depuis le Mésozoïque. Nos analyses sur les basaltes échantillonnées sont comparables à celles de Yarmolyuk et al. (1994) (figure ou tableau complet). Cependant, la différenciation entre panaches mantéliques et points chauds est très discutée, le point chaud pouvant être considéré comme l'évolution d'un panache

figure II.5.11.

Le volcanisme et les structures du dôme du Hangai



mantélique. Ces processus sont fréquemment suggérés comme source du magmatisme intraplaque (Hawkesworth et Gallagher, 1993; Hill et al., 1992).

Pour d'autres, toutes les déformations ont leur origine associée à la collision Inde-Asie.

Ainsi, d'après Tapponnier et Molnar (1979), le Rift du Baïkal serait une ouverture le long du bloc de Sibérie en réponse à l'extrusion vers l'Est de l'Asie Centrale qui est provoquée par la collision Inde-Asie. Le rift "passif" se propagerait vers le Sud ainsi que la zone d'amincissement lithosphérique qui découlerait de son ouverture. Ce modèle implique que la formation du rift est postérieure à la collision et se développe rapidement depuis l'arrivée du front compressif dans la zone. Il en résulte un débat basé sur la datation du début du rifting. Actuellement, ce "départ" varie suivant les auteurs de 65 Ma à 23,5 Ma (Houdry-Lémont, 1994). Aussi, le débat engagé sur cette datation permet à chacun de rester sur ses positions.

Enfin, Baljinyam et al. (1993) suggèrent que la présence d'une anomalie thermique dans le manteau perturbe le champ de contraintes provenant de la collision Inde-Asie.

Explorons à présents l'apport de nos données et leurs implications.

Si l'on admet un rifting passif (Tapponnier et Molnar, 1979), quelle serait l'origine de l'amincissement lithosphérique observé jusque dans la partie sud de la Mongolie alors qu'aucun rift n'y est visible ? En effet, un amincissement lithosphérique, associé à l'ouverture d'un rift "passif" sur une asthénosphère normale, nécessiterait plus de 20 Ma (durée théoriquement nécessaire à un panache mantélique pour créer un amincissement lithosphérique - Davies, 1994). Or le front de compression est supposé arriver au cours du Miocène (environ il y a 18 Ma) au niveau du Tien Shan (Cotton et Avouac, 1994), bien au sud de la région considérée et bien après le début du volcanisme alcalin observé ($24,2 \pm 1$ Ma dans le Hangaï et Éocène au sud-est du Gobi-Altai - Devyatkin et al., 1979; Zaitsev et al., 1989). Aussi, il est clair qu'un processus mantélique actif existe avant l'arrivée du front compressif sous le dôme du Hangaï. Ceci a des répercussions sur les modèles concernant le Baïkal. En effet, si l'on choisit pour le démarrage du rifting la date avancée la plus récente (23,5 Ma) qui est donnée par Nikolaev (1990) (Houdry-Lémont, 1994), celui-ci débiterait en même temps, voir avant, que la formation du Tien Shan. En considérant le modèle Tapponnier et al. (1982) de la propagation de la déformation vers le Nord, dans le temps, à partir de la zone de collision Inde-Asie, le Tien-Shan devrait se déformer avant la Mongolie et surtout avant le Baïkal.

Par contre, dans l'hypothèse où la déformation est uniquement associée à une anomalie thermique dans le manteau, type panache ou point chaud, quelles seraient les causes de la géométrie du dôme et des failles normales observées ? Dans ce cas, on peut évoquer des tensions à l'extrados du bombement du dôme ce qui expliquerait les orientations des failles normales

variants de N30 à N70 à l'est d'Eigiin Davaa. Cependant, l'absence de telles structures à l'ouest d'Eigiin Davaa indique qu'il existe des conditions différentes de part et d'autre de cette rupture. De plus, d'une part le système en compression de Bayan Hongor signale la présence, au niveau du dôme, de contraintes issues de la collision Inde-Asie. D'autre part, les longueurs des failles normales suggèrent qu'elles constituent des ruptures majeures. Enfin, le relief du dôme est allongé perpendiculairement à la direction du front compressif. Ainsi il existe une relation étroite entre les déformations du Hangaï et le front de compression issue de la collision Inde-Asie.

5.4. CONCLUSION

La corrélation spatiale entre l'amincissement lithosphérique, le volcanisme cénozoïque alcalin, le dôme du Hangaï et les rifts (Baïkal, Hövsgöl, Busingol et Darkhat) indiquent une localisation de l'extension et du bombement dans une zone "mécaniquement préparée" avant l'arrivée du front compressif. Plus tard, le front compressif affecte la région avec une direction proche de N30. C'est cette compression qui crée la majeure partie du bombement du Hangaï (dont l'axe est globalement perpendiculaire), d'où le basculement des dépôts basaltiques du sud du massif, les structures compressives du système de Bayan Hongor et les failles normales orientées environ N30 à N70 à l'est du dôme dont la formation a certainement été facilitée par la structure de la lithosphère sous-jacente. Enfin, le massif (au moins sa partie est) est affecté par des rotations horaires. Cependant, le faible nombre de rotations significatives mesurées ne permettent pas de donner de valeur précise mais nous proposons un minimum de 20° horaires depuis le Miocène. Ainsi, les structures normales tournent ce qui induit un changement d'orientation par rapport à la contrainte maximale compressive horizontale et l'apparition de mouvements normaux avec une composante sénestre tel que ceux observées sur la faille d'Eigiin Davaa. L'origine de la rotation sera discutée lors de la présentation du modèle de déformation régional. Cependant, nous pouvons d'ores et déjà indiquer que le sens de la rotation (horaire) est opposé au modèle de cisaillement simple proposé par Baljinnyam et al. (1993).

Finalement, nous proposons que la formation du dôme du Hangaï soit le résultat d'une combinaison entre un panache mantélique, présent avant le Miocène et toujours actif aujourd'hui, et la compression Inde-Asie, arrivée dans la région il y a environ 8 Ma.

6. Séisme de Mogod

6.1. Introduction:

La région près de la ville de Mogod (au nord-est du dôme du Hangai) a subi deux séismes importants au cours du mois de janvier 1967. Le premier, considéré comme le choc principal, a eu lieu le 5 janvier 1967 ($M_0 = 4,8 \cdot 10^{26}$ dyne cm d'où $M_w = 7,1$ - Huang et Chen, 1986). Le deuxième, considéré comme une réplique, a eu lieu le 20 janvier 1967 ($M_0 = 4,7 \cdot 10^{25}$ dyne cm d'où $M_w = 6,4$ - Huang et Chen, 1986) au niveau des ruptures associées au choc principal.

Bien que les magnitudes et la taille des séismes de Mogod soient plus faible que celles des séismes associés aux grands décrochements en Mongolie, ces deux événements sont les plus importants connus à l'Est du massif du Hangai, et ils complètent, avec les grands décrochements, un parallélogramme au centre duquel se trouve le massif du Hangai (figure II.6.1.).

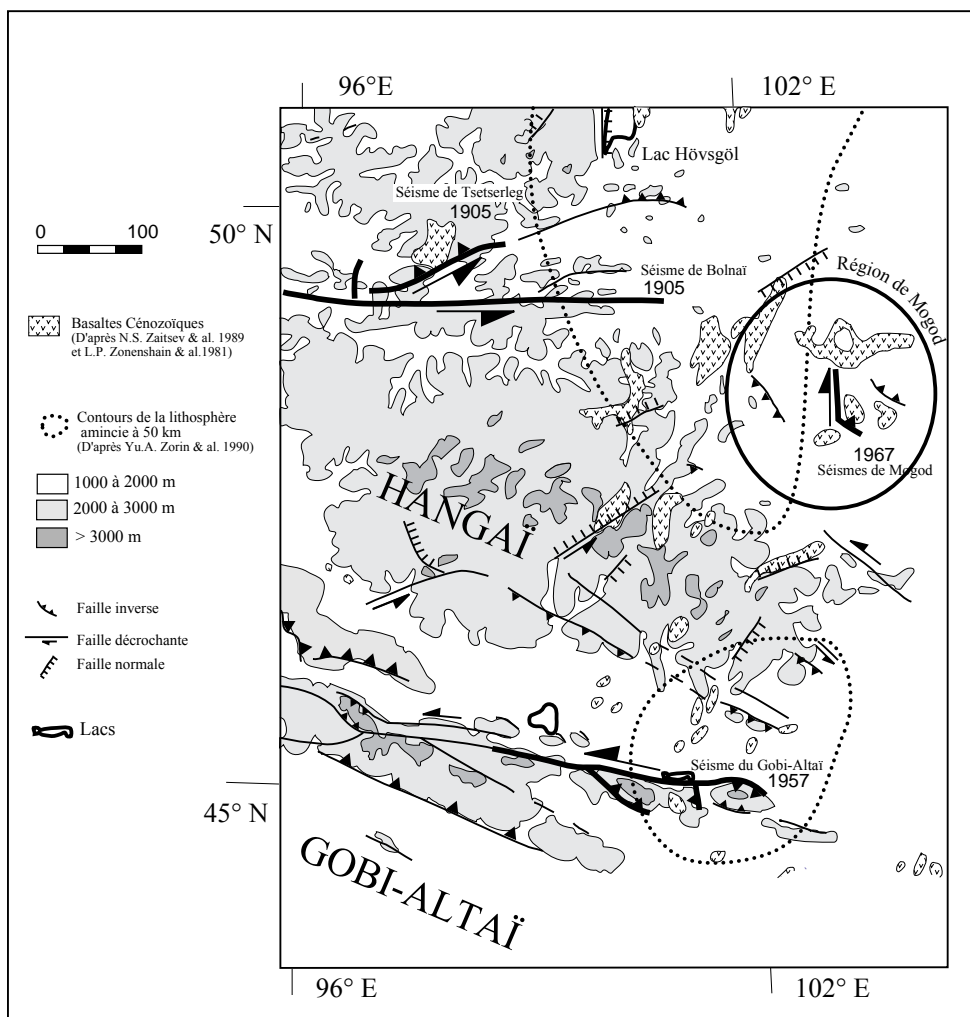


figure II.6.1.

De plus, ils figurent parmi les séismes les mieux étudiés de Mongolie. En effet, les équipes russes et mongoles ont commencé la cartographie des ruptures de surface dès le lendemain du choc principal (Natsag Yüm et al., 1971) et un réseau local de stations sismologiques russes a été installé sur le site après le choc principal. Actuellement, des mesures géodésiques au laser sont en cours afin de mettre en évidence les déformations interséismiques. Au cours des dernières années, des mesures complémentaires ont été effectuées (Baljinnyam et al., 1993) (figure II.6.2.). De plus, une étude de l'histoire de la source, à partir des ondes de volume P longue période, a été menée par Huang et Chen (1986) à l'aide des données du réseau WWSSN installé quelques années avant ces séismes. L'intérêt porté à ce séisme est en partie lié au fait qu'il a été nettement ressenti dans la capitale du pays, Ulaanbaatar, située à environ 300 km des épicentres.

Nous allons effectuer une synthèse de ces travaux et nous la compléterons par une analyse de la région à partir de données satellitaires dont les résultats sont résumés sur la carte ci-jointe.

6.2. Les ruptures associées aux séismes de Mogod.

Les ruptures de surface associées aux séismes de Mogod totalisent une longueur de 45 km. D'une part, elles sont marquées par un décrochement dextre, orienté nord-sud, sur une distance de 36 km. D'autre part, à leur extrémité sud, elles sont connectées à une faille inverse qui s'étend vers le sud-est sur une distance de 9 km (figure II.6.2.). Suivons à présent ces traces du nord au sud.

La partie Nord de la rupture passe au centre de la vallée de la rivière Huijiy, à la bordure orientale de Mogod. On peut y observer de nombreux accidents parallèles associés à de faibles déplacements dextres. La bordure Est de la vallée semble être marquée par des failles normales (Baljinnyam et al., 1993). Après environ 10 km de rupture, la déformation se concentre sur une seule faille dont la trace en surface effectue un crochet vers l'ouest. De là, elle se poursuit vers le sud, longeant sur 25 km le pied du massif Bürdniy Hyar, jusqu'à l'intersection avec la faille inverse. Dans cette portion, au fur et à mesure que l'on se déplace vers le Sud, la valeur du déplacement horizontal augmente jusqu'à plus de 3 mètres alors que le déplacement vertical (coté Est surélevé) reste inférieur à 1 mètre. Le déplacement dextre est indiqué par des chenaux décalés ainsi que par des fentes de tension orientées suivant la direction N40 associées à des rides de compression, orientées N140 (Baljinnyam et al., 1993).

La zone de jonction, entre la faille dextre NS et la faille inverse orientée SE, montre une combinaison entre des failles normales orientées nord-sud à pendage Ouest et des failles inverses orientées N140.

A partir de la jonction, s'étend sur 9 km, vers le sud-est, une rupture en faille inverse à pendage vers le nord-est. Le déplacement vertical maximum observé (3,1 m) est situé au centre de la faille, sa valeur diminuant lorsque l'on se déplace vers les deux extrémités (figure II.6.2. et

photo II.6.1). La décroissance vers l'ouest peut s'expliquer par la présence, dans la zone de jonction, de plusieurs failles inverses sur lesquels le déplacement vertical peut être réparti.

Tous les déplacements le long de ces ruptures sont compatibles avec un tenseur des contraintes dont σ_1 est orienté SO-NE et correspond à la contrainte régionale maximale liée à la collision Inde-Asie (Tapponnier et Molnar, 1979).

6.3. Histoire de la rupture

Les mécanismes au foyer obtenus à partir des arrivées des ondes P indiquent deux mécanismes. Le premier (choc principal du 5 janvier 1967) est en décrochement presque pur dans une direction N-S alors que le second (réplique du 20 janvier 1967) est en faille inverse dans une direction NW-SE (Tapponnier et Molnar, 1979; Chen et Molnar, 1977). Cette description avait le désavantage de ne pas prendre en compte les observations de terrain effectuées le lendemain du choc principal. En effet, Natsag Yüm et al. (1971) indiquent que les ruptures de surface du segment sud en faille inverse existaient dès le choc principal et qu'ils n'avaient pas observé de changements notables entre avant et après la réplique. Ceci a été mis en évidence par Huang et Chen (1986) qui ont modélisé en champ lointain l'histoire de la rupture de Mogod, pour le choc principal et la réplique, à partir des enregistrements des ondes P longues périodes enregistrées aux stations WWSSN.

Ainsi, Huang et Chen ont décrit trois sources différentes avec une rupture se propageant vers le sud pour le séisme principal (figure II.6.3.).

La première source est caractérisée par un mécanisme au foyer similaire à celui obtenu à partir des arrivées des ondes P. Il correspond à un décrochement dextre pur, de direction N-S, dont le moment sismique ($1,2 \cdot 10^{26}$ dyne cm) représente le quart du moment total du choc principal et si on le compare aux autres études, il représente le tiers du moment sismique total calculé par Okal (1976) et Chen et Molnar (1977). Ainsi, ce mécanisme décrit la rupture dans sa partie Nord, donc là où se trouve l'initiation de la rupture.

Une deuxième source est mise en évidence avec un retard de cinq secondes sur la première. Elle est localisée à 14 km au S-SO du foyer. Elle est caractérisée par un décrochement dextre légèrement inverse, orientée environ N35, avec un fort pendage vers le sud-est. Son moment sismique est de $2,4 \cdot 10^{26}$ dyne cm, il est deux fois plus important que celui associé à la première source. Huang et Chen (1986) y voient une corrélation entre les données de terrain montrant que la portion sud de la faille décrochante est caractérisée par les valeurs de déplacement les plus fortes. L'orientation des plans nodaux s'explique par le crochet au centre du segment NS. Ce crochet pourrait aussi expliquer que la rupture ait été bloquée un court instant avant de continuer sa propagation vers le sud (Huang et Chen, 1986).

Les ruptures de surface et les mécanismes des séismes de Mogod (5 et 20 janvier 1967)

Figure II.6.2

Carte des ruptures de surface basée sur les travaux conjoints des Académies des Sciences de Mongolie et de l'ex URSS. Dessin d'après Baljinnyam et al. (1993)

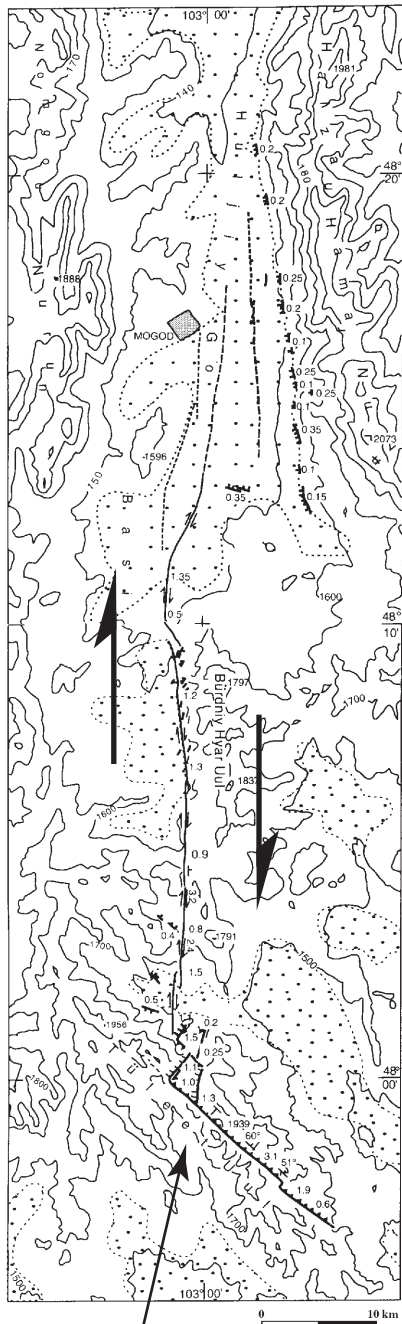
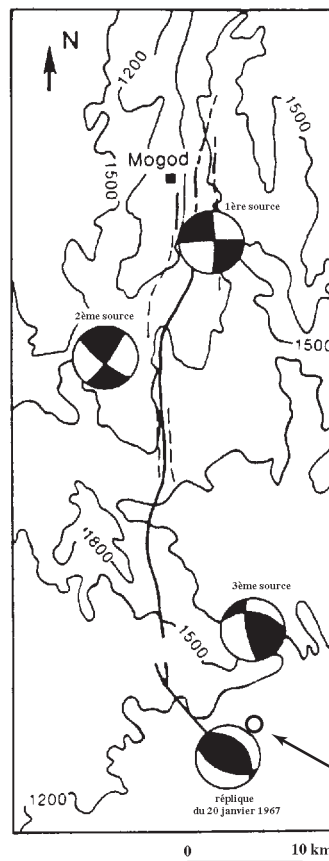


Figure II.6.3

Mécanismes au foyer, obtenus à partir de la forme des ondes de volume P longues périodes, indiquant trois sources pour le séisme principal (5 janvier 1967)



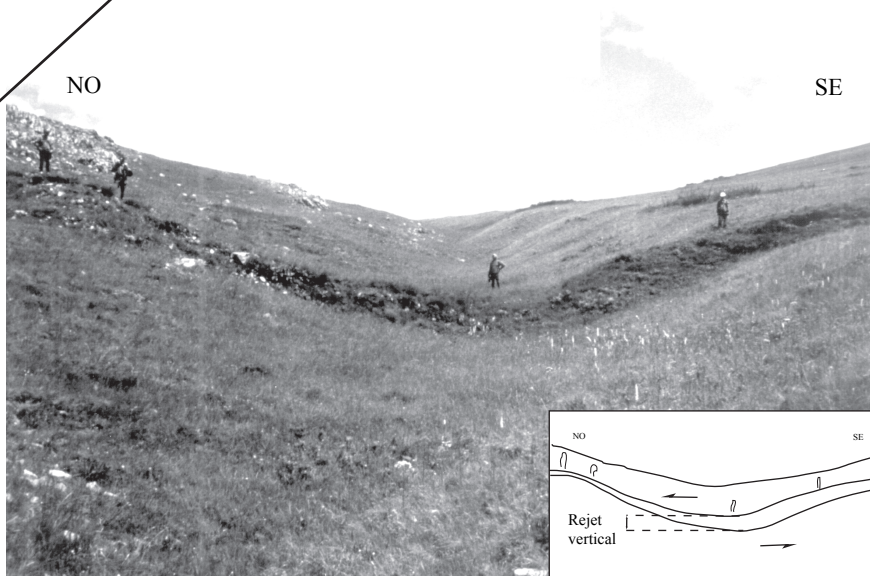
L'épicentre de la réplique (20 janvier 1967) est mesuré à partir d'un réseau local.

(d'après Huang et Chen, 1986)

Photo II.6.1.

Vue vers le nord-est, à l'extrémité ouest du segment inverse, montrant une vallée perchée associée à environ 2 m de déplacement vertical. La dissymétrie de l'escarpement de faille indique un faible mouvement sénestre. Le pendage de la rupture est d'environ 60 vers le nord-est.

(Photo d'après Baljinnyam et al. 1993)



La troisième source décrite, située à 35 km au sud de la première source, est associée à un mécanisme en faille inverse dont la faille est orientée environ N165 .

La réplique du 20 janvier est associée à un mécanisme très proche de cette troisième source. Elle correspond à la portion en faille inverse mesurée sur le terrain. Il est à noter que le moment sismique calculé pour la troisième source du choc principal ($1,2 \cdot 10^{26}$ dyne cm) est plus de deux fois supérieure à celui de la réplique ($0,5 \cdot 10^{26}$ dyne cm). Ceci concorde bien avec les descriptions de terrain (Natsag Yüm et al., 1971) indiquant que les ruptures en surface de la faille inverse sont le résultat du choc principal, la réplique ne créant pas de changements notables. Baljinyam et al. (1993) proposent que la réplique corresponde à une extension en profondeur de la faille inverse.

6.4. Le séisme de Mogod par rapport aux déformations régionales.

La région du séisme est caractérisée par de nombreux dépôts volcaniques cénozoïques indiquant un comportement en extension (Zaitsev et al., 1989) (figure II.6.1.). De plus, cette zone est associée à une lithosphère amincie (Zorin et al., 1990) et des structures en failles normales semblent affecter la région (Baljinyam et al., 1993). Ainsi, tout porte à croire que nous sommes dans une région en extension. Cependant, les mouvements sur les ruptures de Mogod ont un caractère compressif marqué. Aussi, il n'est pas possible de relier les détails de la topographie actuelle avec des mouvements cumulés sur les ruptures du séisme de Mogod mais une telle relation semble exister à une échelle régionale. En effet, les images satellitaires Cosmos, couvrant la région, montrent de nombreuses structures orientées N135 (donc parallèles au segment inverse de Mogod) associées à une morphologie de failles inverses. Ainsi, comme le suggèrent Baljinyam et al. (1993), un changement très récent du style de la déformation paraît avoir eu lieu dans la région, passant d'un régime extensif à un régime compressif, aussi, la liaison entre les failles de Bolnaï et la structure de Mogod semble correspondre actuellement à un coin en compression.

Chapitre III

*Étude de l'histoire des ruptures
des séismes de
Tsetserleg et Bolnai (9 et 23 juillet 1905)
par modélisation des ondes de volume.*

Introduction

Les sismographes modernes procurent des enregistrements des ondes sismiques de haute qualité, grande dynamique et sur une large bande de fréquence, grâce à l'utilisation de sismomètres asservis type Streckeisen, et à des enregistreurs numériques de 24 bits. Malgré cela, un regain d'attention est porté depuis quelques années sur les enregistrements historiques, dont les premiers datent de la fin du 19^{ème} siècle. Leur faible qualité est due à une amplification des mouvements du sol très modeste sur une bande de fréquences restreinte. Ils ont, néanmoins, enregistré la plupart des quelques 70 séismes (Abe, 1981), de magnitude supérieure ou égale à 8, qui se sont produits de par le monde depuis l'installation du premier sismographe. La récurrence de tels événements étant d'environ plusieurs siècles, chacun de ces enregistrements devient une donnée unique pour de nombreuses années.

Parmi la vingtaine de séismes intracontinentaux connus de magnitude supérieure ou égale à 8, quatre se sont produits en Mongolie. Ceux des 9 et 23 juillet 1905 font l'objet de cette étude. Les enregistrements de ces événements n'ont subi, jusqu'à présent, qu'une analyse à partir de l'onde de surface de Love G1, enregistrée à la station de Göttingen (Okal, 1977). Du fait des récents progrès des méthodes et des moyens de modélisation, de nombreuses informations peuvent encore être extraites des sismogrammes de 1905 par l'étude de la forme des ondes de volume.

Certaines précautions doivent néanmoins être prises avant d'introduire des enregistrements historiques dans une modélisation numérique.

Il faut en premier lieu bien connaître le sismographe, aussi bien du point de vue de ses constantes instrumentales que du point de vue géométrique, afin de maîtriser au mieux les modifications subis par le signal au travers de l'instrument. Ceci est un premier facteur limitatif car les sismogrammes historiques portent rarement les indications nécessaires. La conception même des sismographes verticaux posait de nombreux problèmes mécaniques du fait, en particulier, de la nécessité d'un amortissement du pendule. Ils étaient absents jusqu'en 1906, ainsi nous ne disposons que des enregistrements des composantes horizontales du signal.

Nos critères de sélection établis, nous nous sommes vite retrouvés limités aux stations européennes. Ceci est bien entendu un handicap majeur du fait que tous les enregistrements correspondant à des azimuts Station - Épicentre similaires. Ces limitations sont en partie contrebalancées, car de nombreux paramètres du séisme sont connus grâce à l'étude des ruptures de surface sur le terrain (Voznesenskii, 1914; Khilko et al., 1985; Baljinnyam et al., 1993) complétée par l'analyse des images satellitaires Cosmos et SPOT. Ceci permet d'orienter la modélisation par des contraintes **a priori** basés sur ces observations, et de réduire ainsi l'espace des solutions.

I. Acquisitions et corrections des sismogrammes

1. Les sismogrammes disponibles pour les séismes des 9 et 23 juillet 1905.

Parmi la centaine de stations sismiques existant de par le monde en 1905 (Wood, 1921), une sélection a été effectuée avant de demander une copie des sismogrammes relatifs aux séismes de Tsetserleg et Bolnaï. Ce choix portait, d'une part, sur le type des sismographes et, d'autre part, sur la distance épacentrale. Elle doit être supérieure à 30° , pour se garder des complexités liées à un trajet crustal du rai, et inférieure à 90° , afin d'éviter la zone d'ombre du noyau, autorisant ainsi une étude de la forme des ondes de volume. Les stations comportant des sismographes non amortis (sismographes Milne par exemple) ou dont le système d'enregistrement n'a pas de symétrie par rapport à la ligne de base (enregistrement circulaire de l'Ewing) ont été éliminées en premier lieu. Cependant, parmi les stations qui ont inscrit ces enregistrements dans les bulletins internationaux après ces deux séismes, très peu possèdent encore ces sismogrammes dans leurs archives. Les raisons sont multiples. Depuis 1905, deux guerres mondiales ou des conflits régionaux se sont produites avec leur cortège de destructions. De nombreuses stations ont été fermées ou déplacées sans que leurs archives soient récupérées. Parfois, dans les archives, on observe la disparition plus ou moins systématique des enregistrements correspondant aux grands séismes!! De plus, suivant les pays et leur climat, les enregistrements se sont parfois dégradés à cause d'un stockage non approprié. L'effort de regroupement des sismogrammes au sein d'un centre mondial (World Data Center) n'a pas porté ses fruits pour nos recherches. Après de nombreuses difficultés pour contacter le service des États-Unis (malgré Internet) il ne leur a été possible de nous fournir qu'une copie de faible qualité du sismogramme de Göttingen. Le transfert des sismogrammes sur microfilms afin de sauver les sismogrammes historiques a eu parfois des conséquences fâcheuses. En effet, ceci a entraîné la destruction d'originaux, y compris ceux des grands séismes, dans le seul but de gagner un peu de place dans les locaux. Ainsi, certaines données uniques n'existent plus que sur microfilms qui s'usent à force de les rouler et dérouler.

Toutes ces raisons font que parmi les stations contactées, qui se répartissent entre l'Europe, les États Unis, le Canada, le Japon, les Philippines, la Russie et l'Inde, aucune en dehors de l'Europe n'a pu fournir de copies de sismogrammes des séismes de 1905. Il est à noter que les responsables de la plupart des stations ont répondu à l'appel avec beaucoup de gentillesse et ont souvent fouillé parmi des archives poussiéreuses pas toujours bien classées.

Pour conclure, étant donné les difficultés de récupérer des sismogrammes historiques mondiaux, il est préférable de contacter directement la station car les sismogrammes originaux donnent de meilleures copies et les caractéristiques des instruments historiques y sont souvent mieux connus.

Toutes les données obtenues (tableaux III.1 et III.2) proviennent des sismographes Wiechert 1000 kg, dont les caractéristiques sont assez bien connues. Ainsi, les enregistrements sont homogènes et comparables. Les supports originaux étaient soit des photocopies papier, soit une reproduction photographique, soit des microfiches ou microfilms.

Séisme de Tsetserleg du 9 juillet 1905

(Tableau III.1)

Station Date d'instal.	Coordonnées de la station	composante N-S				composante E-W			
		To (s)	V	ϵ	r (mm)	To (s)	V	ϵ	r (mm)
Göttingen • 1901	51° 32'47 N 9° 57'51 E	14	164	4.9	1.6	14.5	179	4.9	1.7
Uppsala # 1904	59° 51'30" N 17° 37'36" E	9.8	181	4.7	NC	10.8	185	4.4	NC
Strasbourg * 1903	48° 35'05" N 7° 45'57" E	10.15 + 0,55 - 1,15	± 2	3.44 + 0,56 - 0,54	2.55 + 1,15 - 1,55	10.1 + 0,8 - 1,1	202.5 ± 1,5	3.4 + 0,1 - 2,8	1.08 + 2,42 - 0,48

Séisme de Bolnaï du 23 juillet 1905

(Tableau III.2)

Station Date d'instal.	Coordonnées de la station	composante N-S				composante E-W			
		To (s)	V	ϵ	r (mm)	To (s)	V	ϵ	r (mm)
Göttingen • 1901	51° 32'47 N 9° 57'51 E	14	164	4.9	1.6	14.4	179	4.8	1.7
Jena °	50° 56'07" N 11° 35'00" E	11.2	183	4.9	0.5	11.6	171	4.9	0.7
Uppsala # 1904	59° 51'30" N 17° 37'36" E	9.8	181	4.7	NC	10.8	185	4.4	NC

* Valeurs extrapolées linéairement d'après les données de juin et d'octobre 1905 (Mainka, 1910), et les écarts maximums pour l'année 1905.

- Valeurs indiquées sur les sismogrammes
- # Valeurs calculées d'après la courbe de réponse jointe aux sismogrammes
- ° Valeurs mesurées le 31 mars 1905 et jointes aux sismogrammes

To = période propre du pendule en secondes

V = amplification

ε = coefficient d'amortissement

r = frottement solide donné en millimètres

NC = non communiquée

Date d'instal. = dates d'installation du Wiechert horizontal dans la station

2. Choix des ondes de volume pour la modélisation de la forme d'onde.

Les ondes de surface étant dispersives, il est indispensable de posséder la plus grande partie de leur train d'onde. Malheureusement, les séismes de magnitude élevée avaient le désavantage, lors de l'enregistrement des ondes de surface, de déplacer très vite le bras vers les butées (maximum d'amplitude) et de casser la plume très tôt dans l'enregistrement. Il n'a pas été possible d'obtenir d'autres enregistrements comportant les ondes de surface que celui utilisé par E. Okal (1977).

Les ondes de volume sont en général bien enregistrées et utilisables sauf accident (donnée perdue sur l'une des composantes horizontales de Strasbourg pour le séisme de Bolnaï). De plus, leur étude permet d'obtenir des informations précises sur l'histoire temporelle de la source par l'utilisation de programmes de modélisation de la forme d'onde (Fuenzalida, 1995).

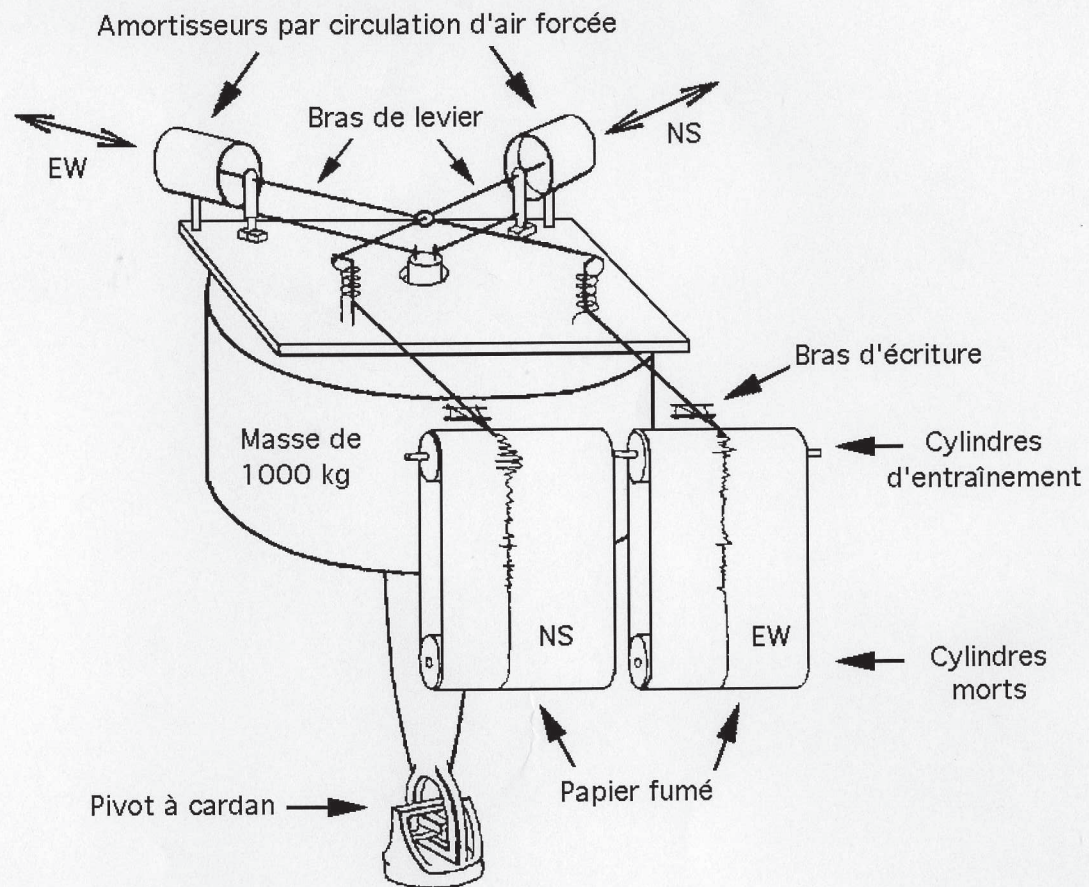
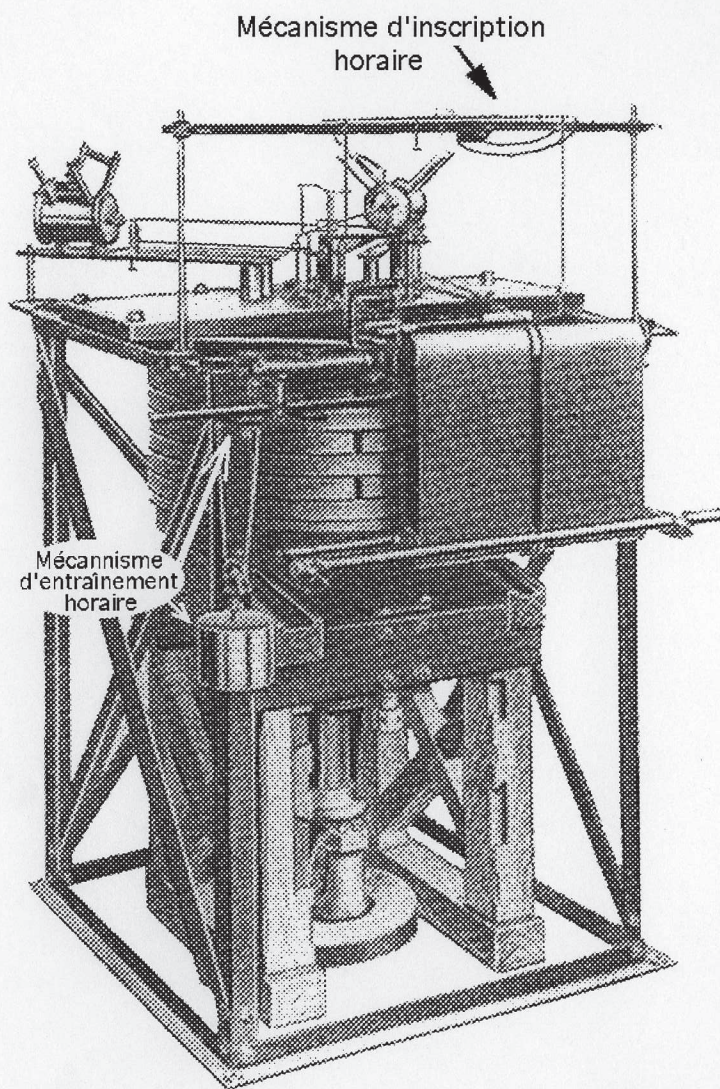
3. Les caractéristiques du sismographe Wiechert

3.1. Généralités

Le sismographe Wiechert horizontal est l'un des premiers sismographes amortis construit dans le monde. Il a été conçu en 1900 à Göttingen par le prof. E. Wiechert puis a été installé dans de nombreuses villes d'Europe. En raison de problèmes de conception, il n'existe pas de sismographe Wiechert enregistrant la composante verticale du mouvement du sol en 1905.

Le Wiechert horizontal fonctionne sur le principe du pendule inversé avec une masse stationnaire d'environ 1000 kg dont le point de pivot est formé par un système de Cardan (figure III.1). Le pivot à cardan, le ressort de rappel ainsi que les articulations des leviers sont formés par des ressorts à lame, afin de minimiser les frottements. Le même appareil permet d'enregistrer les

Sismographe Wiechert horizontal 1000 kg



(D'après E.F. Sawarenski et D.P. Kirnos 1960)

deux composantes horizontales du mouvement du sol. Cette conception peut entraîner un **couplage** des deux composantes. Ainsi, un mouvement du sol uniquement dans la direction d'une composante crée un léger signal sur l'autre composante. Ce phénomène est cité, mais aucune étude précise n'a été effectuée et a fortiori quantifiée. Si ce couplage est important, il interdit d'effectuer une rotation des composantes du sismographe pour déterminer les composantes radiale et transversale du signal (Kanamori, 1988). Nous le considérerons négligeable dans notre étude. Le réglage de l'amplification est mécanique et propre à chaque composante par le jeu de bielles et de leviers. Sa valeur varie généralement de 150 à 250. La période propre, en partie réglable, est d'environ 9 à 15 secondes. L'amortissement, par circulation forcée d'air entre un cylindre et un piston, est d'environ $\xi = 4 \pm 1$.

Pour de petites oscillations, le Wiechert se comporte de façon linéaire. Les causes de la non linéarité sont liées au système de rappel proprement dit (ressorts à lames) et surtout à l'existence de frottement de type **solide** entre la plume et le papier.

3. 2. Le système d'enregistrement et les déformations du signal induites

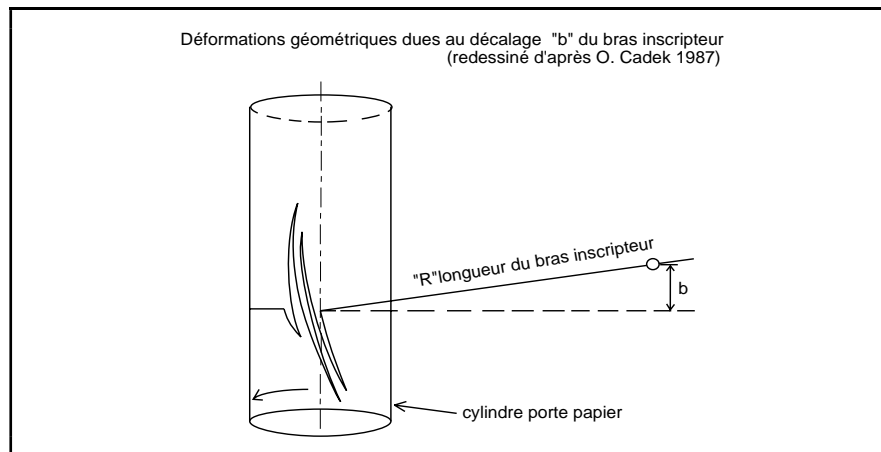
L'enregistrement du signal se fait par l'intermédiaire d'une plume qui frotte sur un papier recouvert de noir de fumé (figure III.2).

La bande de papier fumé, d'une longueur normale de 90 cm, est roulée et collée afin de former un anneau. Elle est déposée sur un cylindre de diamètre 6 cm qui est couplé à un système d'entraînement et tendue par un cylindre mort en aluminium déposé au fond de l'anneau. Le papier, adhérant au cylindre d'entraînement à régulateur de Watt, se déplace à une vitesse qui peut être réglée entre 10 et 30 mm/minute. Les cylindres et le papier se déplacent latéralement à une vitesse de 4,5 mm par heure créant une trace hélicoïdale.

La plume est fixée au bout d'un bras qui peut se déplacer dans toutes les directions par rapport à un point de rotation grâce à un système de Cardan. Elle est déposée à la verticale de l'axe du cylindre porteur du papier et son mouvement correspond à l'intersection d'un cylindre et d'une sphère. Il en résulte une déformation courbe du signal caractérisant ce type d'enregistreur (figure III.3).

La position à l'équilibre du bras porteur de la plume est rarement perpendiculaire à l'axe du cylindre d'entraînement (en d'autres termes, n'est pas aligné avec la trace du sismogramme). Il en résulte une inclinaison du signal (figure III.3). La valeur de ce décalage n'est pas mesurée lors de l'enregistrement, aussi elle doit être déduite du sismogramme. Lors de fortes oscillations, il arrive que la ligne de base se déplace progressivement. Ce dernier point n'ayant pas été décelé sur nos enregistrements, il n'est pas traité en détail. Par contre, pour de plus amples informations à ce sujet, on peut conseiller la lecture de Inoue et Matsumoto (1988) qui ont étudié ce problème.

(Figure III.3)



Le marquage du temps est effectué chaque minute en soulevant, en même temps, les deux plumes pendant quelques secondes. Il en résulte une perte momentanée du signal.

L'ensemble de ces déformations doit être corrigé avant d'intégrer les données dans la modélisation.

3. 3. Équations du mouvement et fonction de transfert d'un Wiechert

Dans le cas d'un potentiel harmonique, de frottements solides négligeables et d'une force de frottement visqueuse, le mouvement s'écrit:

$$\frac{d^2s}{dt^2} + 2bW_0 \frac{ds}{dt} + W_0^2 s = -V \frac{d^2x}{dt^2} \quad (\text{III.a})$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\text{Log}^2 \mathcal{E}}{\pi^2 + \text{Log}^2 \mathcal{E}}}$$

s = déplacement de la plume

V = amplification

β = constante d'amortissement ou frottement visqueux

Ω_0 = pulsation propre du pendule

3. 3. 1. La fonction de transfert en déplacement d'un Wiechert pour le cas harmonique

$$F(\omega) = \frac{\omega^2 V}{\omega^2 - 2\beta\omega j\Omega_0 - \Omega_0^2}$$

$$F(\omega) = |F(\omega)|e^{j\psi} \quad (\text{III.b})$$

Amplification

$$|F(\omega)| = \frac{V}{\sqrt{\left(1 - \frac{\Omega_0^2}{\omega^2}\right)^2 + 4\beta^2 \frac{\Omega_0^2}{\omega^2}}}$$

déphasage

$$\text{tg}\psi = \frac{2\beta \frac{\Omega_0}{\omega}}{1 - \frac{\Omega_0^2}{\omega^2}} \quad (\text{III.c})$$

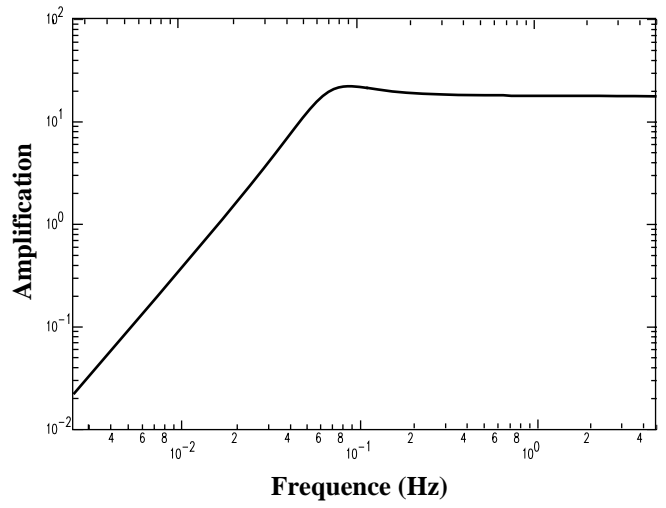
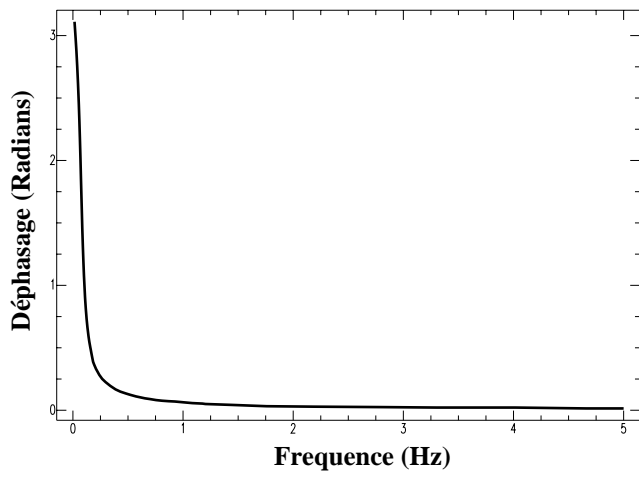
Les fonctions de transfert en vitesse et accélération sont déduites par dérivation (figure III.4). Cependant, cette fonction de transfert correspond au pendule mais pas au système complet. Celui-ci est marqué par des frottements **solides** qui rendent le système non harmonique.

3. 3. 2. Problème du frottement solide:

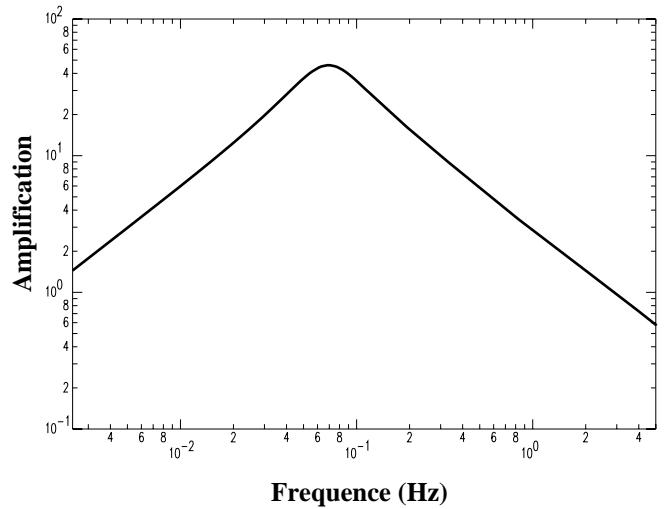
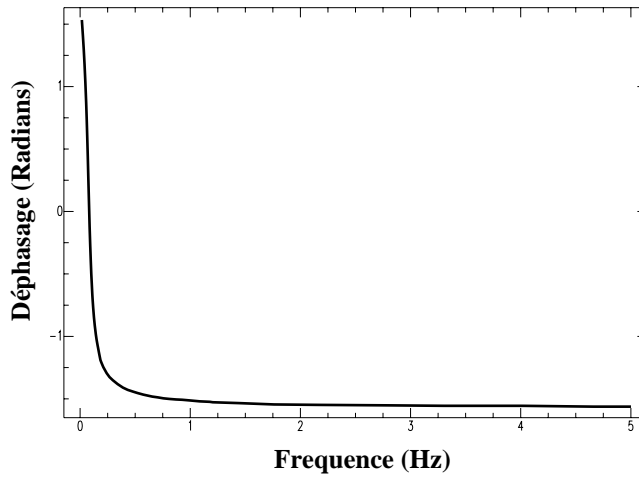
Dans les sismographes du type Wiechert, il existe des frottements de type **solide** au niveau du système de rappel, des pivots (tous deux formés par des ressorts à lame) et principalement entre la plume inscriptrice et le papier fumé. De nombreux auteurs (Wiechert, 1903; Galitzin, 1912; Reid, 1910 et 1925; Mohorovicic, 1926; Gassmann, 1927; Berlage, 1932; Sohon, 1932; Hagiwara, 1933; Lacoste, 1935) ont tenté de quantifier le frottement solide et d'introduire une correction à la fonction de transfert. Cependant, aucune des formulations décrites n'est complète. En fait, le frottement solide correspond à un problème non linéaire, variable dans le temps (Hagiwara, 1933), dont on ne maîtrise pas tous les paramètres. Nous allons néanmoins présenter une synthèse des travaux sur le sujet et estimer partiellement son effet sur la fonction de transfert. Les principaux paramètres influents sont les suivantes.

- 1 -> La pression (réglable) exercée par la plume au papier.
- 2 -> La répartition de la quantité de noir de fumée déposée sur le papier faisant varier localement l'adhérence de la plume sur le papier (effet non constant) (Coulomb, 1956)
- 3 -> Le degré d'humidité du papier faisant varier sa rugosité. (Belage, 1932)
- 4 -> La vitesse de la plume par rapport au papier qui est fonction de la dérivée du signal

Courbes de réponse en déplacement de la composante EW du Wiechert de Göttingen



Courbes de réponse en vitesse de la composante EW du Wiechert de Göttingen



Courbes de réponse en accélération de la composante EW du Wiechert de Göttingen

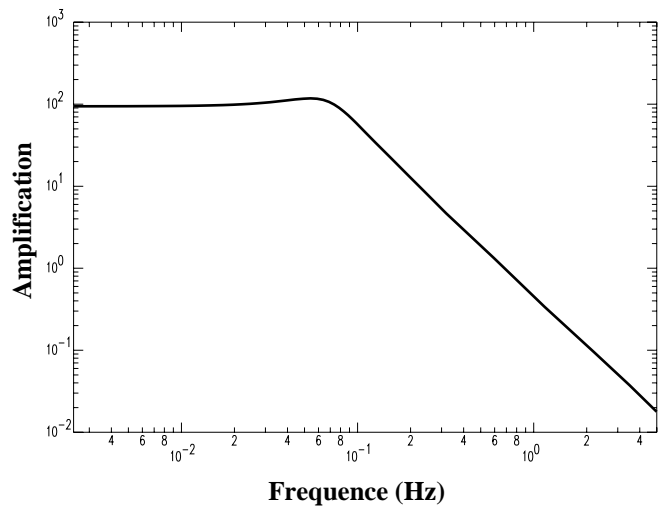
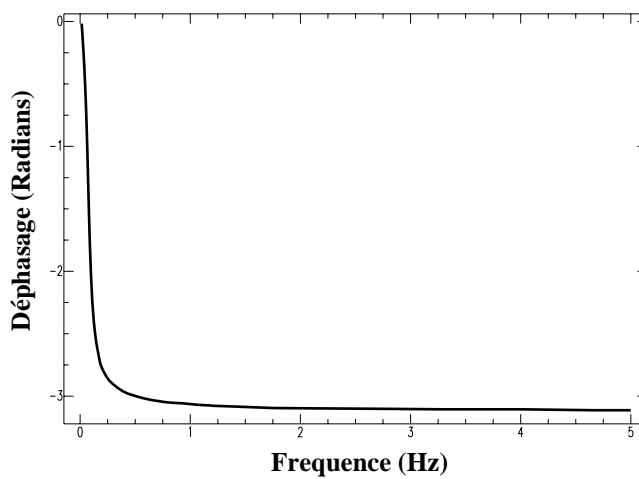


Figure III.4

5 -> La force de rappel du bras inscripteur

6 -> L'usure des pivots qui peut être asymétrique et donc avec un effet non constant (Sohon, 1932)

7 -> La force centrifuge qui fait varier la pression de la plume sur le papier.

Les points 2 et 3 sont très variables, généralement inaccessibles, et n'entrent dans aucune démarche quantitative. Le point 6, considéré comme négligeable pour les pendules à fortes masses (Reid, 1925), crée un moment constant qui peut être différent suivant la direction de mouvement. On voit nettement qu'il n'est pas possible, malgré toutes les corrections théoriques envisageables, de faire disparaître entièrement les perturbations dues aux frottements solides (Gassmann, 1927; Sohon, 1932).

Les forces de frottement les plus importantes proviennent du contact entre la plume et le papier fumé. Le point 1 a été étudié expérimentalement par Trotignon (1985). Son réglage est d'une importance capitale et doit être effectué à la limite de l'écriture. Malheureusement, aucun document ne stipule la qualité de ce réglage. D'après Hagiwara (1933), le point 7 est négligeable dans la plupart des cas. Les points 4 et 5, les mieux étudiés, sont discutés ci-dessous.

a. Mesures de la valeur du frottement solide r .

Pour résoudre les points 4 et 5, Wiechert (1903), premier à avoir effectué des recherches théoriques sur l'influence des frottements sur les sismogrammes, propose une mesure du frottement solide r . Elle correspond à la décroissance de l'amplitude d'un signal, à partir d'une amplitude A_0 pour un quart de période **lorsque le mécanisme d'amortissement est débranché**. Cette valeur est toutefois surestimée de la sorte car on ne peut enlever totalement l'amortissement (Mohorovicic, 1926). On présente souvent $2r$ comme la perte en amplitude lorsque la plume passe d'une valeur positive à la valeur négative suivante et inversement.

$$r = \frac{1}{2n}(A_0 - A_n)$$

(III.d)

n = nombre d'oscillations prises en compte

A_0 = amplitude de la première oscillation

A_n = amplitude de la $n^{\text{ème}}$ oscillation

Pour le calcul de r , Mohorovicic (1926), Reid (1925) et Sohon (1932) donnent de nouvelles relations en introduisant l'amortissement résiduel.

$$e = \frac{A_1 - A_2}{A_2 - A_3} \quad \text{amortissement résiduel}$$

$$r = \frac{A_1 - eA_2}{2(1 + e)} \quad \text{valeur du frottement}$$

Lorsque A_n est inférieur à r , la plume garde la valeur de A_n et il en résulte un déplacement de la position d'équilibre de la plume. Il en va de même lorsque la vitesse s'annule dans la zone $\pm r$ autour de la ligne de base. A la fin d'un signal, la ligne de base est décalée d'une valeur r (Wiechert, 1903). Reid (1925) appelle r la mesure du **déplacement de la ligne médiane par frottement**.

Il est très difficile de comparer les mesures de r car les règles utilisées pour sa détermination sont variables en fonction des stations (Berlage, 1932; Lacoste, 1935). Pourtant, r est la seule mesure du frottement solide disponible!

Lacoste (1935) présente des mesures de r et de e pour différents appareils dont le Wiechert. Il montre que l'amortissement résiduel e ainsi que la valeur du frottement r croissent avec la période propre du pendule et que la valeur r / T_0^2 augmente.

Il conclue son travail en faisant remarquer qu'à cette époque certaines stations donnent r en tenant compte de e alors que d'autres font le contraire.

b. Les différents types de frottements entre la plume et le papier

Le frottement est de type solide si la force de frottement est constante. C'est le cas lorsque la vitesse de la plume est très supérieure à celle du papier (Reid, 1910 - 1925; Sohon, 1932; Hagiwara, 1933). La période propre n'est pas modifiée (Coulomb, 1956).

Le frottement est de type fluide si la force de frottement est proportionnelle à la vitesse de la plume sur le papier quand celle-ci est beaucoup plus petite que la vitesse du papier. On observe cette situation lors de signaux de basse fréquence ou lorsque l'amplitude du signal est faible par rapport à la longueur d'onde. Le frottement est alors considéré équivalent à un amortissement (Reid, 1910 - 1925; Sohon, 1932). Il devient très important pour les longues périodes ($T > 100$ secondes) (Kanamori, 1988).

Le frottement, dans le cas général, passe du type fluide au type solide car la vitesse de la plume varie entre zéro (fin d'une oscillation lorsque le mouvement change de sens) et une vitesse maximale quand la trace coupe la ligne de base (Reid, 1910 - 1925; Berlage, 1932).

Le moment dû à la force de frottement n'est pas constant et ne varie pas suivant une loi simple. La direction de frottement est toujours tangente à la courbe au point considéré et donc non constante (Reid, 1910 - 1925).

Reid (1925) indique que les frottements ajoutent un **moment d'amortissement**, un **moment proportionnel** au déplacement de la plume et un **moment constant** opposé au mouvement du pendule (ce dernier étant dû aux pivots). Le moment du frottement est aussi proportionnel à la puissance d'amplification des leviers.

c. Formulation de Reid

Reid propose une formulation approchée, résultat d'un développement dans une série de Fourier, d'une **amplification dynamique** pour un déplacement quasi harmonique linéaire (simple) de la terre et de la plume. Ceci est à nouveau une approximation car le mouvement de la plume n'est pas harmonique simple dû au frottement lui-même (Lacoste, 1935).

$$\frac{d^2s}{dt^2} + 2\beta\Omega_0 \frac{ds}{dt} + \Omega_0^2 s - K \operatorname{sign}\left(\frac{ds}{dt}\right) = V \frac{d^2x}{dt^2} \quad \text{avec } K = r \Omega_0^2 \quad (\text{III.e1})$$

d'où

$$|F(\omega)| = \frac{V}{\sqrt{\left(1 - \frac{\Omega_0^2}{\omega^2}\right)^2 + 4\beta^2 \left(\frac{\Omega_0}{\omega}\right)^2 + 4\beta \left(\frac{\Omega_0}{\omega}\right)^3 \left(\frac{4r}{\pi a_0}\right) + \left(\frac{4r}{\pi a_0}\right)^2 \left(\frac{\Omega_0}{\omega}\right)^4}} \quad (\text{Reid, 1910}) \quad (\text{III.e2})$$

r = coefficient caractéristique du frottement solide

a_0 = amplitude maximale de la réponse

Si on compare cette formulation tenant compte du frottement r , avec la formulation générale (III.c), deux termes sont ajoutés au dénominateur réduisant l'amplification du signal. Ces termes dépendent de la pulsation propre du pendule Ω_0 , de la fréquence du signal, de r mais aussi de l'amplitude enregistrée. Lorsque cette dernière augmente, l'effet du frottement s'en trouve réduit.

Le frottement solide dans la formule de Reid est considéré valable pour un régime stationnaire du mouvement et non pas pour le début du signal.

L'effet du frottement solide est de raccourcir la durée de mouvements irréguliers du pendule avant que ne s'établissent des mouvements harmoniques régulier (Reid, 1925).

D'après Reid (1925), le mouvement de la plume correspond à des mouvements sinusoïdaux simples de la même période que le signal, mais avec une différence de phase, et à des mouvements propres du pendule lesquels sont bien marqués au début du mouvement mais décroissent proportionnellement à l'amortissement. Cette différence de phase est encore moins bien définie que la variation d'amplitude.

d. Application de la formulation de Reid aux données de 1905 de la station de Göttingen

Nous avons comparé les courbes d'amplification sans frottement solide et avec r en utilisant l'approximation de Reid pour chacune des stations dont nous disposons de la valeur du frottement. Il en résulte une fonction de transfert avec frottement solide pour chaque amplitude du signal, aussi nous avons choisi quelques valeurs afin d'évaluer leurs effets. On observe (figure III.5) que:

- > Le frottement solide devient très influent pour de petites amplitudes du signal même à des périodes très inférieures à la période propre du pendule.
- > La diminution de l'amplification est inférieure à 10% pour des amplitudes supérieures à 21 mm dans la zone de la période propre.
- > Pour des périodes d'oscillation du sol supérieures à la période propre, l'amplification est réduite d'environ 5 % pour des amplitudes dépassant 11 mm.
- > Pour des valeurs de la période du mouvement du sol inférieures à la moitié de la période propre du pendule, l'influence du frottement solide est très faible.

Étant donné que les valeurs de r sont souvent surestimées (car ne tiennent pas compte de l'amortissement résiduel), et que les amplitudes des signaux utilisés sont d'environ 20 à 30 mm, on peut admettre une diminution des amplitudes inférieure à 10% et ceci malgré les approximations liées à la formulation de Reid.

Pour conclure, nous nous trouvons en face de deux difficultés. On ne peut pas quantifier chacun des facteurs influençant le frottement, et ceux qui sont disponibles sont d'une fiabilité limitée. Aussi, le problème étant de surcroît non linéaire, aucune formulation n'a pu être définie à ce jour. Le frottement solide constitue donc le facteur le plus gênant dans l'utilisation de ces données. Néanmoins, l'importante masse du Wiechert (1000 kg) limite en grande partie les conséquences du frottement solide. On devra tenir compte de cet aspect au cours de notre modélisation bien que cela ne puisse être que qualitatif.

Effet du frottement solide sur la courbe de transfert en déplacement d'après l'approximation de Reid (1910)
Exemple appliqué à l'enregistrement de la composante EW du séisme du 23 juillet 1905 à la station de Göttingen

Période propre = 14.5 secondes amplification = 179 amortissement = 4.9 frottement solide = 1.7 mm

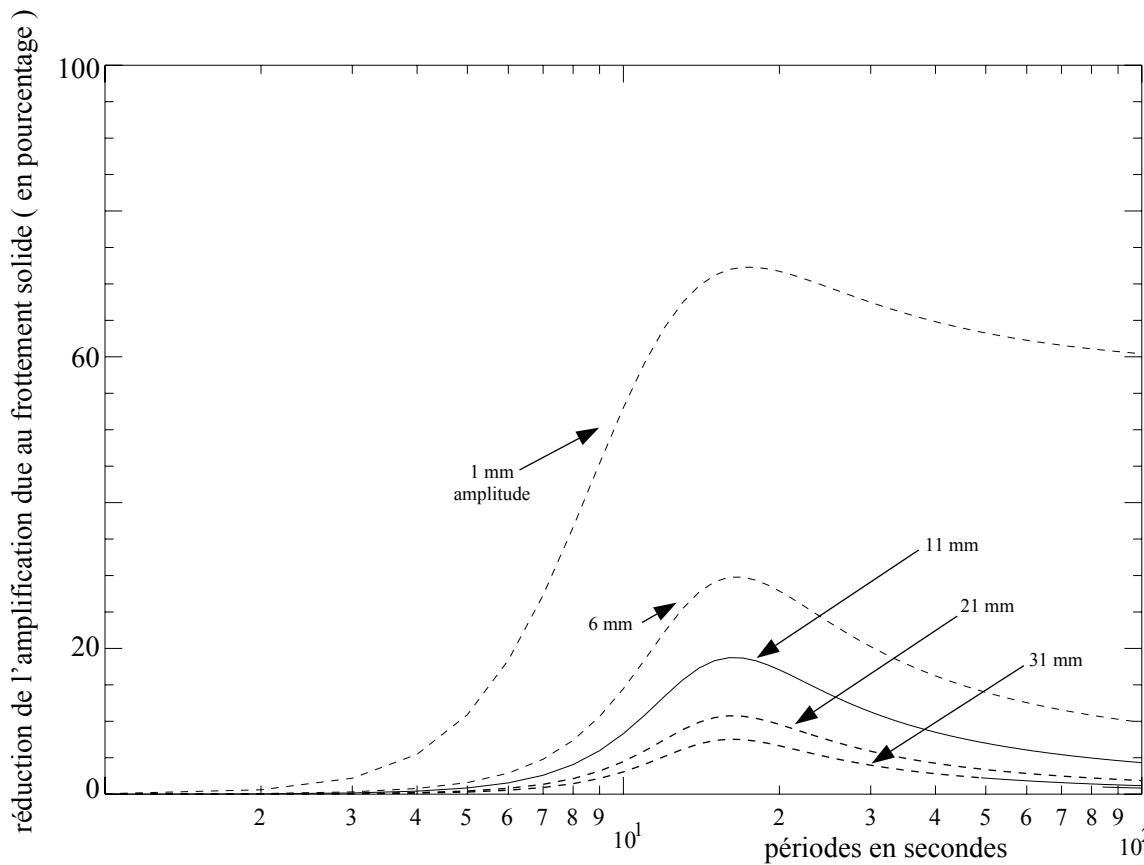
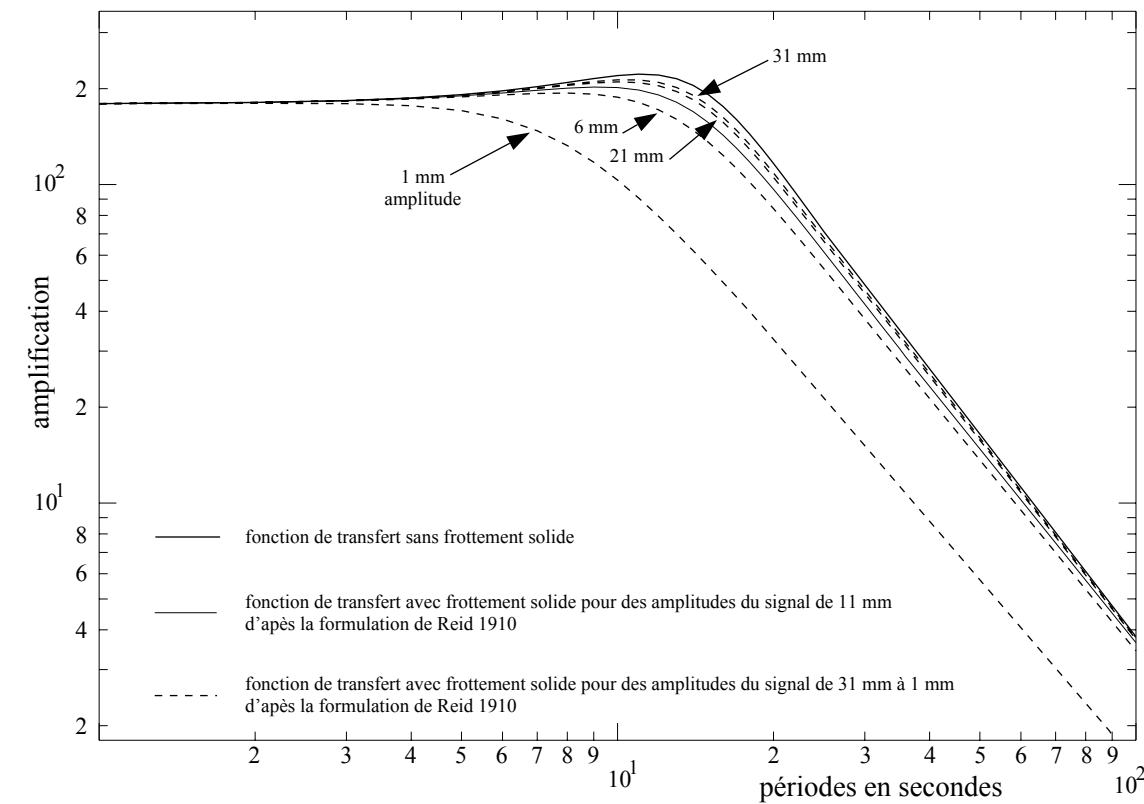


Figure III.5

4. Numérisation et correction géométrique des données

Plusieurs procédures de numérisation ont été décrites (O Cadeck, 1987; Kowalle et Hurtig, 1987). Nous avons choisi une méthode utilisant les potentialités des scanners et logiciels de traitements d'images actuellement disponibles.

Les sismogrammes sont numérisés et récupérés sous forme d'image. Celle-ci peut ainsi être agrandie à l'écran sans déformation. On y superpose un fichier image transparent sur lequel le sismogramme sera dessiné. Cette étape manuelle est incontournable, car pour des séismes importants enregistrés à de grandes distances ($30^\circ - 70^\circ$), le signal apparaît sur plusieurs tours du papier fumé et les traces s'entrecroisent. Les traitements d'images, y compris la reconnaissance de forme, ne permettent pas de séparer ces traces et, pire, diminuent parfois la possibilité d'extraction visuelle ultérieure.

Par rapport à l'utilisation d'une table à numériser, cette étape manuelle à l'écran présente de nombreux avantages.

- L'original devient lui-même un fichier numérique.
- On peut comparer en continu le signal dessiné par rapport à l'original.
- A tout instant on peut effacer une partie du relevé et le reprendre plus précisément.
- Lorsqu'une zone du papier est mal fumée, diminuant le contraste signal - papier fumé, il est possible de réétaler la dynamique de l'image et donc d'améliorer la perception du signal. Kowalle et Hurtig (1987) proposent une méthode de colorisation numérique afin d'augmenter les qualités visuelles de l'enregistrement. Dans notre cas particulier, ceci nous a paru gêner l'extraction visuelle.
- Aucun glissement ou déformation de l'original au cours du suivi du signal n'est possible.

Cette procédure permet de copier très précisément la trace originale. Le sismogramme ainsi extrait est transformé en points de coordonnées (x, y) dont le nombre doit augmenter avec la courbure du signal. La forme d'onde est ainsi conservée, le résultat étant un fichier de plusieurs milliers de points pour une durée d'environ 200 secondes de signal.

Au cours de toute cette phase de numérisation, le relevé et l'original sont en permanence superposés ce qui permet une vérification continue de sa qualité.

4. 1. Les déformations liées à la géométrie de l'enregistreur

La formulation pour les corrections géométriques ainsi que la conversion des coordonnées (x, y) en temps et en amplitude est donnée par O. Cadeck (1987).

$$t(i) = \frac{60}{d} \left(B * x(i) - r \times \arcsin \frac{r^2 + a^2 - R^2 + (B * y(i) - b)^2}{2ar} + r \times \arcsin \frac{r^2 + a^2 - R^2 + b^2}{2ar} \right)$$

(Les angles sont en radians)

r = rayon du cylindre d'entraînement porteur du papier fumé

R = longueur du bras d'inscription, de son axe de rotation à la pointe de la plume

a = distance de l'axe de rotation du bras à l'axe du cylindre d'entraînement

b = écart de l'axe du bras en millimètres par rapport à la ligne de base sur le papier (figure III.3)

d = longueur de la minute de l'enregistrement original en millimètres

x(i) = coordonnée à transformer en secondes pour l'axe du temps

y(i) = coordonnée à transformer en millimètres pour l'axe des amplitudes

B = facteur de conversion des coordonnées x(i), d'unités quelconques, en millimètres (rajouté par rapport à la formulation de O Cadeck)

Pour utiliser cette formule, il est nécessaire d'obtenir de nombreuses informations associées aux sismogrammes. Pour des appareils bien connus, **r**, **R** et **a** peuvent être retrouvés d'après les catalogues des fabricants de ces instruments (figure III.2). La valeur de **b** est la plus difficile à déterminer car n'étant jamais relevée, elle doit être directement déduite de l'enregistrement (figure III.3). En effet, l'erreur de position du bras, qui a pour conséquence une inclinaison du signal (figure III.6), ne peut être réellement mesurée que lors de l'enregistrement lui-même car elle est différente à chaque changement de papier, et ce qui est plus gênant, peut varier au cours du temps.

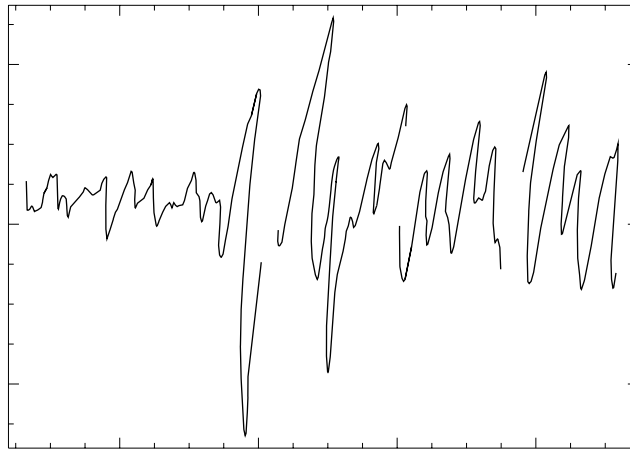
4. 2. Correction du décalage du bras inscripteur.

On ne peut pas mesurer **b** sur l'enregistrement brut car les déformations induites sont combinées à celles causées par l'ensemble de la géométrie de l'enregistreur. Toutes les méthodes décrites ci-dessous utilisent la procédure suivante. Les données sont corrigées de l'ensemble des déformations pour différentes valeurs de **b** (essais). Un choix (erreur minimale) est effectué entre les résultats en fonctions de critères établis. La difficulté est de déterminer des critères valables pour tout enregistrement d'ondes de volume.

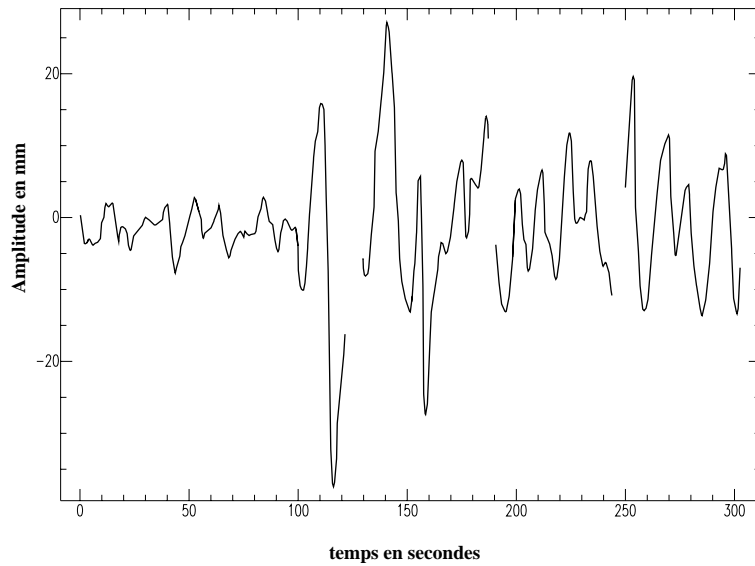
Correction des déformations causées par la géométrie de l'enregistreur

Exemple appliqué aux données de Göttingen du 23 juillet 1905, composante EW

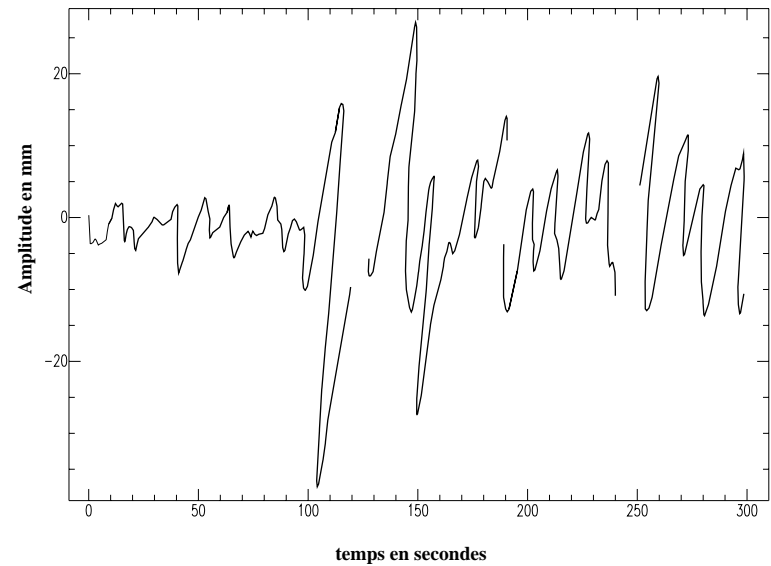
sismogramme brut numérisé (unités arbitraires)



**Corrections en tenant compte de
27 mm de décalage du bras inscripteur**



**Corrections sans tenir compte
du décalage du bras inscripteur**



4. 2. 1. Le temps est chronologiquement croissant.

La première procédure est basée sur le fait que le signal corrigé ne doit jamais revenir en arrière, en d'autres termes, le signal doit être, en tout point, croissant sur l'axe du temps. En appliquant ce critère sur tout le signal, on obtient une **plage** de valeurs de **b** possibles (figure III.7).

L'étroitesse de cette plage dépend du contenu fréquentiel du signal et des amplitudes maximales. Elle est ainsi fonction de la période propre, de la valeur de grandissement (gain) et de la distance station épicentre qui, si elle est faible, rend les hautes fréquences fortement énergétiques. Un faible décalage **b** peut ainsi être détecté sur un signal très haute fréquence avec de fortes amplitudes. Ce critère est considéré comme suffisant si les résultats obtenus, en utilisant les valeurs extrêmes de la plage, sont indiscernables. On choisit dans ce cas la moyenne des extrêmes.

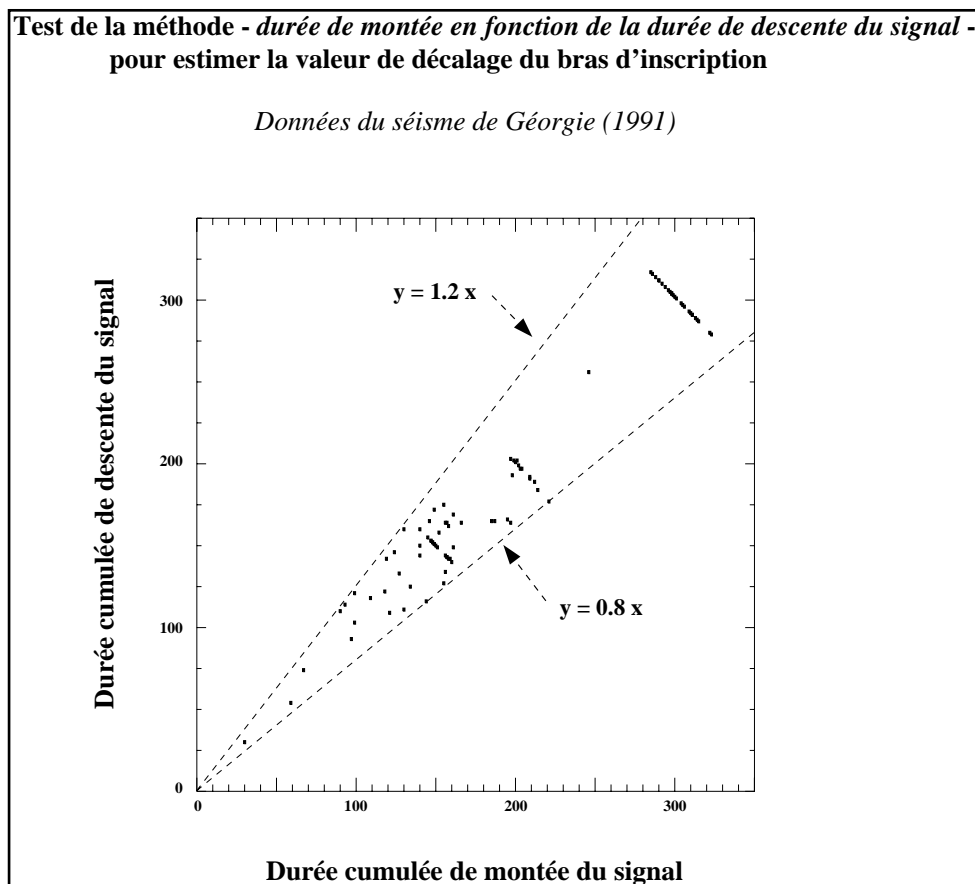


(Figure III.7)

4. 2. 2. Temps de montée égal au temps de descente du signal.

D'autres critères ont été testés pour tenter de déterminer **b**. Crouse et Matuschaka (1983) ont extrapolé une méthode employée par le SEMOC (Strong Earthquake Motion Center - Japan) sur des accélérographes SMAC. Ils considèrent que la durée pendant laquelle l'aiguille se déplace dans la direction positive (temps de montée) doit être égale à la durée pendant laquelle l'aiguille se déplace dans la direction négative (temps de descente). La base physique de cet argument n'est pas expliquée par les auteurs. Testé sur nos données, il donnait un aspect **agréable** au sismogramme bien que dans certains cas la correction semblait trop faible.

Une vérification empirique a été menée sur une centaine de sismogrammes modernes. Les cas où le temps de montée et de descentes sont égaux sont rares et leur différence peut atteindre 20% dans notre test (figure III.8). Ainsi, l'utilisation de cette méthode peut avoir des conséquences fâcheuses. En effet, en suivant ce critère, des données non affectées (enregistrées sans décalage du bras inscripteur) peuvent être introduites dans ce type de correction, créant une fausse symétrie au signal.



(Figure III.8)

Cette méthode est encore plus douteuse pour les ondes de surface car elle masquera une partie de la dispersion de celles-ci.

4. 2. 3. L'histogramme des pentes à 90° est nul.

En calculant les pentes pour différentes valeurs de **b**, on observe un glissement de l'axe de symétrie de l'histogramme par rapport aux pentes à 90° (figure III.9a). L'étude citée auparavant, (SEMOC 1976), va plus loin en indiquant que la somme des pentes de même valeur absolue, et donc des vitesses, doit être proche de zéro (figure III.9b). On peut ajouter que le signal étant enregistré loin des épïcêtres, les plus hautes fréquences sont absentes, ainsi l'histogramme des pentes à 90° doit être nul. Ces critères permettent en général d'approcher à ± 2 mm la valeur du décalage. Si l'on considère qu'il doit y avoir une symétrie de l'histogramme pour des valeurs proches de 90°, on peut, en faisant la différence entre les pentes de signe opposé, contraindre le résultat à ± 1 mm. Une mauvaise correction crée une forte dissymétrie dans l'histogramme des pentes (figure III.9a). Associées à la première procédure, elles constituent les méthodes qui nous semblent les plus fiables.

4. 2. 4. La médiane à une crête (ou creux) du signal est un arc de cercle dont le centre est le point de rotation du bras.

R. Inoue et T. Matsumoto (1985) proposent que la médiane à une oscillation soit la trace que l'on observerait si le papier ne défilait pas, donc très proche d'un arc de cercle. On recherche alors la position du centre du cercle et l'on en déduit la valeur de **b**. Si la longueur **R** du bras est connue, il suffit de prendre deux points sur cette médiane et de calculer le point équidistant à la distance **R**. Néanmoins, ceci suppose que l'oscillation considérée soit proche d'une harmonique et que son amplitude soit importante. La condition d'harmonicité n'est pas vérifiée sur les ondes de volume et peut être acceptée pour les ondes de surface. De plus, vu que les amplitudes maximales des ondes **S** utilisées ne dépassent pas 40 mm et que la longueur du bras est de 450 mm, une petite erreur sur la localisation de la médiane implique une importante erreur sur la valeur de **b** qui est très vite supérieure aux erreurs obtenues par les autres procédures énumérées ci-dessus.

4. 2. 5. Les résultats

La valeur du décalage **b** étant obtenue à partir du signal lui-même, elle peut être calculée localement au cours de l'enregistrement.

Nous avons pu déduire **b** de l'enregistrement avec une incertitude de ± 1 mm à ± 3 mm en utilisant uniquement deux critères. Un signal croissant en temps et dont l'histogramme des pentes montre une symétrie autour des pentes à 90°, valeur pour laquelle l'histogramme doit être

nul. L'erreur maximale (6 mm) obtenue induit une imprécision de $\pm 0,5$ seconde aux amplitudes de 30 mm. Bien que ce résultat ne soit pas parfait (s'il en existe), on obtient un signal optimisé (tableau III.3). Le décalage du bras d'écriture reste la déformation géométrique la plus difficile à corriger.

(Tableau III.3) Valeurs de **b** choisies pour la correction géométrique des données

Stations	9 juillet 1905		23 juillet 1905	
	EW	NS	EW	NS
Göttingen	- 10 mm	- 10 mm	- 28 mm	- 18 mm
Uppsala	- 33 mm	- 21 mm	- 21 mm	- 25 mm
Strasbourg	15 mm	9 mm	---	---
Jena	---	---	4 mm	28 mm

Le signe (-) est utilisé lorsque le bras inscripteur est décalé vers le Nord ou vers l'Est.

4. 2. 6. Influence du décalage **b** sur les amplitudes.

Le système mécanique transmet le signal par un débattement angulaire qui est transformé en amplitude par le facteur de grandissement. Ainsi, α étant l'angle que fait le bras au repos avec la trace sur le papier, et β l'angle lié au signal, la différence entre l'amplitude vraie et l'amplitude lue sur le papier est $\sin \alpha (1 - \cos \beta) + \sin \beta (1 - \cos \alpha)$. Vu les dimensions du bras (450mm) et de l'offset maximum calculé (33mm), la variation en amplitude est inférieure à 1% ce qui est négligeable.

4. 3. Les variations de la durée de la minute enregistrée

Le mécanisme de l'horloge peut créer une variation de la durée de la minute marquée par rapport à la minute vraie. Cette **dérive du temps** peut être linéaire, sinusoïdale ou complexe. Elle est due soit à l'imprécision de l'horloge utilisée, soit à une variation de la vitesse de rotation du cylindre porteur soit à la position du bras par rapport à la ligne de base lors du marquage. Ce dernier point est directement lié à la variation de la coordonnée **z** du bras lors de fortes amplitudes. Le bras sera soulevé plus tôt et redéposé plus tard si sa position est loin de la ligne de base lors du marquage.

La variation de la durée de la minute est la même pour les deux composantes car il n'existe qu'un mécanisme horaire commun. La correction est identique pour les composantes.

Étant donné la faible longueur du signal numérisé (ne dépassant pas 5 minutes) et une variation de la minute mesurée inférieure à 1 seconde, on a choisi la longueur de la première minute de signal pour la correction. Ainsi, le début est corrigé avec précision et les minutes suivantes peuvent être dilatées ou comprimées d'environ 1%. Une correction plus précise est aléatoire car l'information horaire n'est échantillonnée qu'à une minute.

La durée de la lacune (marque de la minute) étant variable entre les deux composantes, il est très difficile de les combiner exactement. Afin de limiter les erreurs, on prend pour référence le centre de plusieurs lacunes successives. Ceci est la manipulation la plus délicate et il y faut prendre un soin maximum dès le suivi de la trace du signal scanné afin de ne pas changer artificiellement la durée des lacunes.

Nous verrons par la suite que les corrections effectuées indépendamment pour Jena et Göttingen montrent une très bonne corrélation confirmant la validité de la mesure de la minute.

Estimation du signal perdu

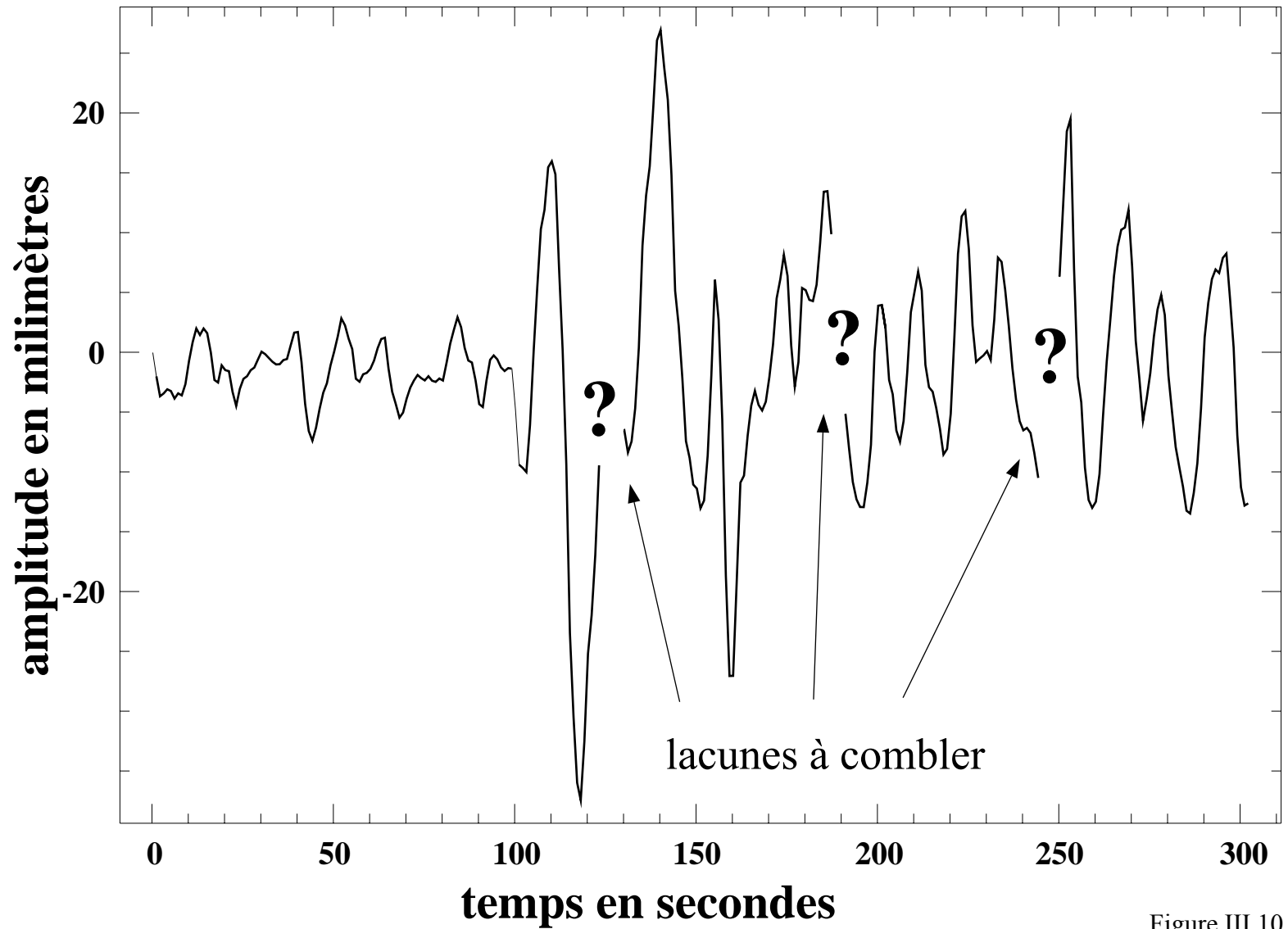


Figure III.10

5. Prédiction du signal perdu lors du marquage de la minute

5. 1. Le marquage de la minute

Pour marquer le temps sur les sismogrammes, le professeur Wiechert a muni ses appareils d'un système mécanique qui, à chaque minute, soulève en même temps les bras inscripteurs des deux composantes horizontales, pendant une période qui varie de 3 secondes à 10 secondes. Pendant cette durée, le signal est totalement perdu (figure III.10).

Afin d'obtenir un signal continu, indispensable pour la modélisation auquel il est destiné, il est nécessaire de combler ces **lacunes**. Ce problème est bien connu des utilisateurs des signaux interrompus des marées terrestres. Les solutions apportées varient du simple copiage du signal précédant le trou jusqu'à des filtres de prédiction. Dans notre cas, nous recherchons une procédure qui rende le signal continu et qui tienne compte de l'information spectrale du sismogramme original. Le résultat est un signal déduit et prédit que l'on désire le plus proche possible du signal réel.

5. 2. Rééchantillonnage des données.

Pour la modélisation, il est indispensable de posséder des signaux régulièrement échantillonnés. Étant donné la qualité de la numérisation et le nombre de points obtenus (3000 à 8000 pts pour 4 minutes), nous avons effectué un premier échantillonnage par interpolation à 0,1 seconde.

Nous avons utilisé le programme d'inversion (Nabelek, 1984) en nous limitant à un nombre de points inférieur à 150, ainsi, pour y intégrer toute la forme des ondes de volume (celle-ci peut durer près de 150 secondes pour le séisme de Bolnaï si l'on suppose une vitesse de rupture de 2,5 km/seconde et 375 km de rupture) nous avons rééchantillonné les données à 1 seconde. Pour palier aux problèmes liés à la fréquence de Nyquist, un filtre passe-bas anti aliasing à 2 secondes a été appliqué avant le rééchantillonnage. Ce filtrage n'affecte que très faiblement les signaux. En effet, d'une part notre étude est effectuée sur les ondes de volume enregistrées à des distances télé-sismiques de la source atténuant les hautes fréquences au cours du trajet de l'onde, et d'autre part, la période propre de nos instruments est comprise entre 10 et 14 secondes, bien supérieure à la période de filtrage.

5. 3. Principe du *filtre de prédiction linéaire*

A partir de nos signaux échantillonnés à 1 seconde, on va tenter de combler les pertes liées au marquage de la minute dont les longueurs varient de 2 à 9 points. Nous avons choisi une procédure appelée **filtre de prédiction linéaire**. Elle permet de prédire, à partir de **m** points précédents le trou, **n** futurs points. Chaque valeur (amplitude) d'un point prédit est donnée avec un écart-type.

Ce filtre est appliqué dans les sens croissants et décroissants du temps à partir du signal respectivement avant et après le trou (figure III.11). Ainsi, pour chaque point à prédire nous obtenons deux valeurs d'amplitudes et deux écarts-types. On choisit pour le résultat final, afin de rester le plus objectif possible, la moyenne des amplitudes pondérées par leur écart-type (amplitude d'équiprobabilité) pour chaque point.

5. 4. Description de la procédure du filtre prédictif linéaire

Les sous-routines utilisées proviennent du **Numerical Recipes in Fortran, Press et al. (1992)**.

A partir d'un signal, d'amplitude $y(i)$, régulièrement échantillonné en temps $t(i)$ et de taille **N**, on désire utiliser **M** valeurs consécutives de $y(i)$ pour prédire le point **M+1**. On suppose un état stationnaire du signal. La fonction d'autocorrélation $\langle a(i) a(k) \rangle$ du signal est supposée ne dépendre que de la différence $|i-k|$ et non pas de i ou k individuellement. L'autocorrélation est donc fonction uniquement du décalage $\mathbf{j} = |i-k|$ (corrélation entre le signal et lui-même décalé de la valeur \mathbf{j}).

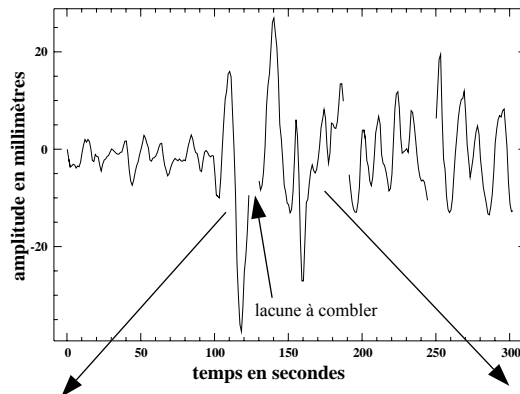
La fonction d'autocorrélation s'écrit:

$$\Phi_j \equiv \langle y_i y_{i+j} \rangle \approx \frac{1}{N-j} \sum_{i=1}^{N-j} y_i y_{i+j} \quad \text{(III.f)}$$

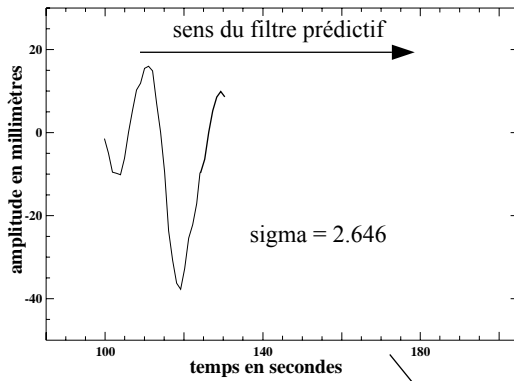
On obtient **j** coefficients d'autocorrélation calculés à partir de **N-j** points régulièrement espacés d'amplitude \mathbf{y}_i .

On cherche alors une combinaison linéaire qui estime au mieux les valeurs de \mathbf{y}_n à partir de **n-j** valeurs de \mathbf{y}_i . L'estimation correspondra au signal vrai + du bruit d'où:

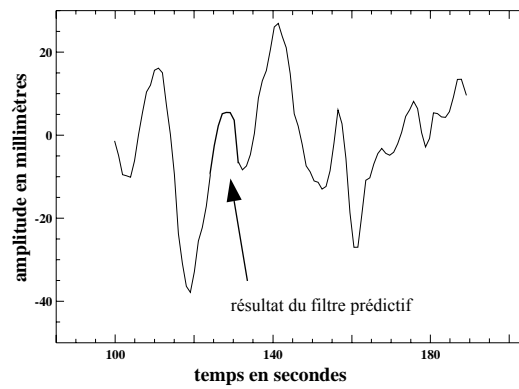
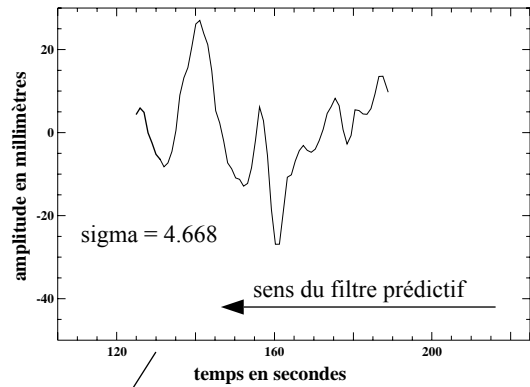
signal avant prédiction des pertes dues au marquage de la minute



25 secondes de signal utilisées
 $nLP = 18$



57 secondes de signal utilisées
 $nLP = 30$



sismogramme corrigé du signal perdu au cours du marquage des minutes

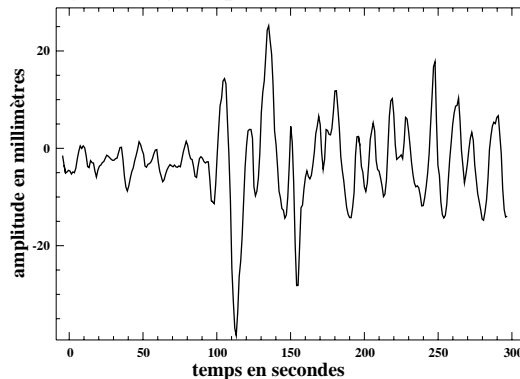


Figure III.11

$$y_n = \sum_{j=1}^M d_j y_{n-j} + x_n \quad (\text{III.g})$$

(Cas particulier de l'équation générale d'un filtre linéaire)

Le bruit est supposé non corrélé au signal ($\langle x_n y_i \rangle = 0$). Pour résoudre l'équation (III.g), il est nécessaire de déterminer les d_j et x_n . Les coefficients d_j doivent être choisis de telle sorte qu'ils minimisent le bruit x_n . Le plus aisé est de déduire les d_j à partir des coefficients d'autocorrélation du signal. On obtient une série de M équations pour M inconnues d_j que l'on appelle **coefficients de prédiction linéaire** (LP)

$$\sum_{j=1}^M \Phi_{|j-k|} d_j = \Phi_k \quad (\text{k variant de 1 à M}) \quad (\text{III.h})$$

$$\text{avec} \quad \langle x_n^2 \rangle = \Phi_0 - \Phi_1 d_1 - \Phi_2 d_2 - \dots - \Phi_M d_M \quad (\text{III.i})$$

Les coefficients d_j sont calculés à partir des équations (III.f) et (III.h) et sont appliqués aux données vraies. Ceci permet de déterminer l'erreur x_n (III.g). Si x_n est faible, la procédure (III. g) devient une formule d'extrapolation permettant de prédire les amplitudes pour le $j^{\text{ième}}$ point après la fin du signal considéré. Cette extrapolation, bien plus complexe qu'une ligne droite ou même qu'un polynôme de faible ordre, est bien plus puissante qu'une extrapolation polynomiale simple (Press et al., 1992).

En réalité, dans la procédure employée, la formule (III.f) n'a pas été utilisée directement. En effet, la façon dont on calcule les coefficients d'autocorrélation est très influente sur les résultats obtenus par la prédiction linéaire. Dans le programme, la méthode de Burg a été utilisée. Elle est basée sur une procédure récursive qui augmente le nombre de coefficients de prédiction linéaires **d_j** par palier de un jusqu'au nombre demandé. A chaque palier, les coefficients **d_j** ainsi obtenus sont réévalués afin de minimiser le résidu $\langle x_n^2 \rangle$ dans l'équation (III. i). C'est seulement à la fin de cette procédure que l'ensemble des **d_j** ont leur vraie valeur.

Le filtre que nous utilisons étant récursif (il utilise le premier point calculé pour prédire le deuxième point et ainsi de suite), il est indispensable de vérifier la stabilité de la prédiction linéaire. La condition de stabilité est que les **d_j** aient des valeurs telles que les N solutions complexes **z** de l'équation :

$$z^N - \sum_{j=1}^N d_j z^{N-j} = 0 \quad \text{soient dans le cercle unité} \quad |z| \leq 1 \quad \text{avec} \quad z = e^{2\pi i(f\Delta)}$$

($f\Delta$)  tant la fréquence de Nyquist.

Il n'y a aucune certitude que les coefficients d_j calculés à partir de la formule (III.h) aient cette propriété. En effet, une partie des solutions Z sont en dehors du cercle si la série à analyser est finie. Aussi, doit-on remettre les solutions **dans** le cercle ou **sur** le cercle unité.  tant donné que le signal est amorti, il convient de transformer Z_i en $1/Z_i^*$, permettant ainsi de préserver les amplitudes de la prédiction (Press et al., 1992). A partir de ces nouvelles solutions, Z_i^* , les coefficients de prédiction linéaire d_j sont recalculés.

5. 4. 1. Choix du nombre de coefficients de prédiction

Dans cette procédure, le choix du nombre de coefficients de prédiction **nLP** est très important. En fait, il exprime le nombre de points que l'on utilise (zone d'entraînement) pour calculer les points à prédire à partir du filtre prédictif. Les LP étant déduits des coefficients d'autocorrélation (CA), la condition de base est que **nLP < CA + 1 - nfut** (nfut étant le nombre de points à prédire).

Press et al. (1992) qualifient ce nombre de **magique**. Ils conseillent d'utiliser la plus faible valeur **qui fonctionne pour l'étude** car à partir de 40, la procédure de vérification des LP est sensible aux erreurs cr ees par les approximations numériques. Si plus de 40 coefficients de prédiction sont nécessaires, il faut effectuer les calculs en double précision.

Nous avons effectué les calculs pour **nLP** variant de **nfut**   40. Nous avons choisi **nLP** comme étant la plus faible valeur à partir de laquelle les solutions restent stables si l'on augmente **nLP**. Avant de conserver la solution, une vérification est apportée au signal. Le nombre de points pris en compte à la fin du signal pour calculer les points à prédire doit caractériser une partie importante du signal. Afin de garantir une bonne solution, on prend au minimum **nLP**  gal à la période propre de l'instrument de mesure. Les meilleurs résultats correspondent à **nLP**  gal à 2 à 3 fois la période propre (en ayant échantillonné les données à 1 seconde). L'évolution de la stabilité du résultat est très nette entre une fois et deux fois la période propre de l'instrument (figure III.12). De même, brutalement, pour nLP égal à 40 (en général dès 36), le résultat devient aberrant et instable.

application du filtre prédictif linéaire dans le sens décroissant du temps

Exemple appliqué aux données de Göttingen du 23 juillet 1905, composante EW

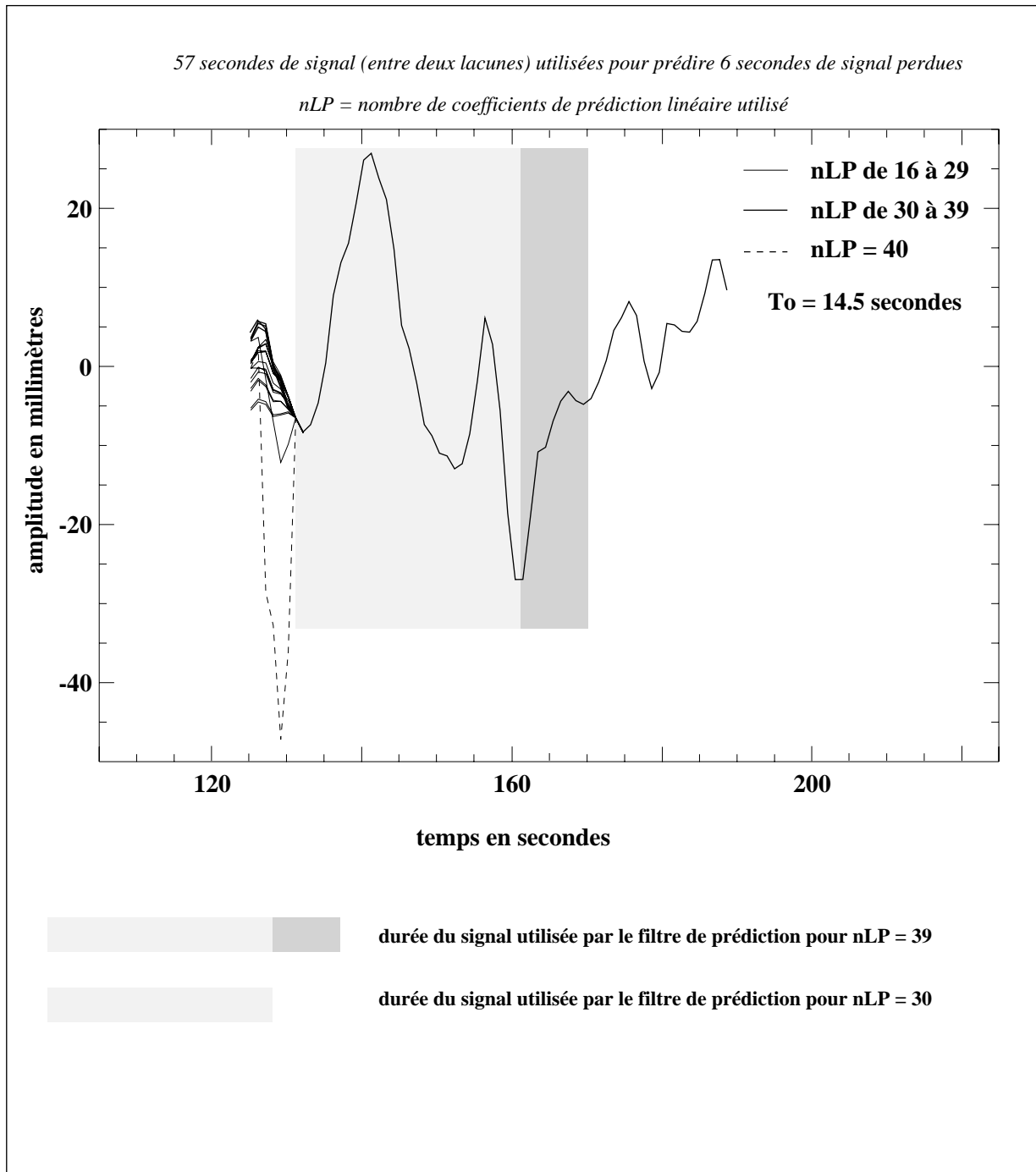


Figure III.12

5. 4. 2. Longueur du signal utilisé pour le calcul des coefficients d'autocorrélation

Les valeurs des coefficients d'autocorrélation sont fonction de la longueur du signal pris en compte pour les calculer (III.g). Cette longueur influe ainsi sur les valeurs des LP (III.h) et donc sur le filtre de prédiction (III.g). Aussi, il est nécessaire de raisonner en fonction du signal à corriger. Dans notre cas, nous cherchons à combler des lacunes toutes les minutes dans l'enregistrement des ondes de volume. La durée de ces ondes étant limitée, la longueur du signal utilisée dans le filtre prédictif doit être limitée de la même sorte, afin de ne pas *polluer* les calculs par la coda de l'onde précédente ou par des arrivées multiples près de l'arrivée des ondes concernées. Si cette précaution n'était pas prise, l'hypothèse de stabilité du signal, utilisée dans la procédure du filtre de prédiction, ne serait plus assurée. Malgré ces précautions, les arrivées multiples dues à une source complexe ou longue peuvent perturber l'hypothèse de la stabilité. Le séisme de Bolnaï, avec ses 375 km de rupture en surface, peut poser ce type de problème. On effectue dans ce cas l'hypothèse que le signal considéré pour la prédiction, qui ne représente qu'une partie du signal de l'onde à traiter, est stationnaire. Si cette hypothèse est fautive, que nous en soyons conscients ou non, la prédiction du signal sera peu fiable, mais cohérente au signal avant et après la lacune.

On applique le filtre prédictif dans le sens croissant du temps avant la lacune et la même procédure dans le sens décroissant du temps à partir du signal après la lacune en utilisant le principe de causalité. On obtient dans ce cas deux valeurs (x_1, x_2) pour chaque point prédit avec son écart-type (σ_1, σ_2) calculé à partir de (III.i). La valeur finale en chaque point prédit est calculée par la moyenne pondérée
$$\frac{\sigma_2 x_1 + \sigma_1 x_2}{\sigma_1 + \sigma_2} \quad (\text{voir figure III.11})$$

Le cas extrême est l'arrivée de l'onde au cours du marquage de la minute. Dans ce cas, la partie de son oscillation enregistrée après la lacune sera utilisée pour estimer le signal perdu. Cette arrivée sera ainsi visible dans la lacune ce qui aurait été impossible si le filtre n'avait été appliqué que dans un sens. Dans ce cas on ne pourra se fier, dans cette zone, ni au temps de l'arrivée ni à son amplitude. Il sera uniquement possible d'en déduire qu'une arrivée existe dans la lacune dont la forme est proche de celle prédite. Le mot **prédiction** prend ici tout son sens. Il faut refuser, dans une telle zone de prédiction, toute interprétation venant uniquement de cette partie du signal.

5. 5. Prédiction des lacunes appliquée aux sismogrammes des séismes des 9 et 23 juillet 1905

Replaçons-nous dans le cas des données de 1905. Nous avons corrigé les données originales des déformations induites par la géométrie de l'enregistreur et nous avons donné une formulation des fonctions de transfert. A présent, nous appliquons le filtre prédictif décrit ci-dessus pour reconstruire le signal perdu lors du marquage de la minute (figure III.11). Le désavantage de ne

posséder que quelques sismogrammes provenant de stations dont la répartition spatiale est faible devient ici un atout important. En effet, les stations de Jena et Göttingen sont très proches l'une de l'autre et ont une distance épacentrale qui ne varie que de 56 km pour un azimut épacentre-station quasi identique (environs $1,4^\circ$ de différence). La forme des ondes de volumes étant conservée le long de leur trajet, il nous est possible de comparer directement les enregistrements sur les composantes NS et EW de ces deux stations. De plus, les marquages des minutes ont eu lieu à des endroits différents dans la forme des ondes de volume, du fait des différentes distances épacentrales et d'horloges décalées par rapport à l'heure universelle (TU). La qualité de la procédure peut être vérifiée en comparant le signal prédit à une station par rapport au signal enregistré à l'autre. Cette comparaison entre Jena et Göttingen peut être étendue de façon approchée entre les quatre stations utilisées (Jena, Göttingen, Strasbourg et Uppsala) grâce à une variation de l'azimut épacentre-station inférieur à 9° .

5. 5. 1. Résultats du filtre prédictif appliqué aux sismogrammes du 23 juillet 1905.

a. Ondes de volume S

Göttingen

Les résultats du filtre prédictif appliqué aux deux lacunes contenues dans la forme de l'onde **S** sont fortement corrélés au signal enregistré à Jena. Ils sont particulièrement de bonne qualité pour la première lacune (figure III.13) qui n'est précédée que de 25 secondes de signal (équivalent à deux fois la période propre de l'instrument), durée qui a été utilisée en totalité pour le calcul des coefficients d'autocorrélation. Les 57 secondes qui séparent cette lacune de la suivante ont été utilisées pour la prédiction dans le sens décroissant du temps (figure III.12).

Uppsala

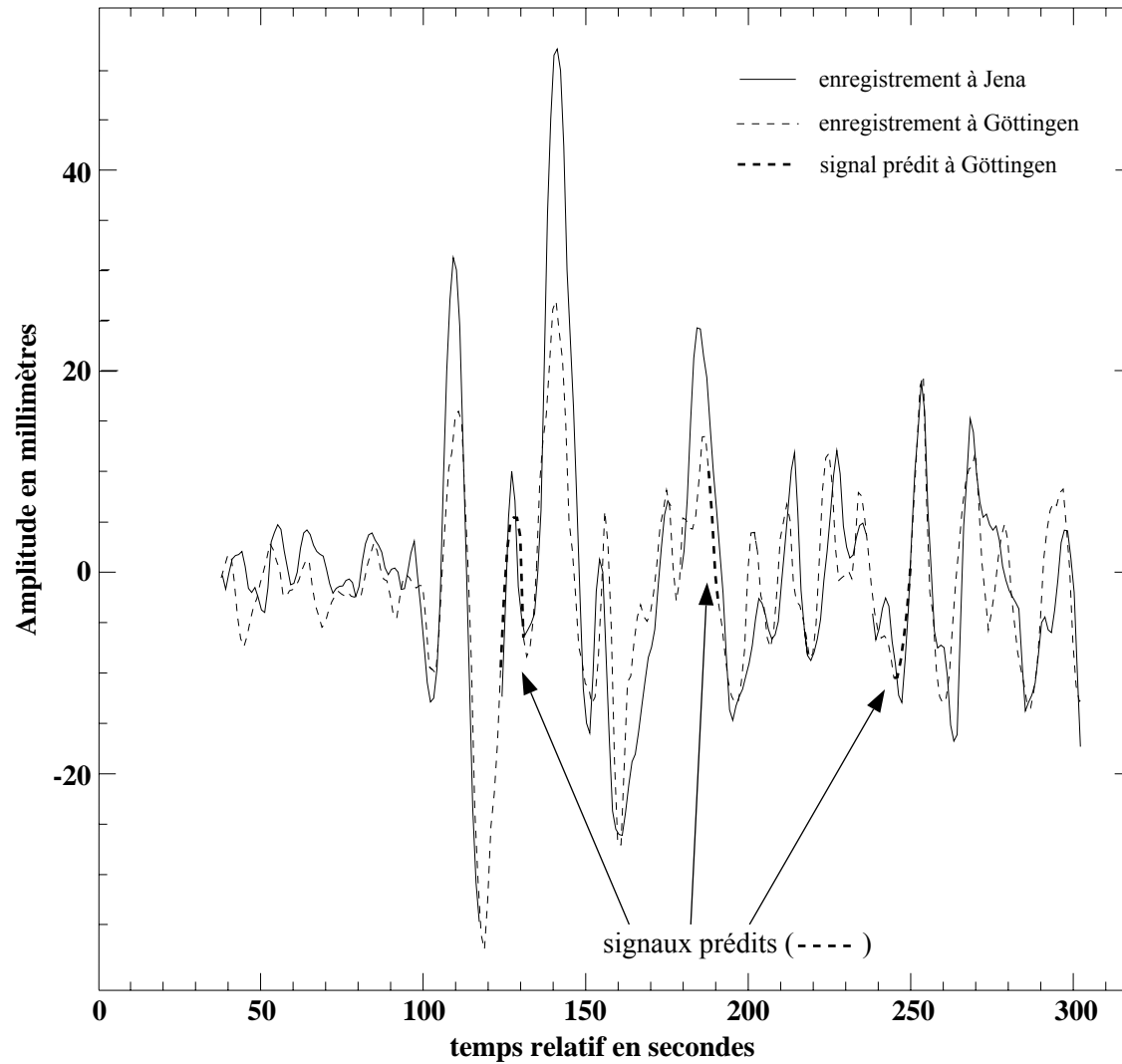
La prédiction du signal dans les lacunes des données d'Uppsala, comparée à l'enregistrement de Göttingen, est de bonne qualité. La première lacune est ici précédée de plus de 30 secondes correspondant à trois fois la période propre de l'instrument.

Jena

Pour les données enregistrées à Jena, les résultats obtenus pour les deuxième et troisième lacunes sont satisfaisants en comparaison avec le signal de Göttingen. Cependant, on se trouve devant une difficulté pour la première lacune. Celle-ci n'est précédée que de 17 secondes de signal limitant la qualité des coefficients d'autocorrélation et par la même occasion la qualité des coefficients de prédiction linéaire et donc la qualité de la prédiction. De plus, en comparant la zone de la lacune avec le signal enregistré à Göttingen, le signal perdu correspond à une oscillation de forte amplitude. Les premiers tests, en appliquant le filtre dans le sens croissant du temps,

Vérification de la qualité des filtres prédictifs linéaires

comparaison entre les résultats des filtres prédictifs, appliqués aux données de Göttingen, et les enregistrements de Jena



avant comparaison, l'enregistrement de Jena a été déconvolué de sa fonction de transfert et reconvolué par celle de Göttingen

Figure III.13

donnaient des résultats de très faibles amplitudes. Même lorsqu'il était combiné au résultat obtenu dans le sens décroissant du temps, les amplitudes restaient très en dessous de celles escomptées. Afin de pallier à ce problème, directement lié à la durée restreinte du signal utilisable pour la détermination des différents coefficients, nous avons appliqué un filtre prédictif à partir du signal avant la lacune en utilisant les coefficients obtenus à partir du signal après la lacune. Bien que cette procédure ait permis d'améliorer fortement le résultat, les amplitudes obtenues restent encore fortement en dessous de celles attendues (figure III.14). Il faut noter que l'utilisation des coefficients calculés à partir du signal après la lacune, et utilisé sur le signal avant la lacune, demande une stabilité sur toute la période regroupant le signal avant et après la lacune, ce qui n'est absolument pas garanti. Il est, en réalité, difficile de comparer l'amplitude exacte à une station par rapport à une autre (atténuation locale, périodes propres de l'instrument différentes . . .) mais le rapport doit être le même pour le signal perdu que pour le signal enregistré. Donc, dans le cas de la première lacune, on se trouve à la limite de la résolution de la procédure du filtre prédictif.

La comparaison des formes d'ondes **S** pour les stations utilisées permet de voir la correspondance entre les zones prédites et les signaux enregistrés et ceci grâce au décalage des lacunes par rapport au signal (figure III.14bis).

b. Ondes de volume P

Les données de Göttingen n'ont pas pu être utilisées du fait d'une composante illisible due à l'usure de l'original.

Pour Jena, (figure III.15) la première lacune est placée exactement au début du signal qui est caractérisé par une émergence. Sa durée est de trois secondes. Elle est prédite par de faibles amplitudes cohérentes avec le signal enregistré à Uppsala. Le signal prédit pour la deuxième lacune est plus difficilement comparable aux signaux d'Uppsala car ceux-ci deviennent très faibles, par contre, leurs formes restent cohérentes.

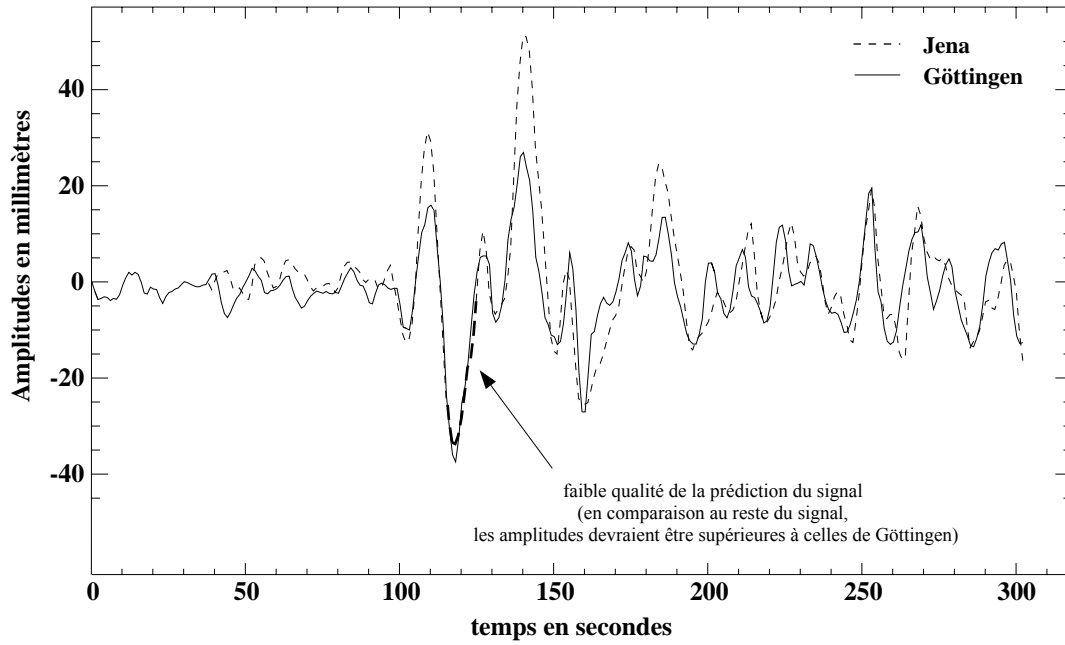
Pour la station d'Uppsala, les similitudes sont moins évidentes. Le signal prédit dans la première lacune montre une bonne corrélation avec l'enregistrement de Jena mais avec un léger retard. Celui-ci n'est pas associé à la procédure de prédiction car il existe aussi après la lacune. Sur la composante NS, le résultat dans la deuxième lacune est différent du sismogramme de Jena. En fait, elle est dans une zone (partie finale du signal) où la comparaison entre les deux stations n'est plus possible.

A partir des exemples dont nous disposons, il semble qu'une longueur du signal de deux à trois fois la période propre est nécessaire pour obtenir de bons résultats par la procédure de filtre

Comparaison des formes d'onde "S" du 23 Juillet 1905 enregistrées aux stations de Jena et Göttingen après utilisation du filtre prédictif pour combler la première lacune à Jena

Les signaux de Jena ont été déconvolués par leur fonctions de transfert et reconvoqués par la fonction de transfert de Göttingen

Composantes EW



Composantes NS

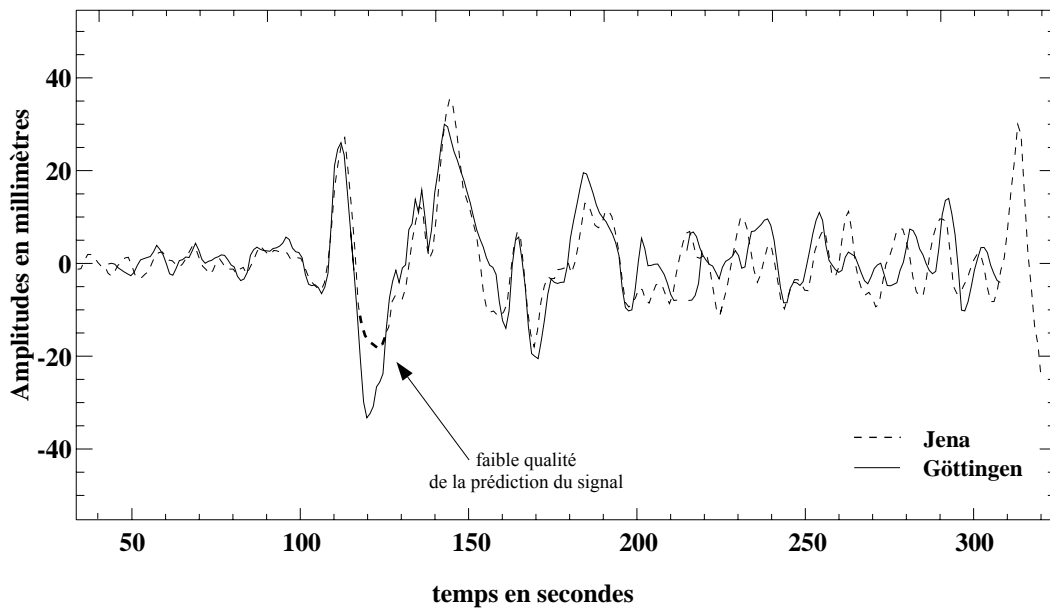
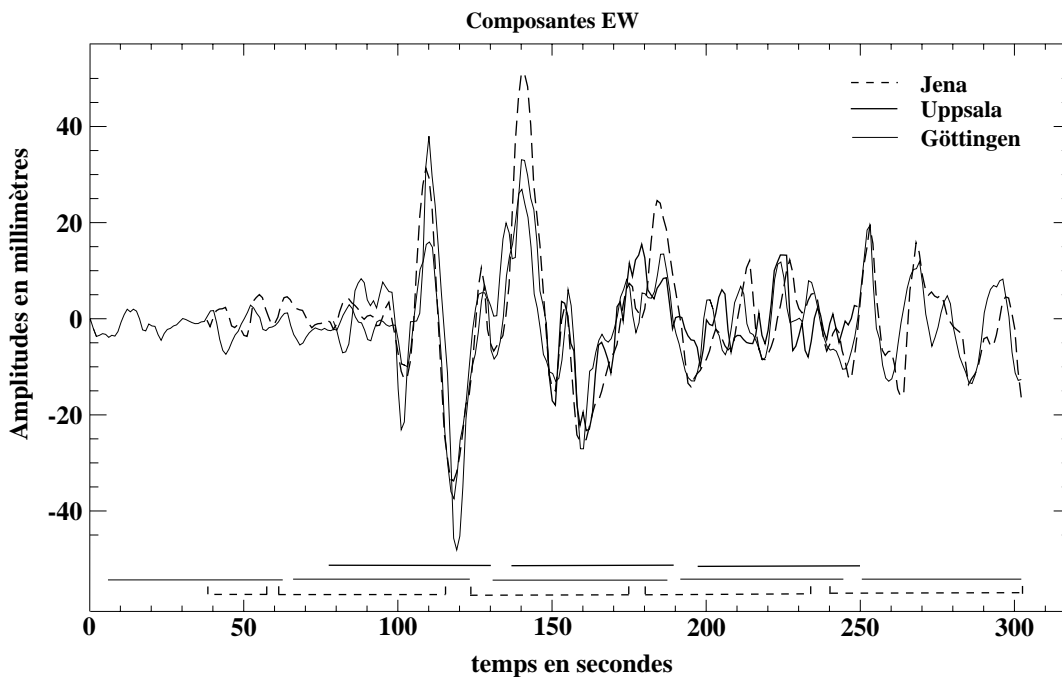


Figure III.14

Comparaison des formes d'onde "S" du 23 Juillet 1905 enregistrées aux stations de Jena, Uppsala et Göttingen après que l'ensemble des corrections (géométriques et signaux perdus) ont été effectuées

Les signaux de Jena et Uppsala ont été déconvolués par leur fonctions de transfert respectives et reconvolués par la fonction de transfert de Göttingen



Localisation des lacunes pour le signal considéré

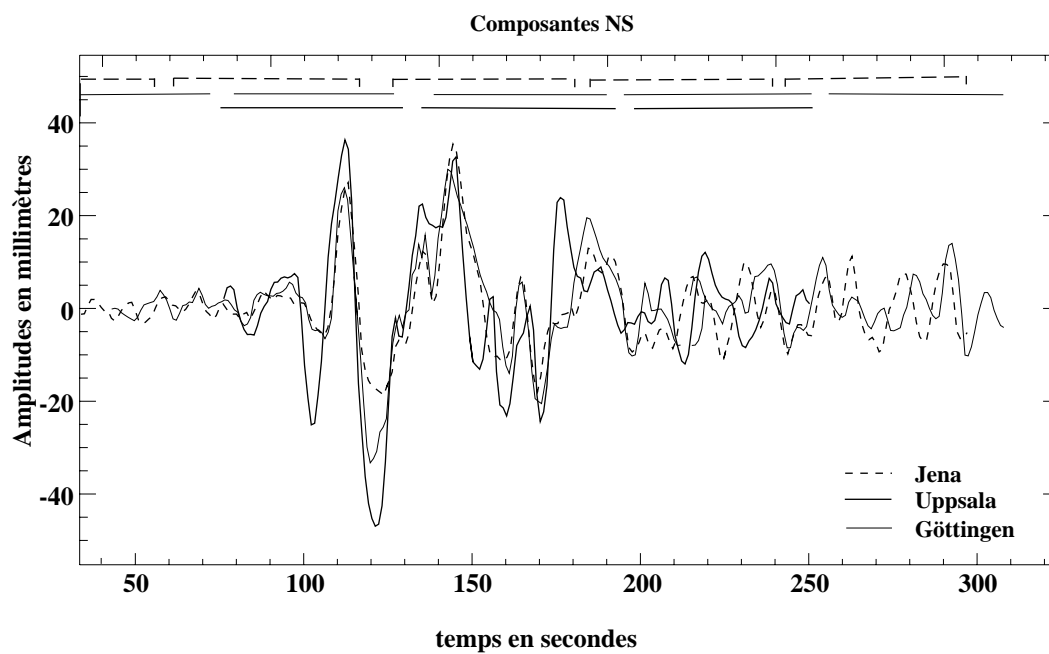
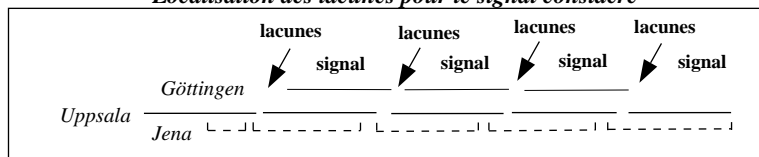


Figure III.14 bis

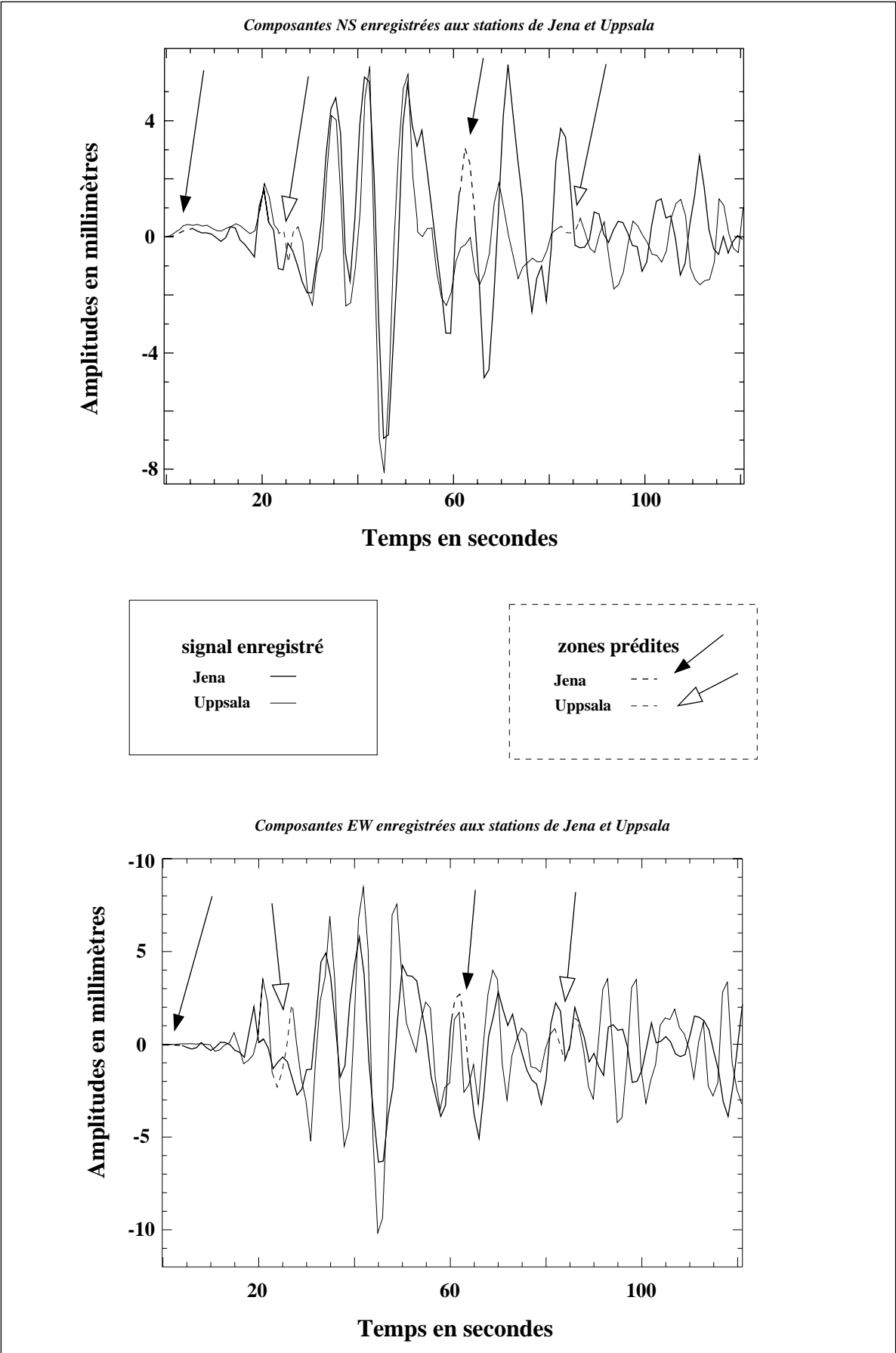


Figure III.15

prédictif linéaire. Il est à noter que la période dominante du signal est d'environ la période propre des instruments (10 à 20 secondes).

En d'autres termes, il semble que le nombre de coefficients de prédiction à utiliser dans la procédure est le maximum entre

2 à 3 fois la période propre multipliée par la fréquence d'échantillonnage

ou

2 à 3 fois la période dominante du signal multipliée par la fréquence d'échantillonnage

5. 5. 2. Résultats du filtre prédictif appliqué aux sismogrammes du 9 juillet 1905.

Pour les données du 9 juillet 1905, la procédure a été appliquée aux données de Göttingen, Uppsala et Strasbourg. Le séisme n'ayant pas été enregistré à Jena pour des raisons mécaniques (fonctionnement intermittent de la plume ou détérioration du papier), il n'a pas été possible de comparer de façon détaillée les résultats du filtre pour Göttingen comme dans le cas du 23 juillet. Néanmoins, les formes d'ondes étant très proches pour Göttingen et Uppsala, leur comparaison devrait permettre d'écarter une solution aberrante.

a. Ondes de volume S

Göttingen

Les amplitudes des points prédits à Göttingen sont comparables aux amplitudes enregistrées à Uppsala (figure III.16). Les lacunes sont de faible durée, la plus longue correspondant à 3 points d'échantillonnage. Chacune est précédée au minimum par 30 secondes de signal. Tous ces critères autorisent une forte confiance dans le signal obtenu.

Uppsala

A la station d'Uppsala, on se trouve dans le cas le plus défavorable. En effet, la première lacune est exactement au niveau de la première arrivée de l'onde **S** (figure III.16). Dans ce cas, il n'est pas possible d'effectuer un filtre prédictif dans le sens croissant du temps. La qualité de la prédiction finale, obtenue uniquement à partir du filtre prédictif linéaire appliqué dans le sens décroissant du temps, est réduite. Les signaux d'Uppsala et Göttingen sont fortement corrélés sur l'ensemble du sismogramme de l'onde **S**, sauf dans la zone de prédiction de la première lacune d'Uppsala. Nous gardons néanmoins la donnée d'Uppsala tout en tenant compte qu'il existe une forte probabilité que le début du signal soit entaché d'une importante erreur.

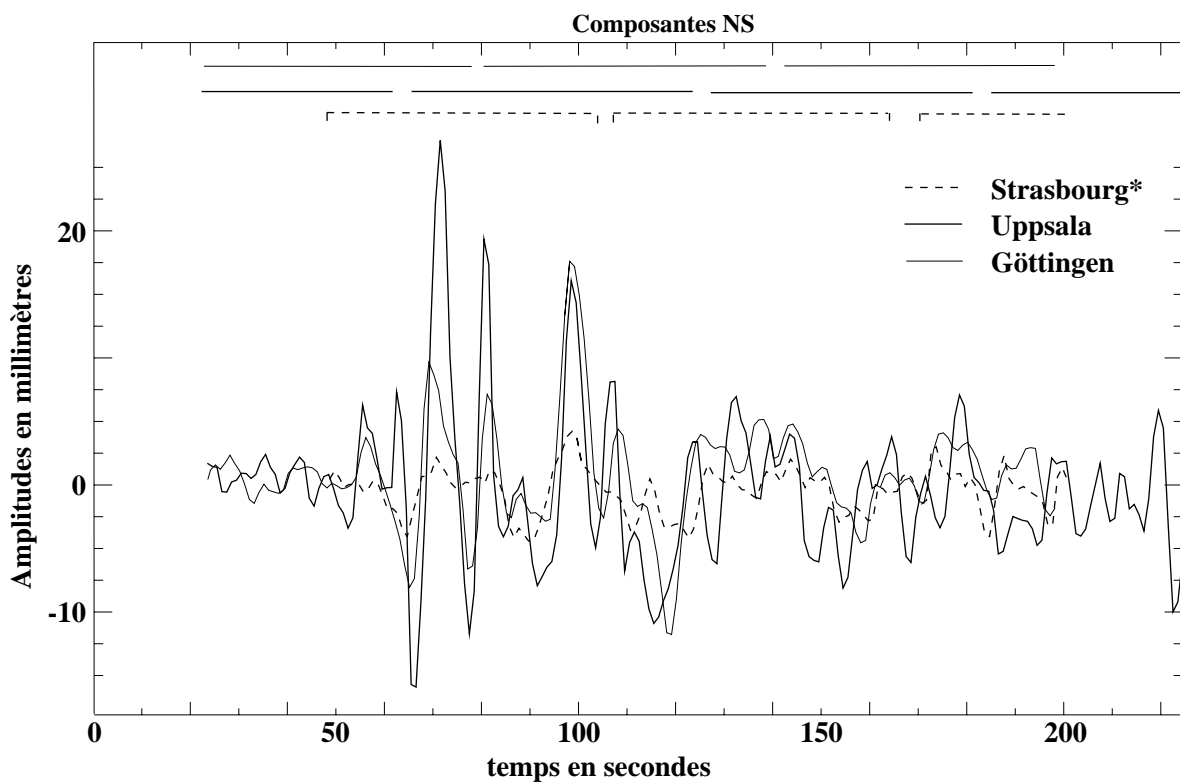
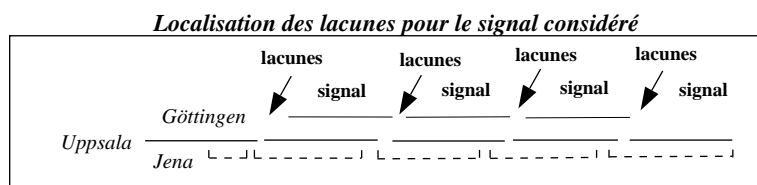
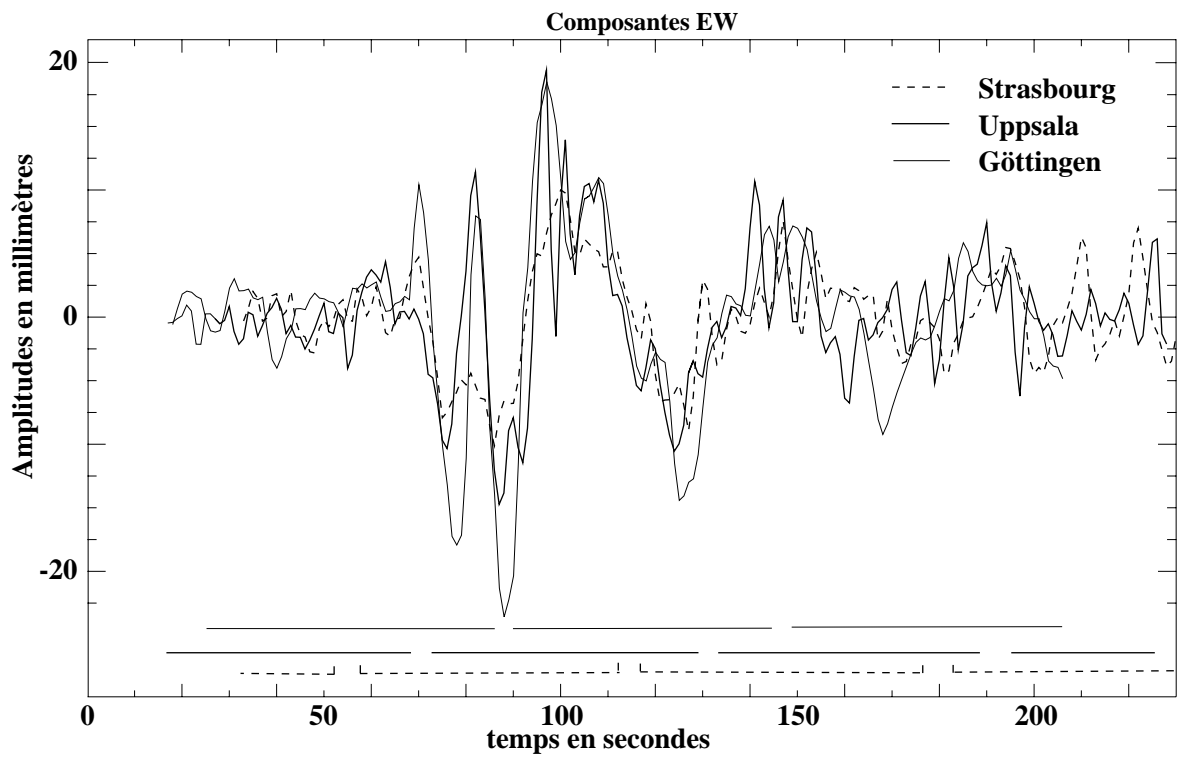
Strasbourg

Le signal obtenu à la station de Strasbourg appelle d'autres remarques. Ses amplitudes sont faibles (figure III.16), elles ne dépassent pas ± 6 mm alors qu'elles sont d'environ ± 30 mm aux autres stations. Cette différence est encore accentuée si l'on tient compte du fait que l'amplification mécanique à la station de Strasbourg est la plus forte. La forte valeur du frottement solide **r** à Strasbourg peut en être responsable. Les importants arrondis au niveau des crêtes des oscillations et les faibles amplitudes renforcent nos soupçons.

Néanmoins, le signal a été rendu continu en utilisant la procédure du filtre prédictif linéaire. Aucune aberration marquante n'a été décelée mais la comparaison entre le signal enregistré à Strasbourg et celui des autres stations est délicat. Il nous paraît néanmoins hasardeux de tenter de corriger ces problèmes et nous donnerons, au cours de l'inversion, un poids nul à cette donnée qui sera toutefois comparée au sismogramme synthétique calculé pour la station de Strasbourg.

Göttingen après que l'ensemble des corrections (géométriques et signaux perdus) ont été effectuées

Les signaux de Strasbourg et Uppsala ont été déconvolués par leur fonctions de transfert respectives et reconvolués par la fonction de transfert de Göttingen



** Les polarités de Strasbourg ont été inversées pour faciliter la comparaison*

Figure III.16

b. Ondes de volume P

L'onde P est illisible sur les enregistrements de la station de Göttingen à cause d'une détérioration de l'original. L'enregistrement de l'onde P à la station de Strasbourg montre des amplitudes très faibles du signal, lequel est suivi par une longue série d'oscillations de même taille. Il nous a paru très aléatoire d'inclure cette donnée du fait de l'allure du signal et d'un frottement solide important pour l'instrument. La faible corrélation entre les ondes S enregistrées à Strasbourg et aux autres stations ne fait qu'augmenter nos doutes sur les ondes P .

Les données de la station d'Uppsala étant les seules disponibles, aucun jugement de qualité par comparaison n'est possible. Cependant, la première lacune est à la fin des plus fortes oscillations du signal permettant d'utiliser avec beaucoup de confiance cette donnée.

5. 6. Conclusion:

Le but du travail décrit dans ces deux chapitres est de corriger l'ensemble des perturbations créées par le sismographe Wiechert.

Première perturbation, l'instrument lui-même. On connaît sa fonction de transfert si l'on néglige l'effet non linéaire du frottement solide. Très variable, celui-ci induit une réduction du signal qui est faible dans la plupart des cas mais qui ne doit pas être ignorée.

La deuxième perturbation concerne la géométrie de l'enregistreur. Bien connue dans le cas du sismographe Wiechert, il peut être bien corrigé sauf pour la valeur b du décalage du bras par rapport à la ligne de base. Celle-ci est différente pour chaque enregistrement et dans certains cas varie au cours d'un même enregistrement. On peut néanmoins, sous réserve de certaines précautions, obtenir une bonne estimation de ce décalage.

La troisième perturbation concerne la perte de signal, le pire que l'on puisse imaginer. En utilisant la procédure du filtre prédictif linéaire, appliqué de part et d'autre de la lacune, on peut approcher la forme de l'onde perdue si le signal qui entoure la perte de signal est de deux à trois fois la période propre de l'instrument.

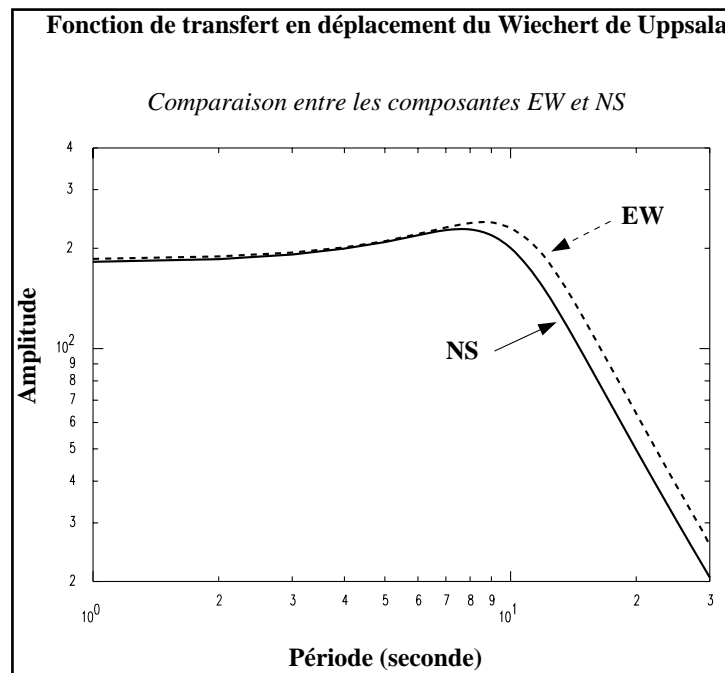
On obtient ainsi un signal corrigé. En comparant les stations entre elles, ce qui est possible si leur variation azimutale est réduite, on observe une bonne corrélation des résultats bien que les données aient été corrigées indépendamment. En écartant les données comportant des **défauts**

difficiles à corriger, on se retrouve finalement avec deux stations pour chacun des séismes de 1905, les stations de Göttingen et d'Uppsala. On peut ajouter la station de Jena qui ne pose problème que dans la zone de la première lacune et plus hypothétiquement, la station de Strasbourg.

6. Récupération de S_v , S_h et P à partir de deux composantes horizontales.

Nous possédons les ondes P et S enregistrées sur les composantes NS et EW pour les séismes du 9 et 23 juillet 1905.

En réalité, notre repère n'est pas normé, chacune de nos deux composantes horizontales ayant une fonction de transfert différente (figure III.17). On corrige ceci en déconvoluant la composante qui a le facteur d'amplification le plus faible par sa fonction de transfert (transformées en **pôles et zéros**) et en la reconvoluant par celle de l'autre composante. Le frottement solide ne peut être pris en compte, mais il est indispensable de s'assurer qu'il a un effet comparable pour les deux composantes. Dans notre cas, les différences sont faibles (tableaux III.1 et III.2) et peuvent être considérées négligeables.

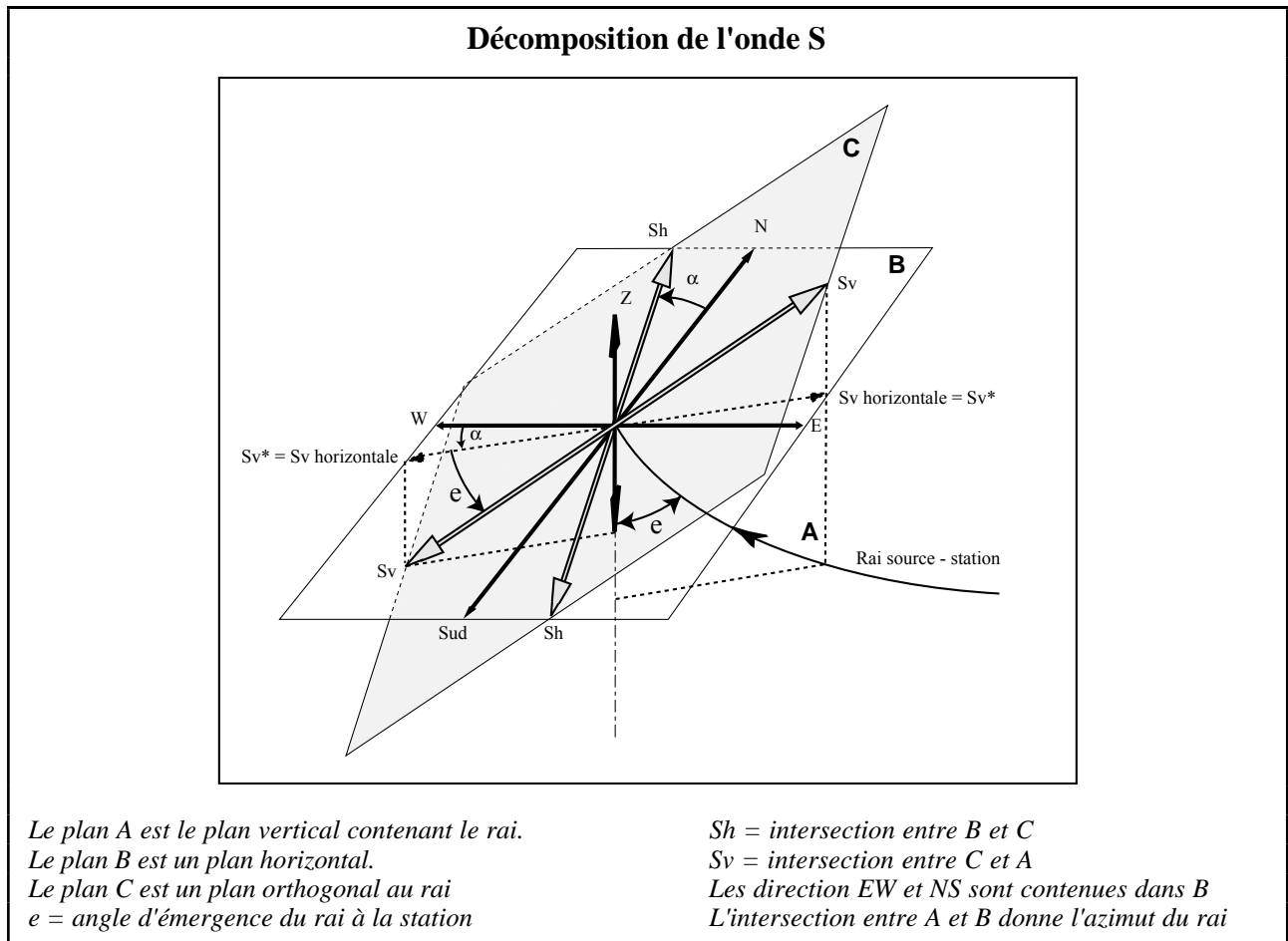


(Figure III.17)

Le calcul des sismogrammes synthétiques est effectué dans le repère P, S_v et S_h qui est obtenu par rotation du repère NS-EW-Z. La composante verticale étant absente à cette époque, nous devons estimer sa valeur à partir des orientations des ondes de volume. L'onde P est dirigée suivant le rai et l'onde S est dans le plan orthogonal (S_v , S_h).

6. 1. Ondes S décomposée en Sv et Sh

Nous effectuons une première rotation afin d'obtenir les composantes radiales (direction épïcentre vers la station) et transversales correspondant respectivement à la projection de **Sv** dans le plan NS-EW (que l'on appellera **Sv***) et à la **Sh**. La composante **Sv vraie**, contenue dans le plan **Sv*-Z**, fait avec la verticale un angle **e** qui correspond à l'angle d'émergence à la station considérée (figure III.18). Nous utilisons les valeurs des angles **e** calculées à partir du modèle IASPEI91 (Kennett, 1991) pour obtenir les amplitudes de la **Sv** à partir de la **Sv***.



(Figure III.18)

Ces rotations supposent que les modèles rendent bien compte des angles d'émergence et que pendant la période du signal que nous désirons modéliser, il n'existe que des ondes de volume ayant des angles d'émergence très voisins. Cette vérification a été effectuée en utilisant des temps de parcours du modèle IASPEI91. Les arrivées dans la fenêtre utilisée (140 à 150 secondes) sont les ondes S/pS/sS/SPn/PnS qui ont toutes, pour une station donnée, un angle d'émergence très voisin (différence inférieure à 0,5 degrés). Les autres arrivées pendant cette période (PKiKP / pPKiKP / sPKiKP) ont un angle d'émergence quasi vertical et sont ainsi presque invisibles à nos deux composantes horizontales.

On observe, les 23 juillet 1905 (à Göttingen et à Strasbourg) et 9 juillet 1905 (à Strasbourg), une onde **ScS** qui arrive au delà de 130 secondes après la **S** avec un angle d'émergence deux fois plus faible. Cette onde sera artificiellement augmentée mais son trajet, très supérieur aux autres arrivées, réduit son influence dans le signal. Ainsi, pour une durée du signal de 150 secondes (durée maxi que nous utilisons dans l'inversion), l'emploi d'un angle d'émergence unique est acceptable pour les 9 et 23 juillet 1905.

Nous obtenons à présent les composantes **Sv** et **Sh** qui seront directement utilisées dans l'inversion de la forme d'onde.

6. 2. Onde **P**

Le même principe est utilisé pour obtenir l'onde **P** suivant sa direction de polarisation (trajet de l'onde) à partir de sa projection sur le plan **NS-EW**. Après la rotation des composantes **EW** et **NS** en radiale (onde **P** projeté sur le plan horizontal) et transversale, on obtient, en connaissant l'angle d'émergence, l'onde **P** (figure III.18. bis).

Des erreurs peuvent provenir d'une telle manipulation s'il existe des conversions **P - Sv** près de la station. En effet, leur combinaison modifie les amplitudes et la forme d'onde de la **P horizontale** et fausse notre calcul de la **P**. C'est la structure sous la station qui indique les possibilités de conversions.

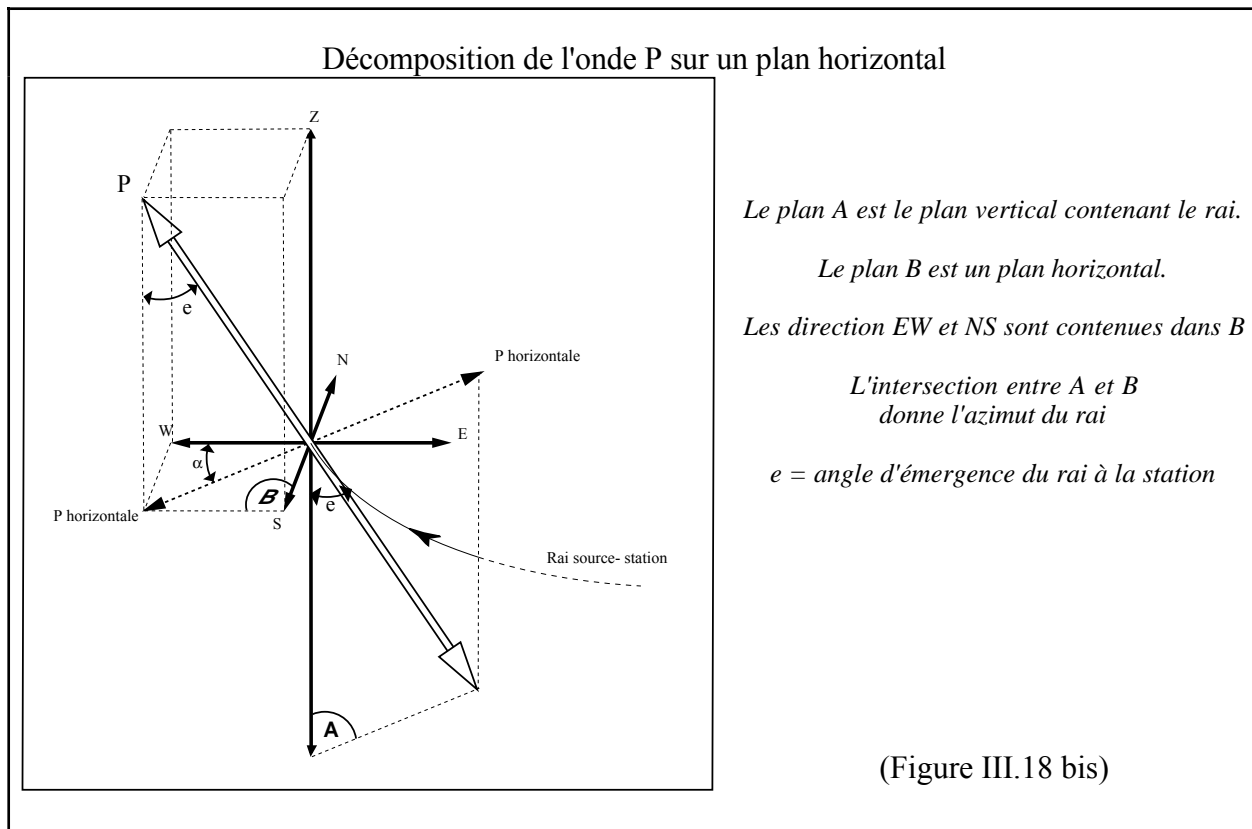


Figure III.19

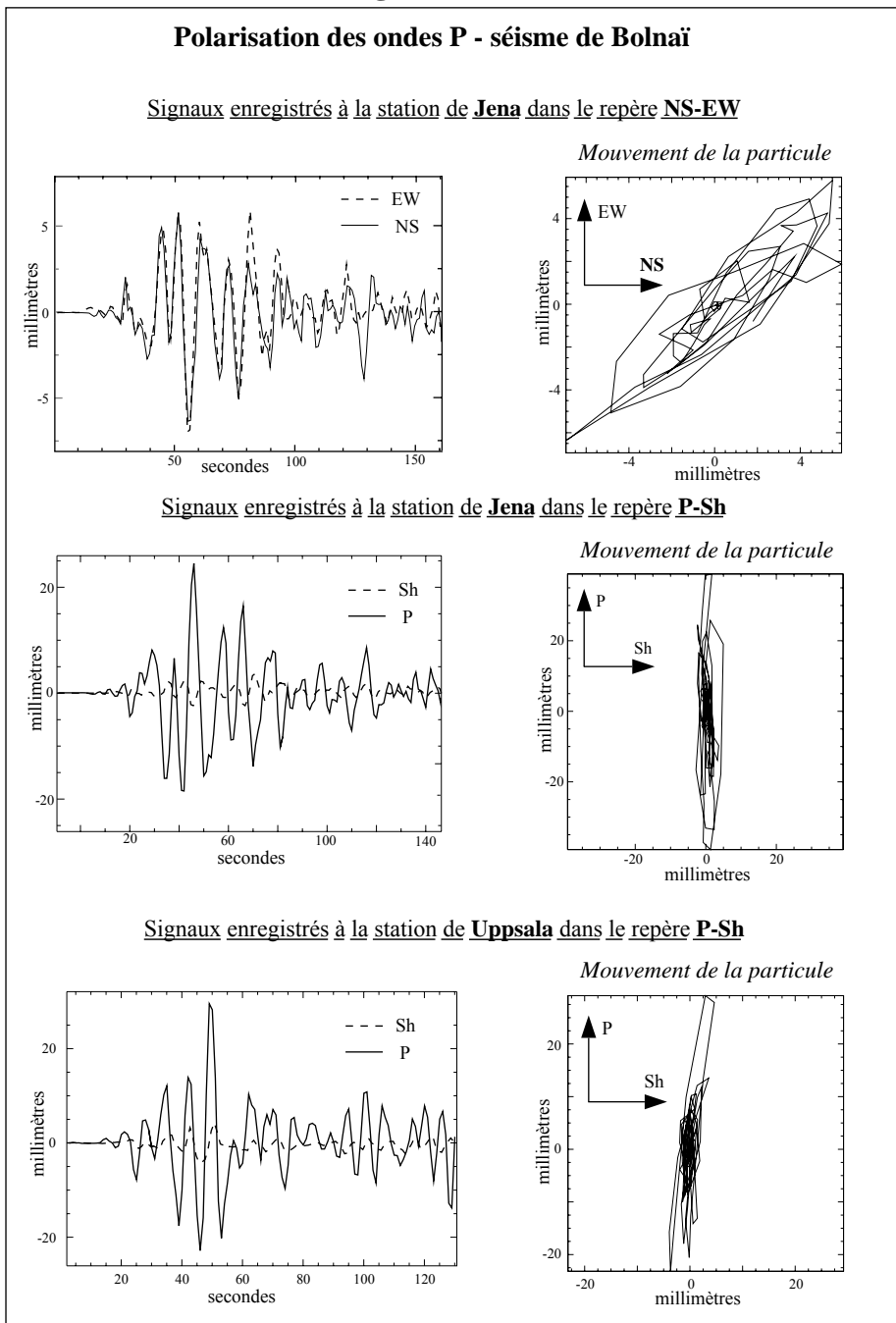
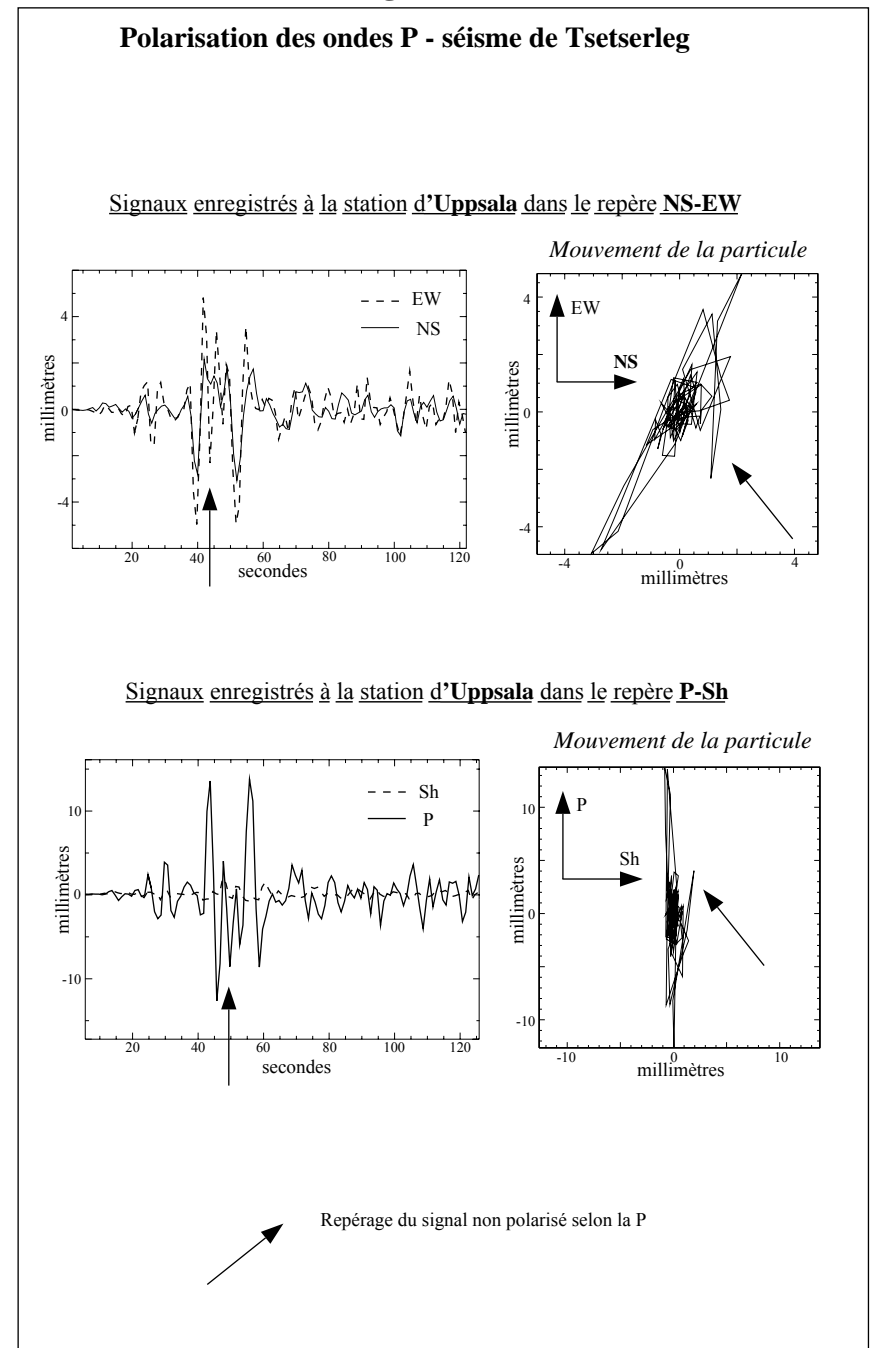


Figure III.19 bis



Le mouvement des particules des ondes **P** dans le plan **P-Sh** montre la correspondance entre la polarisation de l'onde **P** et la direction du trajet de l'onde. Elle contribue à la confiance que nous pouvons avoir dans les différentes corrections et recalages effectués sur les données.

Dans le cas du séisme de Bolnaï, la polarisation de l'onde **P**, observée à la station d'Uppsala, fait un petit angle par rapport à la direction du rai, causé par des oscillations visibles sur la composante Sh (figure III.19). La forme des ondes observées sur les composantes **P** et **Sh** sont en phase. Aussi, le signal sur la Sh pourrait être du, soit à une conversion très près de la station, soit à un léger couplage des composantes EW et NS sur le sismographe Wiechert horizontal, soit à un léger décalage des composantes dans le temps avant rotation. Il n'affecte que faiblement les amplitudes ce qui autorise l'utilisation de cette onde **P**.

Les signaux du séisme de Tsetserleg enregistrés à Uppsala présentent une anomalie locale plus difficile à interpréter (figure III.19bis). Son influence est cependant négligeable par rapport à l'ensemble de la forme d'onde.

La déduction, présentée ci-dessus, de l'onde **P** à partir de sa projection sur les composantes horizontales ne peut être effectuée que si les amplitudes observables sur les sismogrammes sont fortes et elle s'applique ainsi uniquement à des événements de forte magnitude.

Les sismogrammes ainsi numérisés et corrigés deviennent des données de base pour la modélisation des séismes du 9 et 23 juillet 1905.

II. Modélisation de la forme d'ondes de volume

1. Homogénéisation des données

Après que les données ont été mises au format nécessaire, elles sont toutes corrigées en amplitude pour une distance épacentrale de 40° et une amplification instrumentale de 10 000 comme le demande le programme d'inversion de Nabelek (1984).

De même, le sismogramme synthétique est convolué par la fonction de transfert de chaque instrument avant comparaison avec l'enregistrement correspondant.

2. Choix des stations dont les données sont inversées

Les conversions P-S, qui ont principalement lieu aux interfaces avec de forts contrastes type socle par rapport aux bassins sédimentaires, gênent la récupération des ondes **P** à partir de composantes horizontales. C'est une des raisons qui nous a fait rejeter l'onde P enregistrée à Strasbourg, station localisée sur le bassin sédimentaire du fossé Rhénan. Les stations d'Uppsala et Jena étaient disposées sur des granites et calcaires.

Les stations de Jena et de Göttingen sont très proches (distances de 56 km environ) aussi les formes d'ondes qui y sont enregistrées sont redondantes, bien que les périodes propres de leurs sismographes soient différentes (figure III.20). De plus, les données de Göttingen ont été mieux corrigées que celle de Jena pour la prédiction du signal perdu lors du marquage de la minute (figure III.14). Dans ces conditions, introduire les données de Jena pourrait détériorer la qualité de l'inversion envisagée. C'est pourquoi, les ondes de volume **S** enregistrées à Jena ne sont pas inversées, mais comparées visuellement aux sismogrammes synthétiques calculés à partir de l'inversion des autres signaux.

Dans le cas du séisme de Tsetserleg, les ondes **S** enregistrées à la station de Strasbourg sont très faibles en amplitudes et paraissent fortement **bruitées**. Elles seront, comme pour Jena, uniquement comparées aux sismogrammes synthétiques.

La forme des ondes de volume ne changeant pas avec la distance, les informations complémentaires proviennent de données soit obtenues à partir de stations placées à des azimuts différents par rapport à l'épicentre, soit enregistrées par des instruments ayant des périodes propres

Distribution des stations utilisées pour l'étude des séismes de Tsetserleg et Bolnai

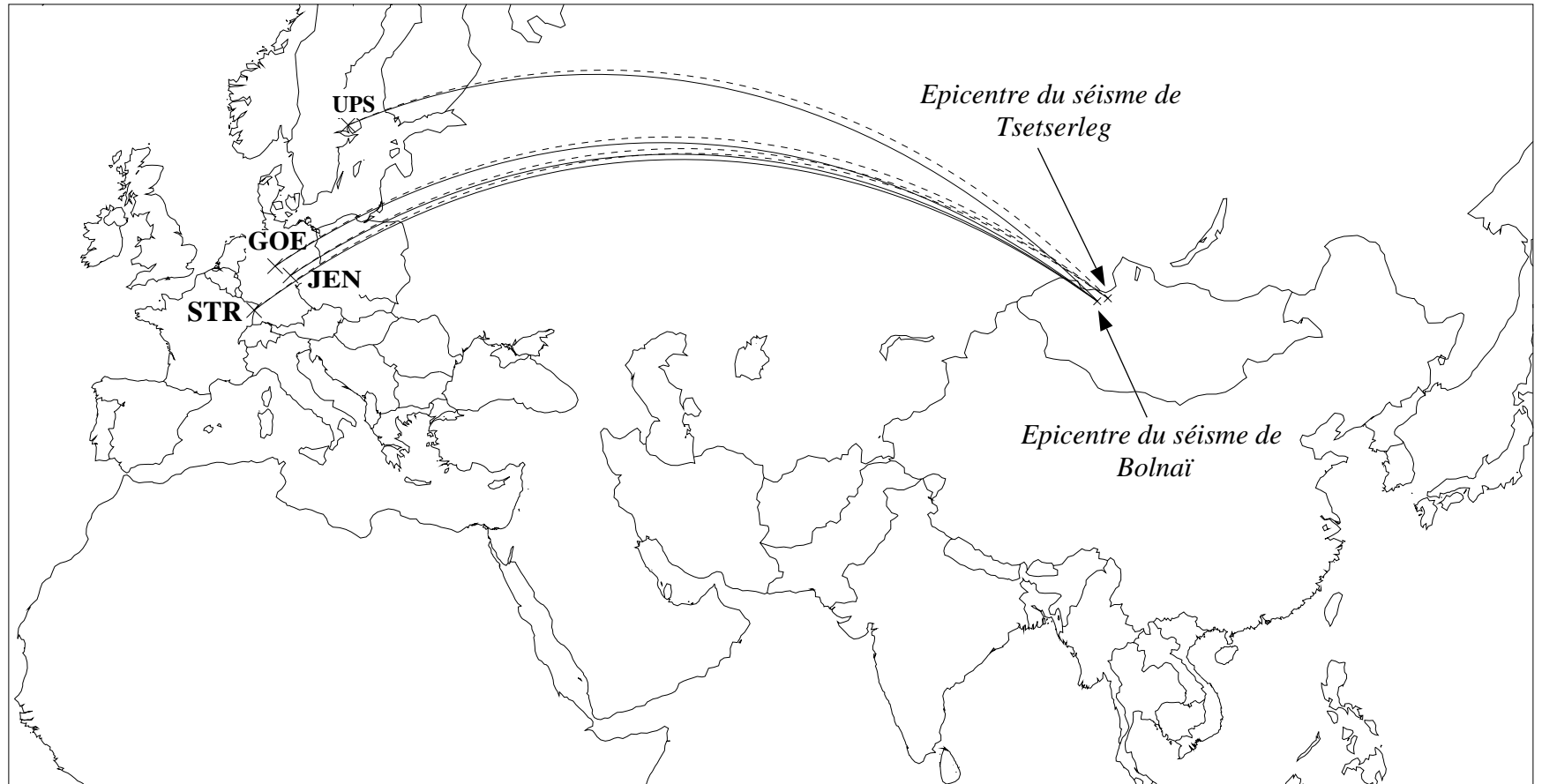


Figure III.20

----- Trajet des ondes de volume pour le séisme de Tsetserleg (9 juillet 1905)

————— Trajet des ondes de volume pour le séisme de Bolnai (23 juillet 1905)

distinctes. C'est entre les stations de Göttingen et d'Uppsala, qui constituent les meilleures données en notre possession, que ces différences sont les plus marquées (figure III.20).

3. Principes de base du programme d'inversion utilisé

La modélisation des formes d'onde demande la connaissance de tous les paramètres spatiaux et temporels de la source ainsi que des mécanismes des différents segments. Chaque inconnue devra faire l'objet d'une inversion ou à de nombreux essais. Nous ne présentons ici que les caractéristiques générales de l'inversion. Pour plus de détails, la lecture de deux travaux est fortement conseillée. D'une part, celui effectué par Nabelek (1984) et d'autre part, une application à l'étude des sources des grands séismes de la région du Caucase (Fuenzalida, 1995).

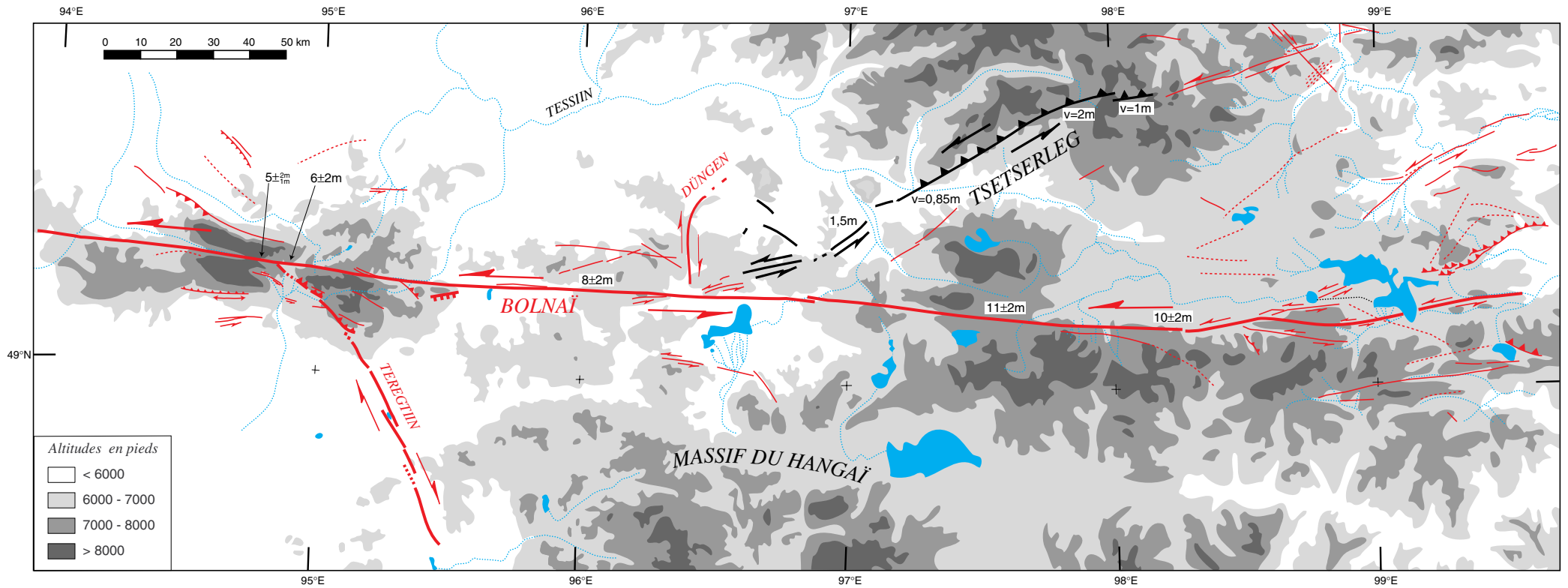
Les séismes de fortes magnitudes ne peuvent pas être décrits par une source ponctuelle (Fuenzalida, 1995). Les différents segments de faille, observables à partir des ruptures de surface, le montrent. Le programme d'inversion utilisé (Nabelek, 1984) tient compte de ces segments et de leur distribution spatiale. Il résout le problème en cherchant une solution qui minimise la somme des carrés des résidus entre les sismogrammes observés et synthétiques. Ces derniers étant une fonction non-linéaire des paramètres de la source, l'ajustement des données se fait selon un processus itératif (Nabelek, 1984).

Les paramètres utilisés dans le modèle sont : **l'azimut, le pendage et le glissement sur la faille, le moment sismique scalaire, la profondeur de la nucléation et celle du centroïde pour chaque segment, les amplitudes w_k de la fonction source et les positions relatives des différents segments.**

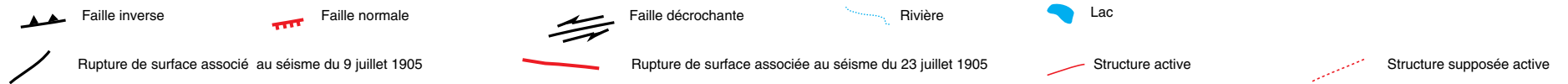
Le faible nombre de données disponibles nous oblige à fixer des valeurs **a priori**. En effet, les façons d'aborder l'inversion des paramètres de la source d'un tremblement de terre sont multiples et peuvent aboutir à des solutions différentes. Par contre, avec des **a priori** basés sur des données complémentaires (ruptures de surfaces, grands traits tectoniques régionaux, structures de la croûte et de la lithosphère, etc. . .), l'espace des paramètres inconnus et donc des solutions peut être fortement diminué. Dans la pratique, on entre des **a priori** pour tous les paramètres ce qui constitue le point de départ de l'inversion. On inverse en premier lieu les paramètres qui sont les moins contraints. Ceux, dont les **a priori** sont fondés, seront inversés en derniers afin de vérifier la stabilité de la solution proposée.

Les meilleurs résultats ont été obtenus en inversant un à deux paramètres à la fois, ce qui évite une dérive rapide vers des solutions aberrantes. Ainsi, le programme est fréquemment utilisé

Les failles actives de la région nord Hangai et les ruptures de surface associées aux séismes de 1905 (Tsetserleg et Bolnai)



La topographie est simplifiée d'après les cartes ONC 1/1.000.000 et TPC 1/500.000. Les ruptures en surface et le réseau hydrographique sont extraits des images satellitaires KOSMOS. Les ruptures et les déplacements associés au séisme de Tsetserleg sont d'après Khilko et al 1985. Les valeurs de déplacements sont d'après Baljiniam et al 1993.



(Figure III.21)

Seismes de Tsetserleg et Bolnai, 9 et 23 juillet 1905

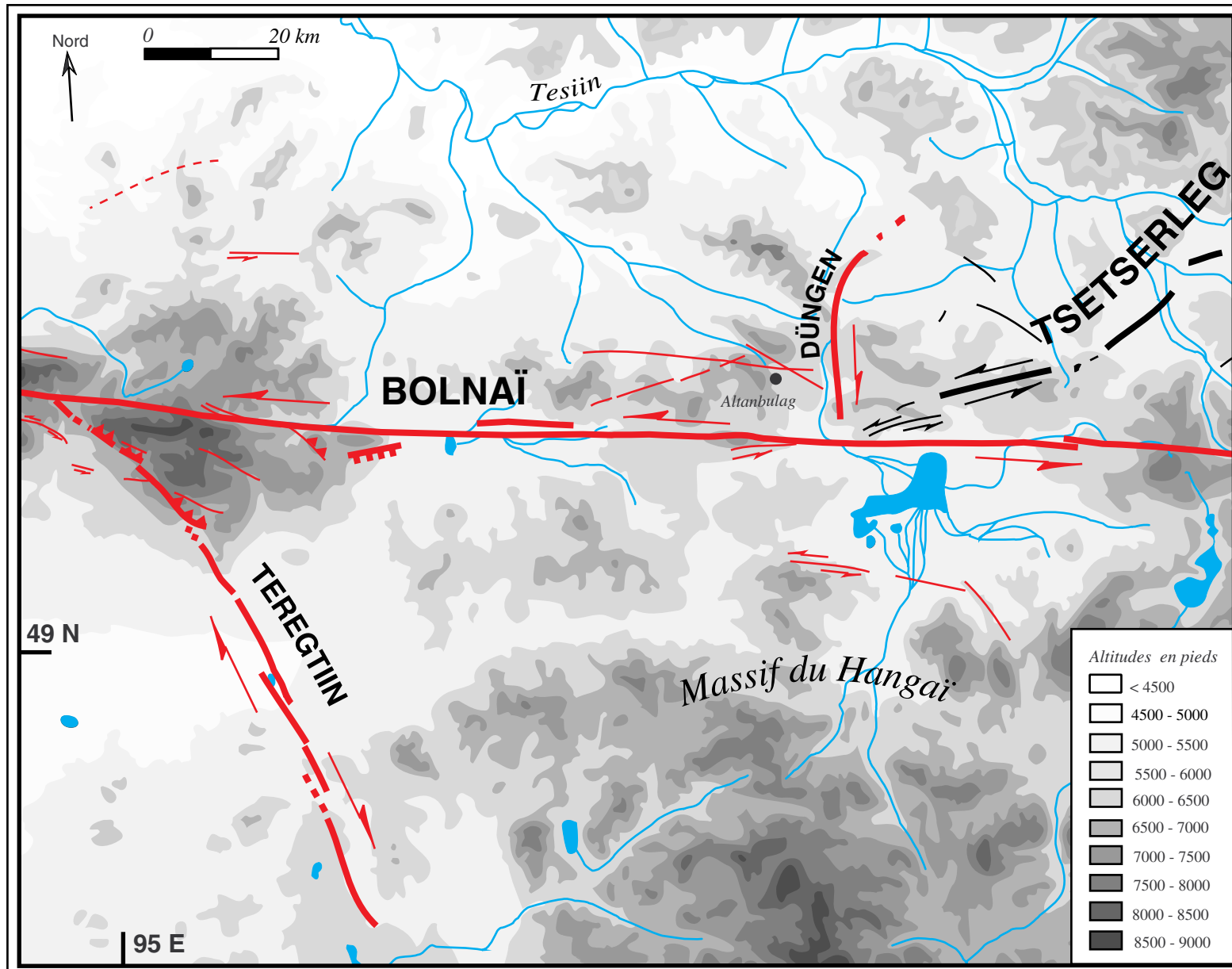


Figure III.21bis

en problème direct afin de maintenir les solutions proposées en accord avec les données de terrain ou afin d'éviter de rester dans des minima secondaires.

Ainsi, les données de terrain (Voznesenskii, 1914; Khilko et al., 1985; Baljinnyam et al., 1993) sont essentielles pour bien contraindre cette modélisation.

4. Quels sont les **a priori** possibles parmi les paramètres de la modélisation ?

4. 1. Azimut de la rupture.

Elle constitue l'information la plus facilement accessible grâce aux ruptures de surface (figure III.21). Celles-ci sont très étendues (chaque segment est de plusieurs dizaines de km de long), et dans le cas de Bolnai, très rectilignes, aussi leurs orientations en profondeur ne peuvent varier que très faiblement.

4. 2. Pendage et Angle de glissement par rapport à l'horizontale

Le pendage est déterminé en surface, mais son évolution en profondeur est plus aléatoire que pour l'orientation. On peut cependant vérifier la représentativité des mesures en surface par leur corrélation aux reliefs associés en supposant les contraintes orientées N30 à N00.

Pour le séisme du 23 juillet, les reliefs ne sont localisés qu'à l'extrémité nord ouest de la faille de Teregtiin, là où les pendages sont plus faibles et les angles de glissement plus importants. Les caractéristiques des ruptures de surface de cet événement peuvent ainsi être extrapolées en profondeur.

Pour Tsetserleg, les informations sont moins détaillées et la rupture plus complexe. On considère que les orientations publiées à partir d'observation de terrain (Voznesenskii, 1914; Khilko et al., 1985; Baljinnyam et al., 1993) donnent des valeurs approchées des pendages et angles de glissement à $\pm 20^\circ$.

4. 3. Profondeur de la nucléation.

Elle est supposée être limitée à la couche sismogénétique dont l'extension en profondeur est variable. Celle-ci semble être comprise entre 2 et 30 km dans une croûte continentale épaissie. Certains auteurs (Chen, 1988; Chen et Molnar, 1983; Nelson, 1987) observent également des foyers à la base de la croûte (ce qui correspond à environ 45 km dans notre cas d'après Zorin et al., 1990). Le sommet du manteau marque un changement minéralogique qui permettrait de

supporter de fortes contraintes différentielles (Brace et Kohlstedt, 1980; Burov et Diament, 1995; Kohlstedt, 1995). Voir aussi Déverchère et al. (1991) qui indiquent des foyers à la base de la croûte; cependant, l'écart des stations du réseau permanent utilisé ne permet pas de résoudre la profondeur des séismes au dessus de 40 km. Une nucléation à la base de la croûte est-elle possible pour de très grands séismes intracontinentaux ? Ce problème est actuellement le centre de nombreux débats, sans qu'aucune réponse contrôlée ait pu être apportée. Nous testerons et discuterons ces différentes possibilités.

4. 4. Profondeur du centroïde (1/2 profondeur de la rupture).

Il semble acquis que la profondeur minimale de la rupture pour un très grand séisme corresponde à toute l'épaisseur de la couche sismogénétique (20 à 30 km). Lors des séismes de 1905, la propagation dynamique de la rupture en profondeur pourrait avoir permis de traverser toute la lithosphère (environs 70 km dans la zone des séismes de 1905 d'après Zorin et al., 1990). Nous testerons différentes profondeurs de centroïde entre 15 et 35 km.

4. 5. Positions relatives des centroïdes des différents segments et leur chronologie dans l'histoire de la source.

Les positions relatives des centroïdes sont calculées par rapport à la répartition des segments observés en surface (cartographiés à partir du terrain ou d'images satellitaires). Leur chronologie est déterminée, d'une part, en supposant une propagation à partir du point de nucléation et, d'autre part, par essai-erreur dans le cas où les segments sont activés avec des retards aléatoires.

4. 6. Vitesse et sens de propagation de la rupture.

Le programme ne permet pas de les inverser. Ils sont donc obligatoirement imposés. Leur estimation est faite par essai-erreur.

Nous ne pouvons pas accéder à l'effet Doppler pour déterminer la vitesse de rupture car nous possédons des sismogrammes provenant de stations dans des azimuts voisins et très proches les unes des autres.

Il peut être approprié, pour de grands séismes, de déterminer un sens de propagation de la rupture, si celle-ci est unilatérale, d'après la durée du signal de la **P** et la **S** (cf. annexe 2).

En effet, la durée du signal observé à une station donnée est :

$$d = \frac{L}{v} \left(1 - \frac{v}{c} \cos \psi \right)$$

L = longueur de la rupture en km

v = vitesse de la rupture en km/s

c = vitesse de l'onde considérée en km/s

ψ = angle entre la direction de propagation de la rupture et la direction épicerentre-station

On en déduit la différence de temps entre la durée de l'onde P et l'onde $S = \Delta(S-P)$

$$\Delta(S - P) = L \left(\frac{1}{\alpha} - \frac{1}{\beta} \right) \cos \psi$$

α = vitesse des ondes P

β = vitesse des ondes S

Si ψ est inférieur à $\Pi/2$ (propagation vers la station) alors $\Delta(S-P)$ sera négatif et la durée du signal P sera supérieure à la durée du signal S et réciproquement. Aussi, plus l'angle ψ est proche de 90° , moins l'effet sera perceptible.

La direction de la faille principale du séisme du 23 juillet fait un angle d'environ 45° (ψ) par rapport à l'azimut de la station d'Uppsala. La durée de la P est de 75 secondes au maximum alors que celle de l'onde S est de plus de 100 secondes (figure III.22). **Si la propagation est unilatérale, il en découle un sens de rupture vers l'Est pour le séisme de Bolnaï.** Ceci est en accord avec la modélisation entreprise par Okal (1977) qui n'avait cependant à sa disposition que l'onde de surface G1 (première Love) enregistrée à Göttingen.

Dans le cas de Tsetserleg, l'angle ψ est d'environ 75° . Ceci implique une différence inférieure à 5 secondes entre la longueur du signal de la P et de la S . Cette valeur est trop faible pour être observée avec certitude. Ainsi, on ne peut pas en déduire un sens de propagation.

Peut-on, par contre, déterminer si la propagation est unilatérale ou bilatérale ? La durée du signal mesuré est d'environ 70 à 80 secondes (figure III.22). Considérons que la longueur de la rupture cartographiée en surface (130 km d'après Khilko et al., 1985) est représentative de celle en profondeur. On obtient, pour une propagation bilatérale, une vitesse de rupture inférieure à 1km/s !! Dans les mêmes conditions, pour une vitesse de rupture de 2,5 km/s, il faudrait constater une pause dans l'histoire de la rupture d'au moins 40 secondes pour pouvoir observer un signal de 70 secondes. Mais le calcul de l'enveloppe du sismogramme indique que le signal est continu

Enveloppe des signaux pour les séismes de Tsetserleg (9 juillet 1905) et Bolnaï (23 juillet 1905)

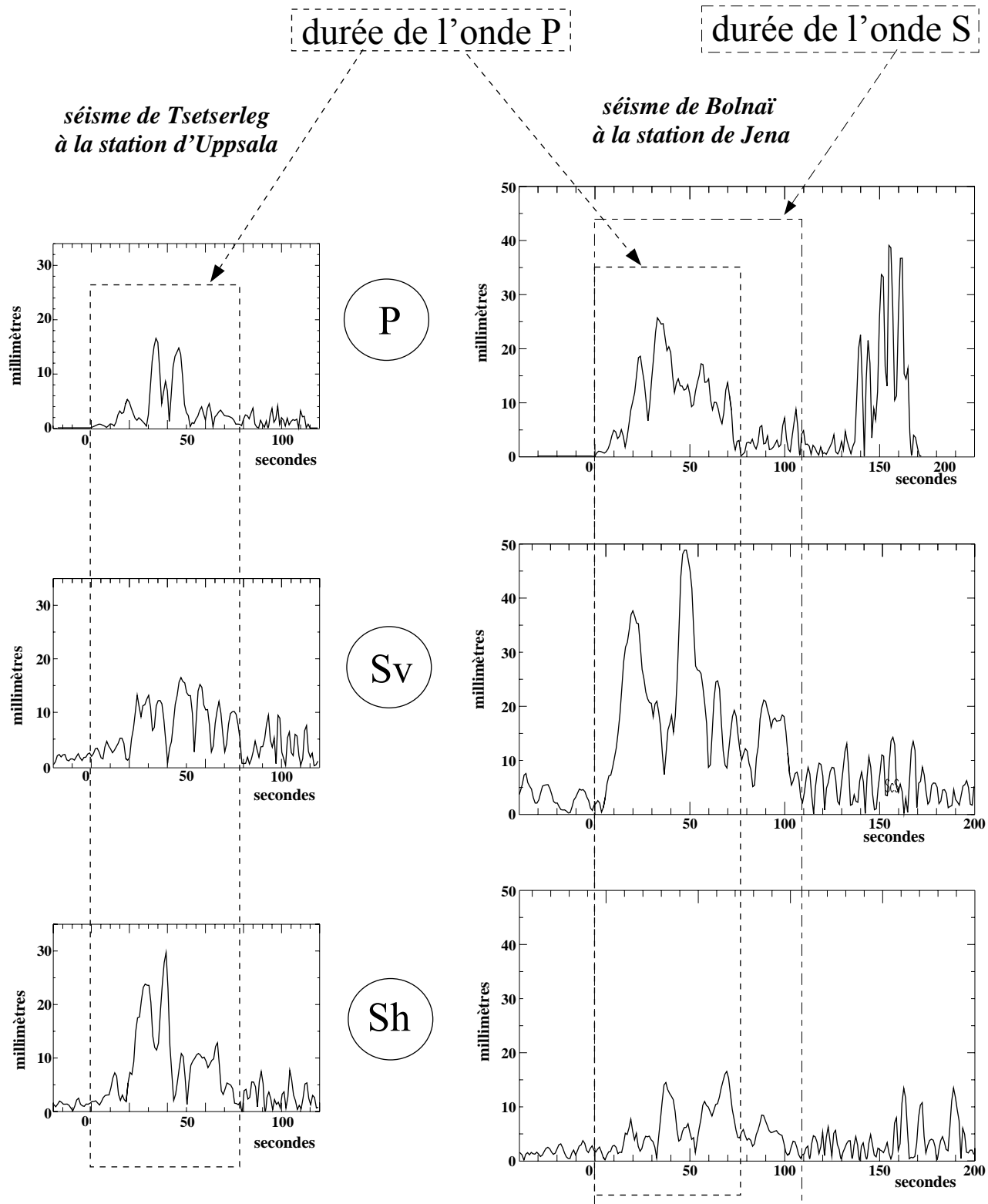


Figure III.22

(figure III.22). On peut en conclure que **la propagation de la rupture du séisme de Tsetserleg est unilatérale sans que l'on puisse, à ce stade, en définir le sens.**

Pour une propagation unilatérale vers l'ouest, la vitesse de rupture doit être comprise entre 1,4 et 1,9 km/s pour expliquer les 70 secondes de signal à la station d'Uppsala. Dans le cas d'une rupture se propageant vers l'est, la vitesse serait inférieure à 2,1 km/s en supposant l'initiation de la rupture à **l'extrémité Ouest**. Ces valeurs demeurent faibles. On peut se demander, à ce niveau, si les ruptures liées au séisme de Tsetserleg ne sont pas plus importantes que celles cartographiées. Ilyin (1978) ainsi que Khilko et al. (1985) indiquent qu'il est possible que certaines ruptures n'aient pas été vues. Nous discuterons ce point lors de la modélisation.

4. 7. Fonction source et Moment sismique scalaire.

Dans l'inversion, il est nécessaire d'indiquer une fonction temporelle de la source $S(t)$ à partir de laquelle débute l'inversion. C'est elle qui décrit l'histoire de la rupture et qui module la libération d'énergie (de moment) dans le temps. Elle est représentée par une série de triangles isocèles T de longueur $2\Delta\tau$ et d'amplitude variable w_k . Une forme triangulaire des éléments de la fonction source a été adoptée par Nabelek (1984) car son spectre décroît, tel les sources réelles, comme ω^{-2} vers les hautes fréquences.

$$S(t) = \sum_{i=1}^n w_k T_{\Delta\tau}(t - (k-1)\Delta\tau)$$

La demi-largeur ($\Delta\tau$) des éléments source est fixée par essai-erreur et dépend de la période dominante. Leur nombre (w_k) est fonction de la durée supposée de la source en tenant compte que le programme ne permet d'inverser que quarante paramètres à la fois, chaque triangle étant comptabilisé. Ainsi, pour les ruptures les plus longues, la demi-largeur des triangles a été fixée à quatre ou cinq secondes et pour les plus courtes à trois secondes. Ce choix a permis de modéliser l'ensemble de la source sans perdre les plus hautes fréquences visibles dans le signal. On attribue à chaque élément la même amplitude avant de les inverser.

L programme calcule le Moment sismique scalaire (M_0) d'après la fonction source obtenue. Il doit expliquer les différents paramètres de la rupture en utilisant:

$$M_0 = \mu S D \quad \text{avec } S \text{ étant la surface de la rupture et } D \text{ le déplacement.}$$

Après inversion, on calcule la surface de rupture S à partir de la profondeur du centroïde et de la longueur du segment correspondant, celle-ci devant être cohérente avec la durée de la source modélisée et la vitesse de rupture imposée. On en déduit D que l'on compare aux déplacements observés en surface qui sont des valeurs maximales du fait de la surface libre.

5. Le séisme de Bolnāi.

5. 1. Quelles sont les relations entre les différents segments ?

5. 1. 1. La rupture principale est-elle suffisante pour expliquer les sismogrammes du 23 juillet 1905 ?

Dans un premier temps, le séisme du 23 juillet a été modélisé en ne prenant en compte que la faille principale. Son orientation varie de N95 à l'extrémité occidentale à N90 vers l'est où les structures deviennent complexes et nombreuses. Son pendage est subvertical. Le mouvement observé est senestre presque pur avec des déplacements d'environ 8 à 11 ± 2 m (Khilko et al., 1985; Baljinnyam et al., 1993). Sa longueur est d'environ 375 km en surface (figure III.21 et III.23 stade a).

Nous avons pu rejeter, grâce à la différence de durée des formes d'ondes **P** et **S**, une propagation unilatérale de la rupture vers l'Ouest (voir annexe 2). Le sens de propagation de la rupture affecte-t-il le résultat de l'inversion de signaux provenant de stations proches ? Ceci a été testé en plaçant la source au centre (rupture bilatérale), à l'ouest et à l'est (rupture unilatérale respectivement vers l'est et l'ouest). Une propagation bilatérale rend la modélisation de l'onde **P** très instable. Une nucléation à l'est requiert, pour expliquer le signal observé, une fonction source très longue de laquelle découle une vitesse de rupture inférieure à 2 km/s. Pour un foyer à l'ouest, la solution est stable et la durée de la source est en accord avec la longueur de la faille. Même si les sismogrammes théoriques obtenus dans les trois cas précédents sont voisins, le choix du modèle dépend de la longueur réelle de la faille, et d'une valeur réaliste de la vitesse de rupture.

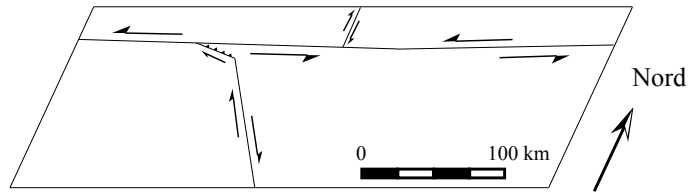
Le sens de propagation de la rupture est vers l'est. Sa vitesse, impossible à contraindre avec nos données, est **choisie à 2,5 km/s** en accord avec la synthèse de Heaton (1990) sur la vitesse de rupture des grands séismes.

La fonction source traduit deux libérations d'énergie successives (figure III.27.). On a ainsi séparé la rupture principale en **deux segments distincts**. Bien qu'une nucléation à l'extrémité ouest ne puisse pas être exclue à ce stade, on verra ci-dessous qu'elle est incohérente avec la chronologie des ruptures. Aussi, avons nous considéré une initiation de la rupture à 100 km de l'extrémité Ouest avec une propagation bilatérale totalisant environ 200 km suivie par une propagation unilatérale vers l'Est sur environ 160 km (figure III.23 stade a).

Vu la longueur de la rupture (375 Km) et le pendage subvertical, une variation angulaire de 5° , entre la direction des ruptures en surface et celle en profondeur, implique un déplacement de la faille de plus de 30 km, ce que nous considérons comme étant trop grand pour une faille décrochante à rupture subverticale. Une incertitude sur l'angle de glissement de 6° par rapport à

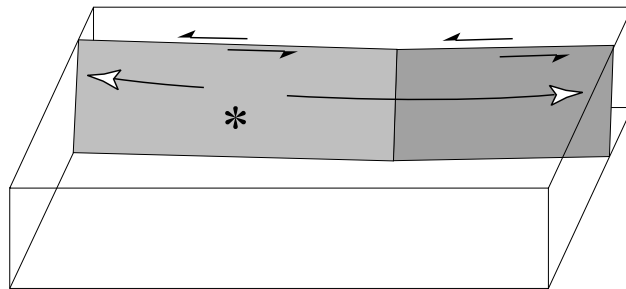
Les différentes étapes de la modélisation du séisme de Bolnay

Géométrie simplifiée des ruptures en surface



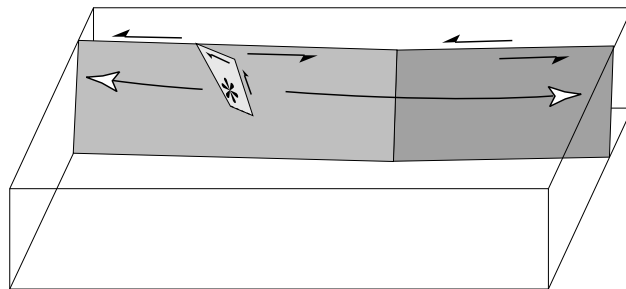
Seule la faille principale est modélisée

a



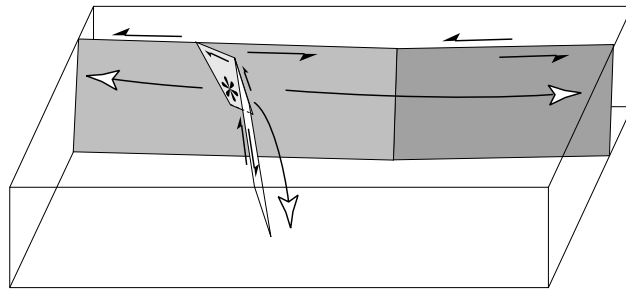
La rupture de Teregtiin nord est intégrée

b



La rupture de Teregtiin complète et la faille principale sont modélisées

c



Modèle final : La rupture de Dungen est prise en compte

d

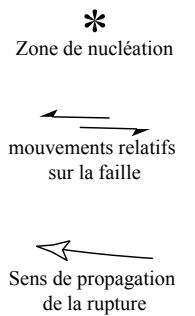
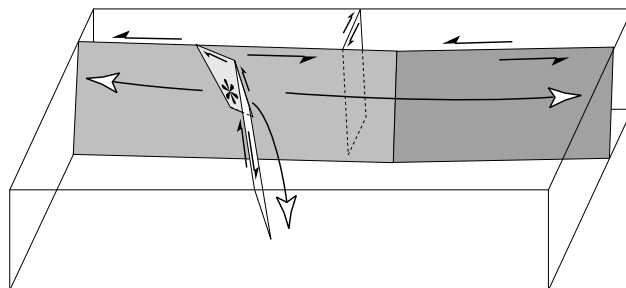


Figure III.23

l'horizontale autorise un déplacement vertical de plus de 1m. Elle constitue la valeur maximale tolérée, les mouvements observés en surface étant purement décrochants.

Dans cette configuration, quelle que soit l'énergie mise en jeu lors de cette rupture, elle ne peut expliquer ni les amplitudes ni la polarité observées sur la composante Sh (figure III.24a). En fait, si l'on regarde la radiation de la Sh (figure III.26a), on observe que les stations utilisées se trouvent très près du plan nodal. Le décrochement principal, afin d'expliquer seulement une partie des amplitudes Sh d'Uppsala, devrait être orienté N75 ce qui est à 15° des orientations des ruptures en surface. Cette situation décalerait la faille en profondeur d'au moins 65 km à l'une des extrémités, en contradiction avec un pendage fort et une rupture rectiligne. De plus, les amplitudes des ondes **P** calculées restent insuffisantes (figure III.25a). Il apparaît ainsi indispensable d'introduire un deuxième mécanisme dès le début du signal, donc considérer les autres branches observées sur le terrain, pour expliquer la forme des composantes Sh et P.

5. 1. 2. La faille de Teregtiin doit-elle jouer dès le début ? Quelles en sont les conséquences ?

a. Teregtiin nord

La seule rupture de surface additionnelle connue qui aurait pu jouer lors du séisme de Bolnāi et dont la radiation est importante pour les ondes Sh est la faille de Teregtiin. Elle n'a été découverte qu'en 1958 par V. A. Aprodov et O. Namnandorg (Aprodov, 1960) et a été étudiée en détail par Khilko et al. (1985). Elle a été associée aux ruptures de surfaces du séisme du 23 juillet car son escarpement de faille était frais et aucun autre événement n'avait été observé récemment dans la région.

En premier lieu, uniquement la partie Nord de la rupture est introduite dans l'histoire de la source (figure III.21bis et III.23 stade b). Elle est caractérisée en surface par une faille d'orientation N 135 et un pendage d'environ 65° vers le NE. Son vecteur de glissement est à 50°±10° par rapport à l'horizontale avec un mouvement inverse dextre, le déplacement étant de 3.3 ± 0.9 m (Khilko et al., 1985; Baljinnyam et al., 1993).

Elle permet, sans affecter la composante Sv, de bien expliquer la forme et la polarité de l'onde Sh et de plus elle modélise très bien le début de l'onde P.

Le résultat de l'inversion du paramètre retard entre la nucléation de la faille principale et le début de la rupture de Teregtiin Nord indique que cette dernière casse en premier lieu. Les nombreux essais, en plaçant ce segment plus tard dans l'histoire de la source, n'ont donné que de très mauvais résultats quant au début des ondes Sh et P. Une alternative serait que le foyer soit sur la faille principale mais beaucoup plus à l'Est que son intersection avec Teregtiin Nord. Ainsi, au niveau des stations placées à l'ouest, la chronologie des arrivées est inversée. Dans cette

hypothèse, une source près du centre de la rupture implique que Teregtiin Nord joue 10 secondes après la nucléation. Dans ce cas, si l'on suppose une causalité entre la rupture de Teregtiin et celle de Bolnaï, l'information provenant de la nucléation se propage à une vitesse de près de 10 km/s ce qui est près de 2 fois la vitesse des ondes P, le vecteur le plus rapide de l'information. En outre, cette configuration n'est pas en accord avec une propagation de la rupture vers l'Est.

Le foyer du séisme de Bolnaï se trouve sur la rupture de Teregtiin très près de la faille principale. L'hypothèse d'une rupture avec une propagation vers l'Est est confirmée.

b. Teregtiin sud.

La structure complète de Teregtiin est composée d'un segment nord qu'on vient d'utiliser et d'une deuxième partie d'orientation générale N 160. Cette partie sud est segmentée en surface en plusieurs ruptures disposées en échelons (figure III.21). Leur connexion est marquée par de petits bassins en pull apart où se forment parfois des lacs. Leur mécanisme est purement décrochant dextre avec un mouvement relatif de 3 ± 1 m (Baljinnyam et al., 1993) (pendage 85° , angle de glissement de 5°). Aucun relief n'est associé à cette faille (figure III.21 et III.23 stade c).

Nous incluons la partie sud de Teregtiin après que sa partie nord a rompu. Dans ce cas, elle n'entre pas en compte dans l'explication de la forme d'onde. Il apparaît après plusieurs essais que le meilleur résultat soit obtenu si elle débute à 17 secondes environs de la nucléation, marquant un court arrêt de la rupture entre les segments de Teregtiin Nord et Sud.

L'ajout de cette portion permet d'améliorer la forme de la Sh et de la Sv et d'obtenir des amplitudes plus importantes sur la P (figure III.24c et III.25c). La forme de la fonction source est cependant très accidentée (figure III.27). Plusieurs explications peuvent être proposées. Soit le mécanisme n'est pas adapté et l'inversion calcule une fonction source qui ajuste au mieux les amplitudes. Cependant, ce mécanisme a été obtenu dans ses grandes lignes à partir des observations de terrain. Soit la position de Teregtiin sud dans l'histoire de la rupture est fautive. Pourtant, sa position est la seule où cette rupture entre en compte dans la forme d'onde. Une dernière possibilité, la plus raisonnable, est que la rupture, étant segmentée telle que nous pouvons l'observer en surface, produit une fonction source complexe.

5. 1. 3. Un segment supplémentaire faiblement résolu.

A ce stade, insérer un segment permet, principalement si sa durée de rupture est courte, une amélioration locale de la modélisation qui peut être totalement artificielle. Néanmoins, la rupture de Dungen ayant été observée sur le terrain et associée au séisme de Bolnaï (Khilko et al., 1985), elle peut être intégrée avec confiance à l'histoire du séisme (figure III.21 et III.23 stade d). Ce segment est orienté N 00 avec une terminaison nord qui s'oriente vers le NNE. Elle est caractérisée par un mouvement décrochant dextre de 1.5 ± 0.5 m (Baljinnyam et al., 1993).

Effet des différents segments du séisme de Bolnaï (23 juillet 1905) sur la forme des ondes "S"

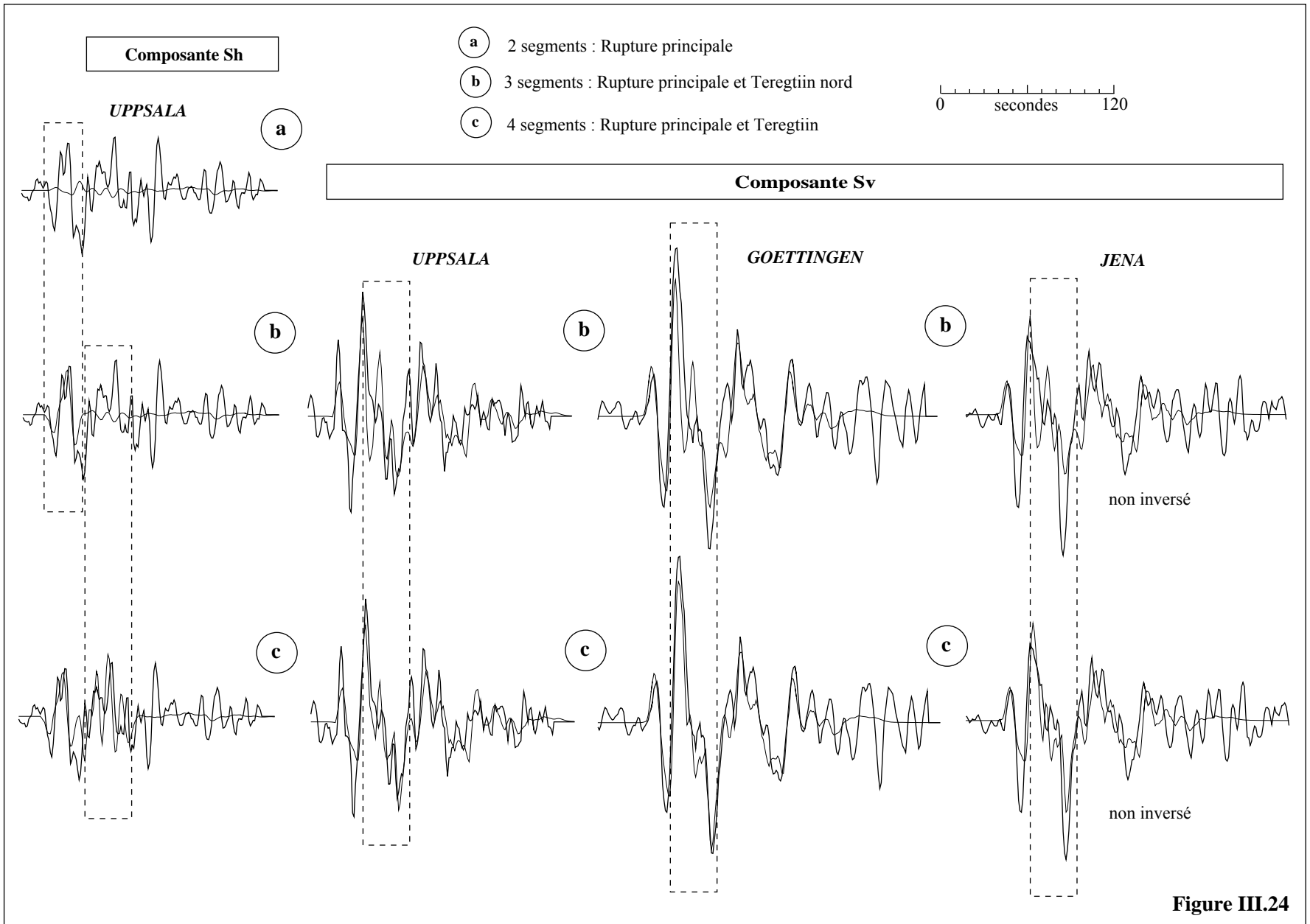
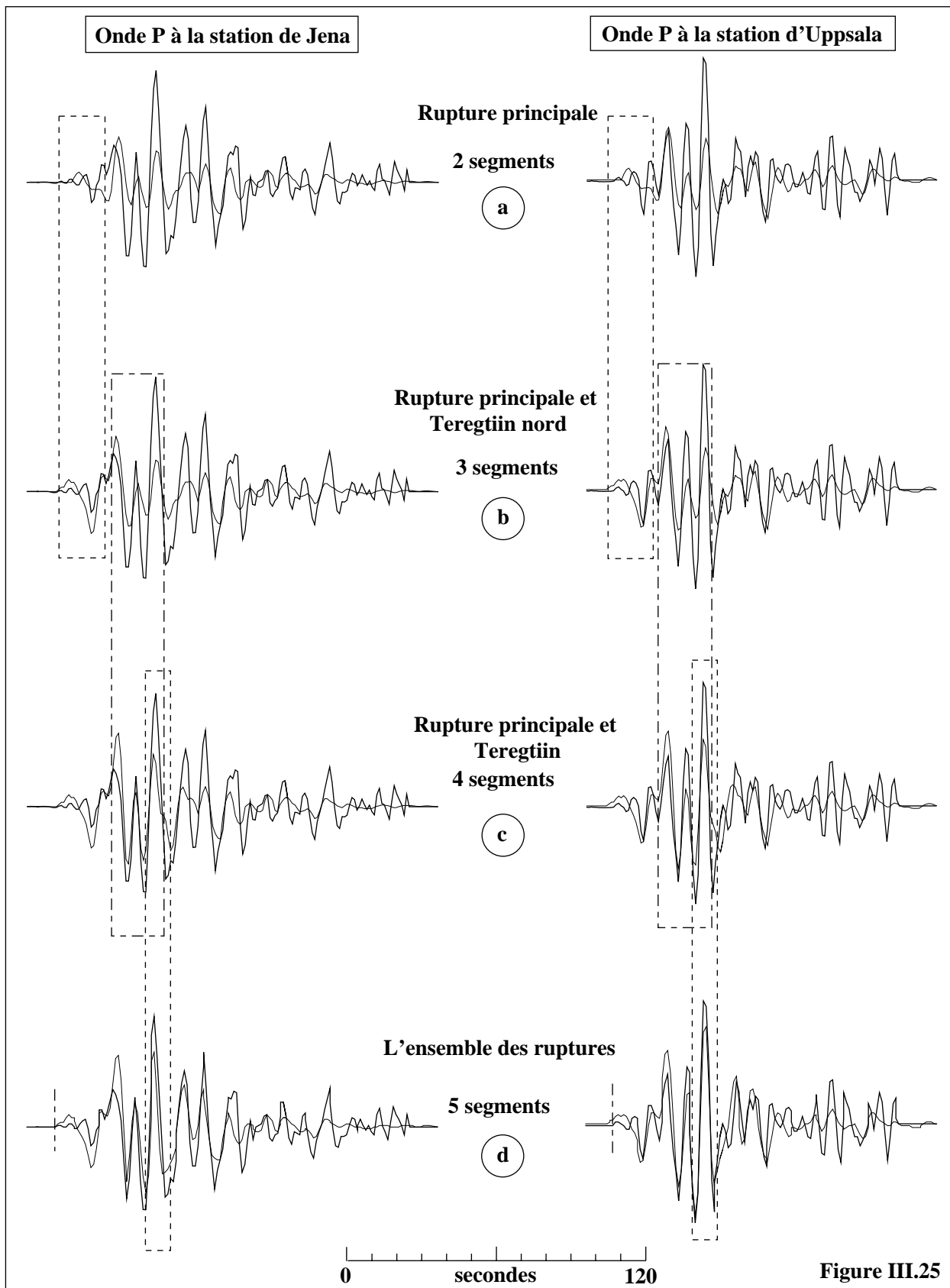


Figure III.24



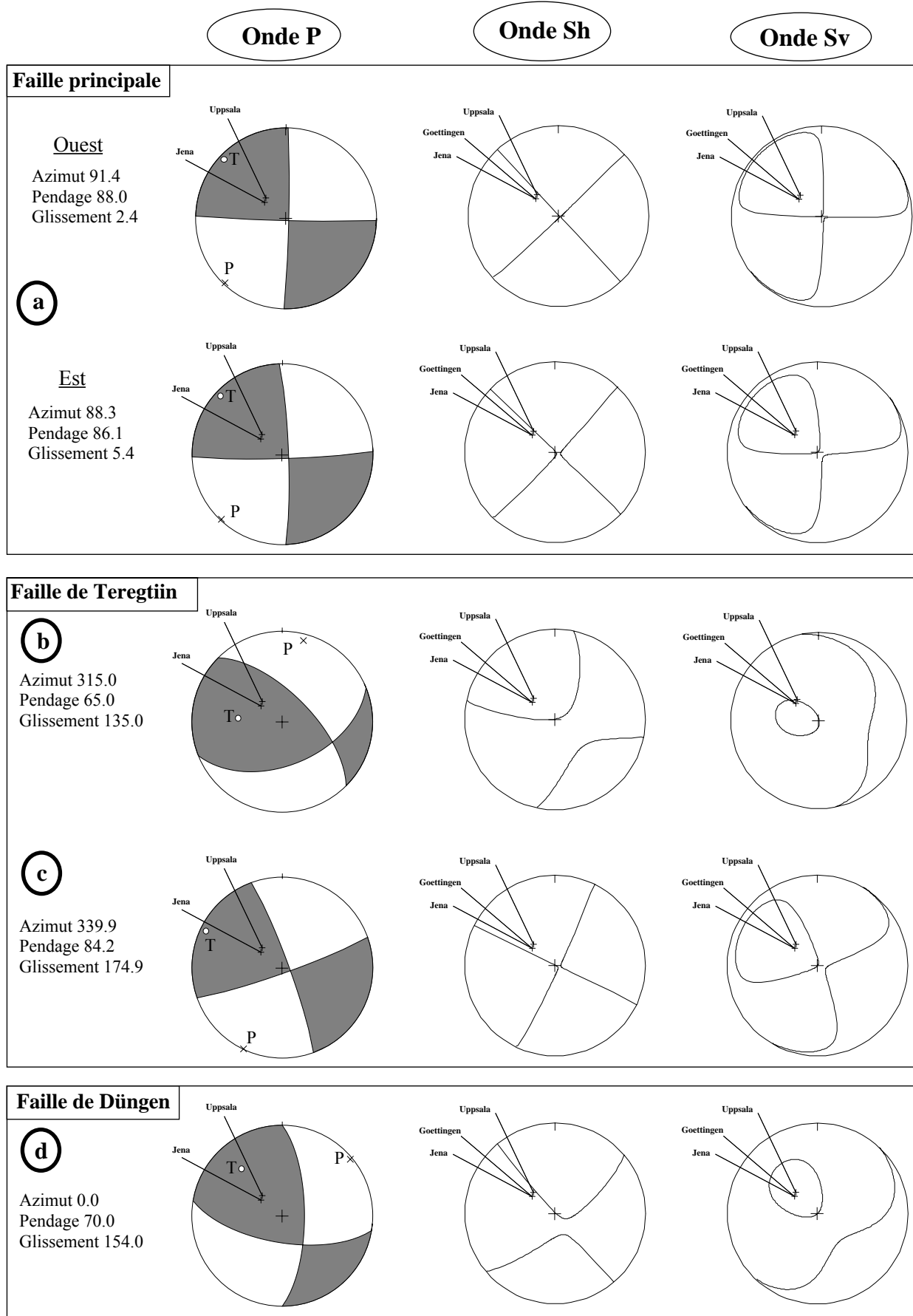


Figure III.26

Même si la trace en surface de la rupture de Dünge n est orthogonale à la faille principale, son mécanisme en est très proche. De plus cette rupture est située dans une zone où les traces en surfaces associées aux deux séismes étaient nombreuses et d'orientations variables (Vosnezenskii, 1914).

Plusieurs tests essais-erreur permettent de placer la faille de Dünge n à 22 secondes après la nucléation, améliorant les amplitudes des ondes **P** et précisant la forme des autres ondes (figure III.25d). Sa position dans la modélisation, en tenant compte de l'effet de causalité, est telle que l'information liée au séisme se serait propagée à une vitesse d'environ 4,5 km/s ce qui est inférieur à la vitesse des ondes P et donc mécaniquement acceptable. Néanmoins, ce choix n'est pas unique.

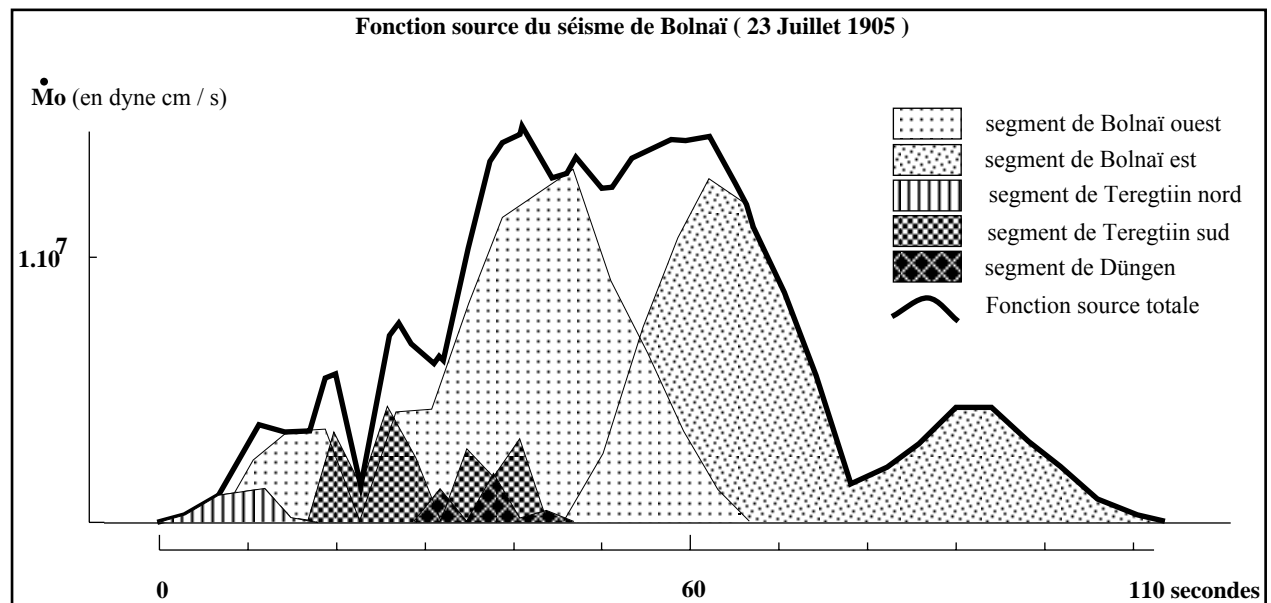


Figure III.27

5. 2. Profondeur de la rupture et de la nucléation

Un réseau local sensible bien réparti autour de l'épicentre, ou la phase **pP** enregistrée par le réseau mondial, permettent de déterminer la profondeur du foyer. Dans notre cas, elle n'est pas accessible directement du fait du regroupement des stations et de la complexité de la source cachant la **pP** dans la forme d'onde de la **P**.

La rupture se développe à partir du foyer et sa profondeur, quant à elle, est obtenue à partir de la répartition spatiale des répliques ou à partir du moment sismique, si l'on connaît la longueur de la faille.

Ne disposant pas de ces informations, on teste une série de profondeurs issues de différents modèles. On utilise les paramètres de la source définis précédemment, tout en leur laissant une liberté afin d'optimiser la correspondance entre les données calculées et mesurées.

5. 2. 1. La zone sismogénétique

Il a été admis dès les années 1960, depuis que les profondeurs sont mieux contraintes, que la profondeur du foyer d'un séisme est limitée à la partie sismogénétique de la croûte. (Brace et Byerlee, 1970; Savage, 1970; Nur, 1981; Hobbs et al., 1986; Sibson, 1986; Strehlau, 1986; Scholz, 1989; Scholz, 1990)

La nucléation se produit généralement à sa base pour de grands séismes, zone où la résistance du milieu au cisaillement (shear strength) est maximale. D'après la répartition des répliques des grands séismes de la zone des failles de San Andréas et de la région intracontinentale du Japon, son épaisseur est d'environ 15 km. La plupart des séismes connus sont en accord avec ce modèle. Si la croûte est épaissie (45 à 52 km dans notre cas d'après Zorin et al., 1990), la zone sismogénétique peut croître, ce qui nous a amené à tester des profondeurs de nucléation autour de 17 km.

Au dessous de la région sismogénétique, le matériel peut se comporter différemment en fonction des vitesses de déformation, lentes entre les séismes, et rapides au cours du séisme. En conséquence, pour l'extension de la faille en profondeur, Scholz (1990) indique la possibilité, pour de grands séismes, que la rupture se propage légèrement sous la zone sismogénétique. Cette région avec flux ductile intersismique (pour des vitesses de déformation très faibles) est cassante par glissement cosismique dynamique (vitesse de déformation importante). Bien que Scholz limite cette extension à quelques kilomètres, en fonction du gradient de chaleur en profondeur, cette frontière ne peut être observée par les répliques. En effet, celles-ci sont limitées à la couche sismogénétique.

Dans cette configuration, la profondeur de la rupture étant limitée, c'est la longueur qui augmente avec la taille du séisme (modèle **L** de Scholz, 1982). Ainsi, en supposant une profondeur de rupture d'environ 30 km, le rapport de forme de la faille principale (longueur sur profondeur) est de 12 !! Cette valeur élevée pourrait être liée à la géométrie linéaire de la rupture, limitant les barrières et permettant ainsi une propagation sur une longueur importante. Par contre, l'hypothèse d'une profondeur de rupture limitée à 20 km (Baljinyam et al., 1993) paraît sous-estimée dans une région continentale où la croûte est épaissie.

Aussi, dans un premier temps, nous avons modélisé un foyer à 17 km et une rupture qui se prolonge jusqu'à 30 km de profondeur. Dans ce cas, on explique de manière détaillée la forme des ondes de volumes (figure III.29 et III.30). Les valeurs obtenues sont en accord avec les contraintes fixées par les observations en surface (tableau III.4a).

5. 2. 2. Peut-on tenter une extension du modèle ci-dessus en augmentant encore la profondeur de la rupture ?

Tout en gardant le foyer à 17 km de profondeur, nous explorons l'effet d'une rupture plus profonde que 30 km. Lemiski and Brown (1988), Blundell (1990), Klemperer et Peddy (1992), Jones et al. (1992) et Mc Bride (1995) indiquent à partir de profils sismiques que les failles décrochantes pourraient couper le Moho. Un séisme de la taille de celui du 23 Juillet 1905 et ses déplacements importants peuvent-ils amplifier suffisamment le glissement cosismique dynamique pour casser toute la croûte, voire une partie de la lithosphère ? Ceci correspondrait dans notre zone d'étude à environ 75 km de profondeur pour la lithosphère et 45 à 52 km pour la croûte (d'après Zorin et al., 1990).

Ainsi, nous avons fait varier les profondeurs de rupture de 20 à 80 km. Celles proches de 60 km donnent les meilleurs résultats, réduisant de la même sorte le facteur de forme de 12 à 5. Cette profondeur de rupture importante explique mieux la fin du signal (figure III.29 et III.30). Par contre, les moments sismiques obtenus supposent un déplacement moyen deux fois plus faible que ceux mesurés en surface (tableau III.4b).

Au vu des valeurs des moments sismiques, le modèle avec une profondeur de rupture de 30 km est le plus proche des observations de terrain en considérant celles-ci représentatives de toute la rupture.

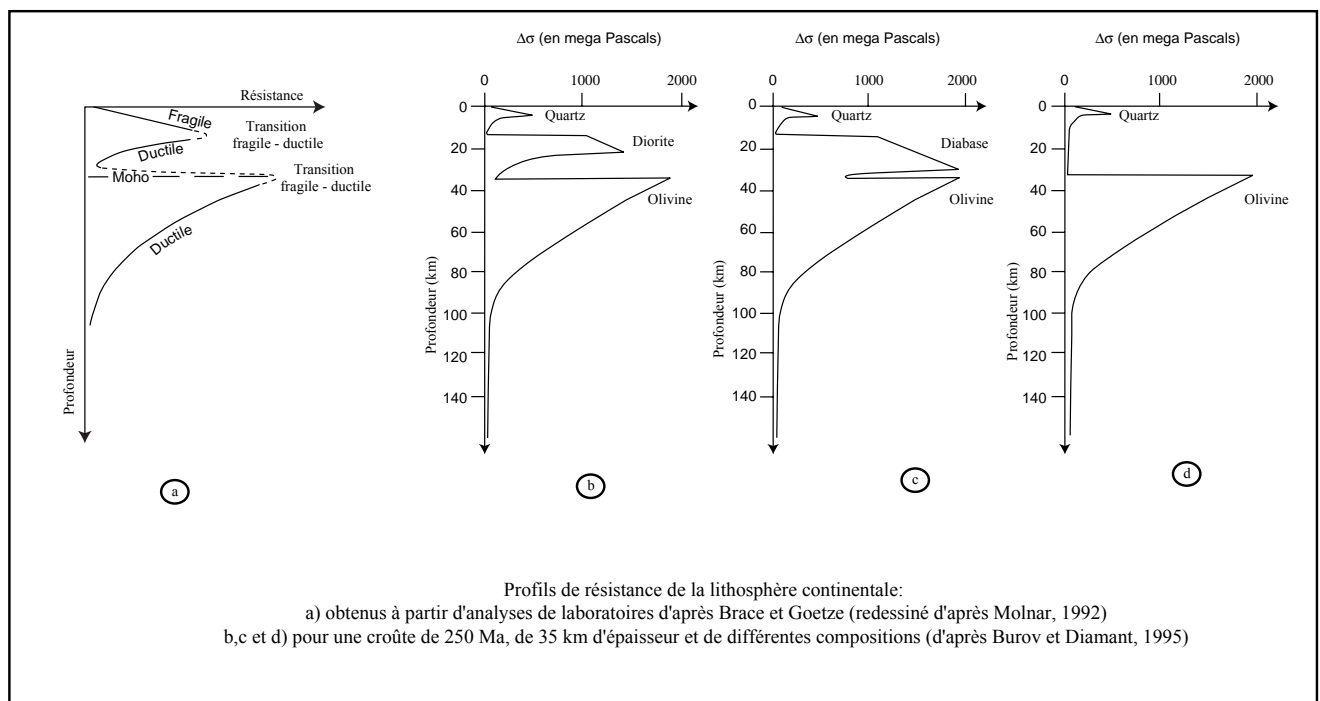
5. 2. 3. Une nucléation à la base de la croûte ? Implications

Observons maintenant les conséquences d'un foyer plus profond que 17 km. Quelques auteurs proposent, dans des zones intracontinentales, des foyers à près de 50 km de profondeur sans qu'il y ait présence d'une subduction ou d'un doublement de la croûte (Chen, 1988; Chen et Molnar, 1983; Nelson, 1987; Déverchère et al., 1991). D'après Chen (1988), ceci serait une caractéristique de la sismicité de l'Asie Centrale bien que la fréquence de telles profondeurs soit faible (Déverchère et al., 1991). Cependant, l'absence, ou la mauvaise disposition, des réseaux locaux ne permet pas d'établir avec certitude de telles profondeurs.

Il est actuellement très difficile d'expliquer de telles profondeurs de foyers du fait de l'absence d'informations précises sur la rhéologie de la lithosphère continentale. Dans la partie supérieure de la croûte, la résistance augmente avec la profondeur en suivant la loi de Byerlee. Dans la croûte inférieure, l'augmentation de la température diminue la résistance des matériaux et la déformation devient ductile. Dans le manteau supérieur, la déformation est plastique et la résistance diminue avec la profondeur. D'après les profils de résistance maximale au cisaillement (Brace et Kohlstedt, 1980; Goetze et Brace, 1972; Burov et Diament, 1995; Kohlstedt, 1995) il existerait autour du Moho une région qui pourrait subir des contraintes supérieures à celles de la zone sismogénétique de la croûte. La raison principale invoquée est un changement minéralogique

du Quartz vers l'Olivine (Basique) qui résiste mieux aux contraintes dans les mêmes conditions de pression et de température. La possible présence de quelques séismes au sommet du manteau serait en accord avec une deuxième zone de transition fragile-ductile comme le suggèrent les expériences de laboratoire (Chen et Molnar, 1983; Klemperer et Peddy, 1992; Molnar, 1992; Burov et Diamant, 1995) (figure III.28a).

Il faut noter que ces profils correspondent à des mesures de laboratoire ou à des modèles de comportement mécanique, sans que l'on ait jamais pu vérifier les conditions in situ (Molnar, 1992; Kohlstedt, 1995). Il est en effet très difficile de contrôler les paramètres influant sur les propriétés rhéologiques de la lithosphère (figure III.28), tels que la composition de la croûte, la température, la teneur en eau, la taille des grains . . . (Molnar, 1992b; Thatcher, 1995; Burov et Diamant, 1995; Kohlstedt, 1995). Donc, nous allons utiliser ces courbes avec précaution. De plus, ces profils paraissent actuellement l'explication la plus sérieuse à la possible présence de foyers à la base de la croûte. En effet, c'est la zone qui résiste le mieux au cisaillement et définit ainsi la région de nucléation (Sibson, 1986). Ainsi, cette zone permettrait d'accumuler une déformation plus élevée avant la rupture et ainsi pourrait libérer une énergie plus forte et initier de très grands séismes (tel celui du 23 juillet 1905).



(figure III.28)

Nous avons aussi exploré ces hypothèses pour modéliser le séisme du 23 Juillet 1905. Nous proposons, en corrélation avec l'épaisseur de la croûte qui est d'environ 45 à 52 km dans la région, de créer une nucléation à 45 km de profondeur et une rupture se propageant jusqu'à 70 km de profondeur.

Effet des profondeurs du foyer et de la rupture sur la forme des ondes de volume du séisme de Bolnaï
exemple aux stations de Jena et Goettingen

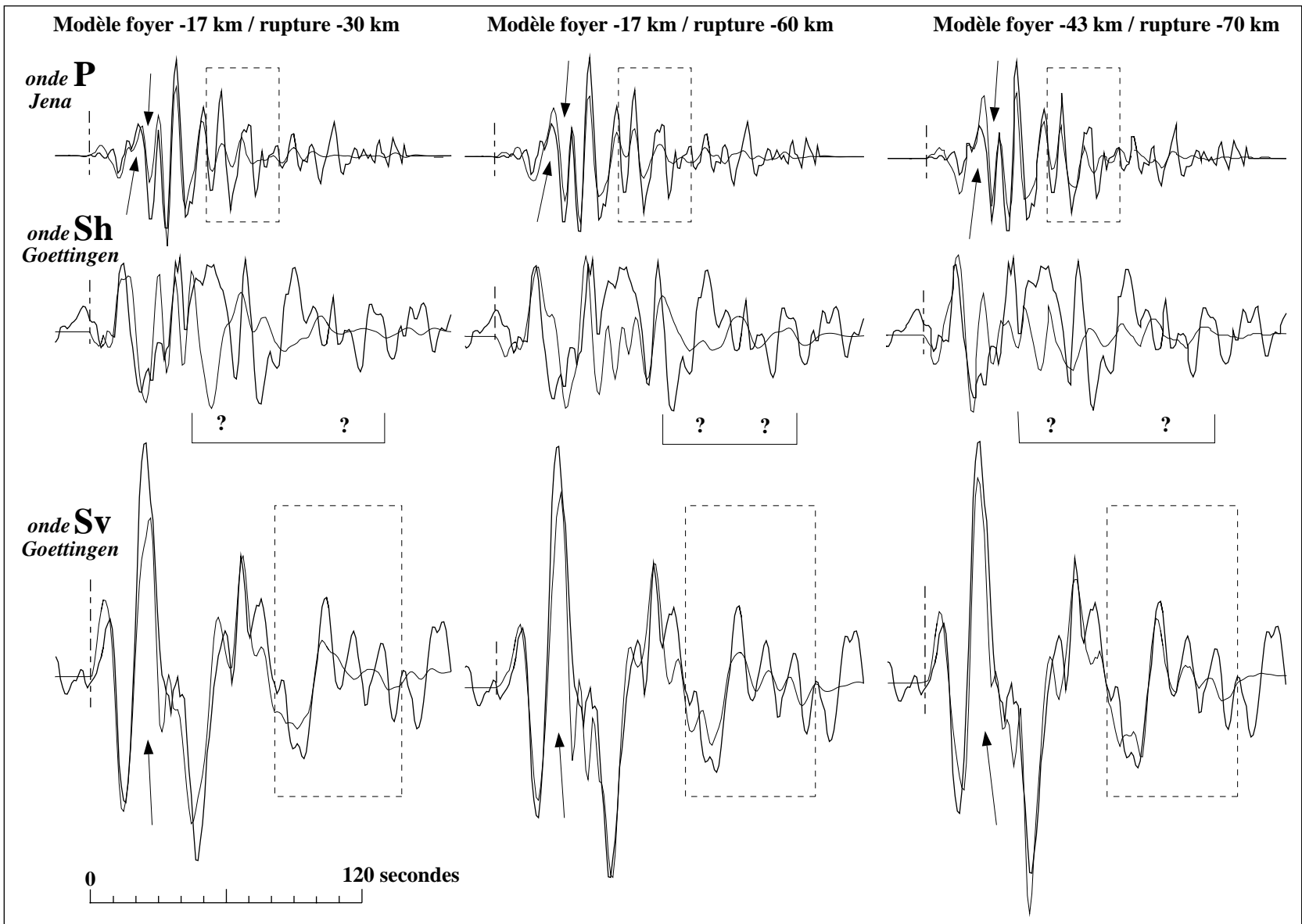


Figure III.29

 et
 ? ?

↗ indiquent les zones où les différences sont les plus importantes entre les trois modèles proposés
↑ indique les zones où les formes d'ondes sont faiblement expliquées

Effet des profondeurs du foyer et de la rupture sur la forme des ondes de volume du séisme de Bolnaï
exemple à la station d'Uppsala

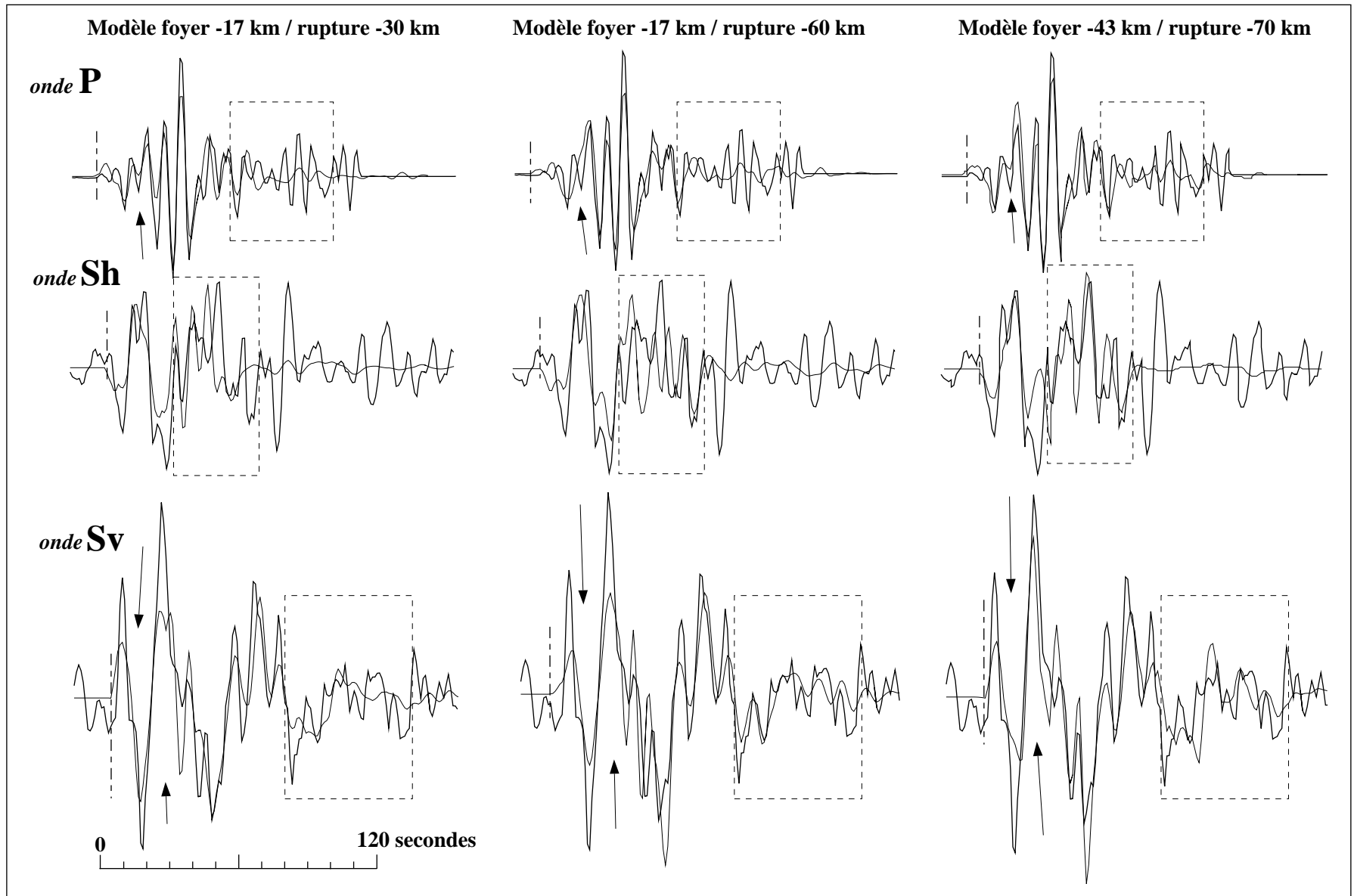


Figure III.30 et \nearrow indiquent les zones où les différences sont les plus importantes entre les trois modèles proposés

Tableaux récapitulatifs des trois solutions proposées pour le séisme de Bolnai (23 juillet 1905)

Modèle avec nucléation dans la zone sismogénétique

Mo total = $(3,97 \pm 0,47) \cdot 10^{28}$ dynes cm => Mw = 8,34 ± 0,04

Tableau III.4 a

Profondeur de la nucléation = 16.5 km	Orientation (deg)	Pendage (deg)	Glissement (deg)	Distance (km)	Azimut (degré)	Retard (secondes)	Profondeur (km)	Mo (dynes cm)	Durée (sec)
Teregtiin nord	312.0 ± 6.7	76.3 ± 4.1	143.6 ± 7.9	0	0	0	26.4 ± 2.1	(1.19 ± 0.13)e+27	18
Faille principale partie ouest	92.2 ± 1.2	85.5 ± 0.8	1.2 ± 0.9	12 NI	30 NI	1.43 ± 0.35	28.5 ± 0.4	(1.81 ± 0.11)e+28	60
Teregtiin sud	337.0 ± 3.4	78.7 ± 2.4	177.3 ± 2.8	45 NI	153 NI	17.76 ± 0.15	30.4 ± 1.0	(3.46 ± 0.34)e+27	27
Düngen	0.0 ± NI	71.1 ± 1.9	157.9 ± 2.4	97 NI	84 NI	21.90 ± 0.15	23.0 ± 0.8	(1.54 ± 0.16)e+27	18
Faille principale partie est	88.4 ± 2.3	88.5 ± 2.4	6.4 ± 2.4	198 NI	90 NI	39.71 ± 0.26	36.7 ± 1.4	(1.54 ± 0.30)e+28	68

Modèle avec nucléation dans la zone sismogénétique et une propagation de la rupture en profondeur

Mo total = $(4,20 \pm 0,42) \cdot 10^{28}$ dynes cm => Mw = 8,35 ± 0,03

Tableau III.4 b

Profondeur de la nucléation = 17 km	Orientation (deg)	Pendage (deg)	Glissement (deg)	Distance (km)	Azimut (degré)	Retard (secondes)	Profondeur (km)	Mo (dynes cm)	Durée (sec)
Teregtiin nord	319.4 ± 5.6	76.7 ± 5.2	143.4 ± 5.4	0	0	0	60.7 ± 4.3	(1.12 ± 0.12)e+27	18
Faille principale partie ouest	92.2 NI	85.5 NI	1.2 NI	12 NI	30 NI	3.73 ± 0.31	60.7 ± 1.0	(2.25 ± 0.13)e+28	60
Teregtiin sud	341.6 ± 1.6	79.0 ± 1.0	177.0 ± 1.3	45 NI	153 NI	18.61 ± 0.11	61.0 ± 1.0	(4.57 ± 0.31)e+27	27
Düngen	0.0 NI	71.1 NI	157.9 NI	97 NI	84 NI	24.60 ± 0.12	57.7 ± 1.2	(1.78 ± 0.17)e+27	18
Faille principale partie est	88.4 NI	88.5 NI	6.4 NI	198 NI	90 NI	35.98 ± 0.31	56.7 ± 2.4	(1.20 ± 0.23)e+28	68

Modèle avec nucléation à l'interface croûte - manteau supérieur

Mo total = $(7,27 \pm 0,40) \cdot 10^{28}$ dynes cm => Mw = 8,51 ± 0,02

Tableau III.4 c

Profondeur de la nucléation = 43 km	Orientation (deg)	Pendage (deg)	Glissement (deg)	Distance (km)	Azimut (degré)	Retard (secondes)	Profondeur (km)	Mo (dynes cm)	Durée (sec)
Teregtiin nord	315 NI	65 NI	135 NI	0	0	0	44.2 ± 2.5	(1.15 ± 0.10)e+27	18
Faille principale partie ouest	91.4 ± 1.0	88.0 ± 0.8	2.4 ± 0.8	23 ± 24	34 ± 17	5.37 ± 0.30	69.7 ± 0.9	(3.32 ± 0.12)e+28	60
Teregtiin sud	339.9 ± 4.4	84.2 ± 0.9	174.9 ± 0.9	38 ± 10	139 ± 17	17.40 ± 0.43	27.6 ± 0.8	(4.08 ± 0.28)e+27	27
Düngen	0.0 NI	70.0 ± 2.4	154.0 ± 3.2	103 ± 15	79 ± 11	27.14 ± 0.14	70.7 ± 1.2	(1.24 ± 0.14)e+27	18
Faille principale partie est	88.3 ± 2.0	86.1 ± 1.0	5.4 ± 1.0	204 ± 20	86 ± 8	42.92 ± 0.26	78.8 ± 2.1	(3.38 ± 0.23)e+28	68

"NI" indique que le paramètre n'a pas été inversé.

Les valeurs indiquées correspondent aux meilleures solutions obtenues en tenant compte des contraintes de terrain. Dans tous les cas, la solution est stable pour le Moment sismique, la profondeur et l'angle de glissement. Les incertitudes sur ces valeurs sont significatives. Par contre, pour les autres paramètres, il a été indispensable de les faire varier un par un, et pour un mécanisme à la fois, afin que les solutions restent proches des "a priori". Aussi, leurs incertitudes ne donnent qu'un ordre de grandeur.

La répartition des stations étant très faible, nous nous trouvons proche d'un cas monostation. Il en découle une certaine redondance des données et donc des incertitudes faibles.

Les résultats obtenus montrent une bonne correspondance entre les données synthétiques et les données enregistrées et ce sur une durée de signal supérieure aux modèles avec nucléation à 17 km de profondeur (figure III.29 et III.30). Les résultats sont très stables, revenant à leur position si on les fait varier autour de la solution. Les moments sismiques sont corrélés aux données de terrain malgré une certaine sous estimation (20%) et, pour la partie sud de Teregtiin, une légère surestimation (tableau III.4c). Le moment sismique total ($M_0 = 7,27 \pm 0,40 \cdot 10^{28}$ dynes cm) est plus important et cohérent avec la seule étude effectuée précédemment (Okal, 1977) ($M_0 = 5,5 \pm 2,5 \cdot 10^{28}$ dynes cm). Dans tous les cas, le Moment Sismique est supérieur à celui ($2,28 \pm 0,55 \cdot 10^{28}$ dynes cm) proposée par Baljinyam et al. (1993).

5. 2. 4. Peut-on effectuer un choix objectif entre les trois cas analysés ci-dessus ?

Les critères quantitatifs utilisés ne permettent pas de favoriser de façon objective l'un de ces trois modèles de source. Néanmoins, nous considérons celui dont le foyer est à 43 km comme étant plus satisfaisant. En effet, le résultat est plus stable, la fonction source est plus simple (plus régulière), le moment sismique des différentes branches est compatible avec les observations de terrain et finalement, le facteur de forme, égal à 5, semble plus réaliste.

D'autre part, le modèle de Sholtz, qui demande un facteur de forme de 12, pourrait être justifié par la géométrie très linéaire de la faille.

5. 2. 5. Critères de qualité du résultat et le **Root Mean Square** en question

Il est souvent confortable de se reposer sur un chiffre, une moyenne ou tout autre calcul moyen pour qualifier un résultat. Le R. M. S. fait partie de ces assises. Pourtant, il est tout à fait fréquent d'obtenir un très bon R. M. S. pour une solution donnée, alors que les polarités locales du signal sont fausses et la forme de l'onde moyenne. Dans notre cas, avec peu de stations, on peut obtenir un R. M. S. très faible pour une solution totalement en contradiction avec les ruptures de surface. En réalité, la solution est loin d'être unique (ce qui caractérise un problème inverse) et il faut baser le jugement de valeur sur des paramètres complémentaires.

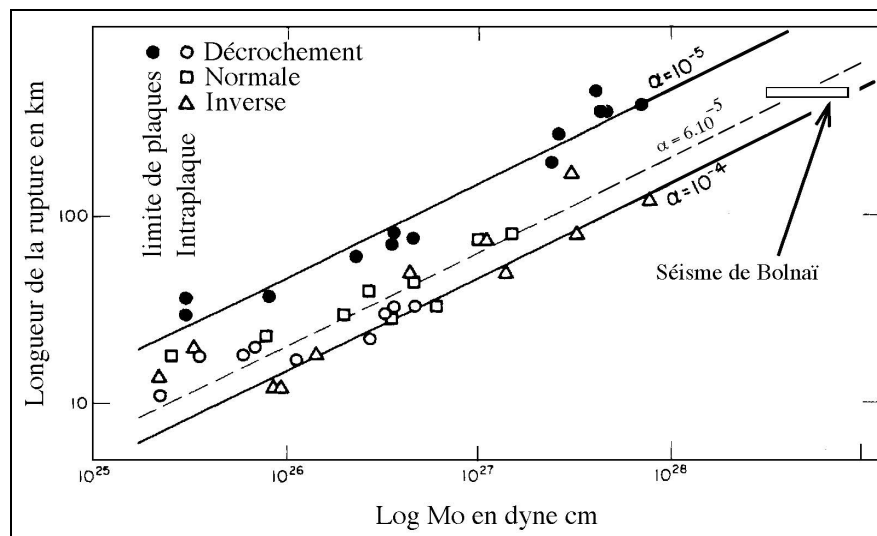
En premier lieu, la forme de la fonction source ne doit pas, en général, être très accidentée. Ceci a lieu lorsque, à partir d'un mécanisme non adapté, l'inversion module la fonction source pour ajuster les amplitudes du signal. Autre vérification, la compatibilité du mécanisme proposé avec les contraintes régionales (bien qu'elles puissent être réorientées localement) et son comportement mécanique (difficile de créer une faille inverse pure sur un plan presque vertical ...). Enfin, la plus rapide est la comparaison visuelle entre les données synthétiques et celles observées. C'est une méthode qui permet de localiser la région du signal où la correspondance, entre l'observé et le

calculé, est bonne ou mauvaise et ainsi d'établir une stratégie pour les tests suivants. Le R. M. S. est utilisé de façon automatique par le programme d'inversion afin de calculer des modèles qui le minimisent. Nous avons guidé nos choix par des comparaisons visuelles, afin de donner indirectement plus de poids aux différentes fenêtres temporelles où les solutions obtenues par le programme différaient trop des observations. Par exemple, cette comparaison visuelle nous a permis d'ajouter des sources complémentaires là où c'était nécessaire.

5. 3. Une loi d'échelle ou de similitude existe-t-elle pour de grands séismes ?

La longueur de la rupture est, quel que soit le modèle suivi, supérieure à la profondeur. Dans ce cas, d'après Scholz (1982a et 1982b), on est dans la configuration du modèle L, **augmentation du déplacement proportionnelle à la longueur de la rupture**. Des relations empiriques entre déplacements et longueurs de failles (déplacement $u = \alpha L$) ont été recherchées. Scholz et al. (1986) indiquent que $\alpha = 1. 10^{-5}$ pour les limites de plaques et $6. 10^{-5}$ pour les séismes intraplaques du Japon dont la profondeur de rupture est limitée à 15 km. En utilisant la loi **intraplaque**, nous devrions observer, sur la faille principale du séisme de Bolnaï, 22. 5 m de glissement, ce qui correspond à plus de deux fois le déplacement maximum observé en surface. Pour une limite de plaque, nous devrions observer 3,75m de glissement. Nous sommes, avec un déplacement en surface d'environ 11 ± 2 m, entre ces modèles empiriques, qui ne sont pas, il est vrai, représentatifs des grands séismes intracontinentaux. Dans le cas des séismes de Bolnaï (23 juillet 1905) et du Gobi-Altai (4 décembre 1957), $\alpha \cong 2,6. 10^{-5}$, pour celui de Fu Yun (10 août 1931) $\alpha \cong 3,4. 10^{-5}$.

Cependant, la comparaison, entre la longueur de la rupture et les Moments Sismiques possibles du séisme de Bolnaï, reste en accord avec les différenciations intraplaque et limite de plaques de Scholz et al. (1986) (figure III.31) et de Kanamori et Anderson (1975).

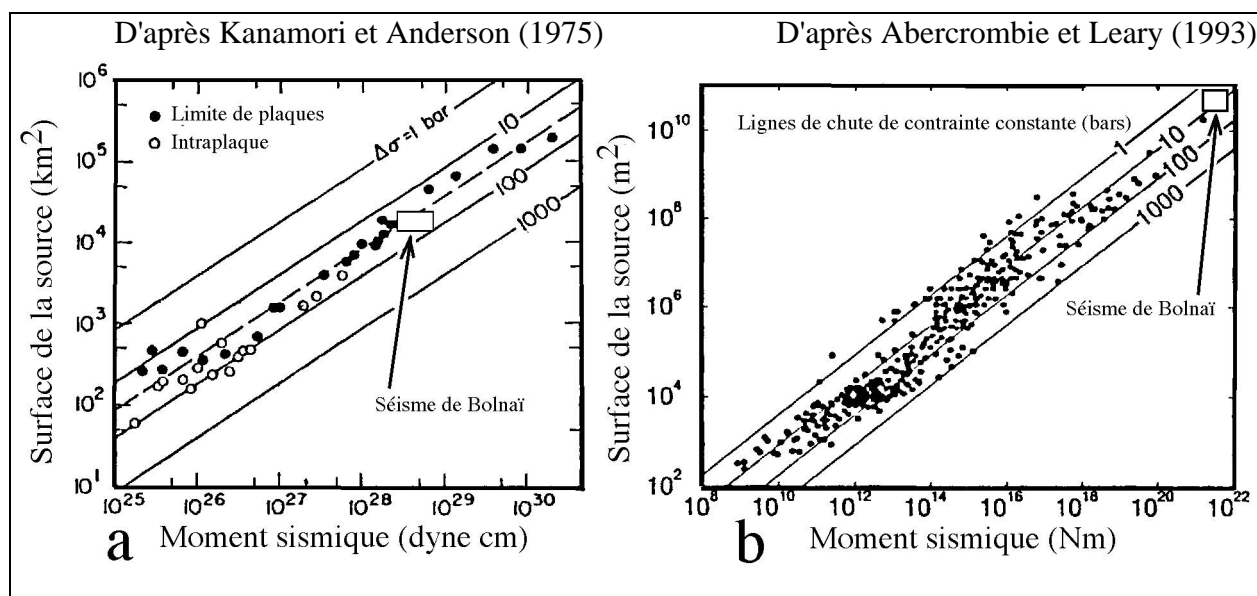


(D'après Scholz et al., 1986)

(Figure III.31)

Aussi, en supposant la chute de contrainte grossièrement proportionnelle au déplacement par unité de surfaces, elle est systématiquement plus importante dans le cas intraplaque (environ d'un facteur 3 d'après nos observations) que dans le cas limites de plaques (Scholz et al., 1986 propose un facteur 6).

Malgré ces différences, le séisme de Bolnaï est dans la continuité des observations effectuées par Kanamori et Anderson (1975) (figure III.32a) et Abercrombie et Leary (1993) (figure III.32b).



(D'après Kanamori, 1994)

(Figure III.32)

Dans la réalité, ces lois d'échelle posent de très nombreuses questions pour les grands séismes.

5. 3. 1. Comment varie la dépendance entre la longueur de la faille et le glissement ?

Une modification aurait lieu lorsque la longueur de la faille dépasse la profondeur maximale, pour une région donnée, supposée limitée à la partie sismogénétique (Scholz, 1982; Romanowicz, 1992; Pacheco et al., 1992). Ceci suppose que cette profondeur n'augmente plus quelle que soit la longueur totale de la rupture. Rien ne nous permet de l'affirmer car il n'existe actuellement aucune méthode capable d'observer cette limite dans la croûte inférieure ni son évolution avec l'augmentation de la taille des séismes. La seule certitude est que la profondeur maximale est inférieure à l'épaisseur de la lithosphère, ce qui est toutefois bien plus faible que la longueur des ruptures liées aux grands séismes (375 km pour la faille de Bolnaï).

5.3.2. Le modèle **L** élimine-t-il de fait le modèle **W** (déplacement fonction de la profondeur) ?

Rundle (1989) ainsi que Romanowicz et Rundle (1993) remettent face à face les modèles **L** et **W** et concluent que le choix dépend d'hypothèses faiblement contraintes. Le peu de données disponibles en est la cause principale.

5.3.3. Quelle est la représentativité en profondeur des déplacements mesurés en surface ?

Seuls des données très précises permettent d'approcher indirectement ces valeurs (modélisation d'accélérogrammes, interférométrie radar). La surface libre, la géométrie de la rupture, ainsi que sa profondeur, ont un effet qui n'est certainement pas négligeable. Dans notre étude, étant donné la linéarité de la faille de Bolnaï et la constance des déplacements le long de la rupture, nous gardons une bonne confiance **a priori** en la représentativité des mesures de surface.

5. 4. Conclusion.

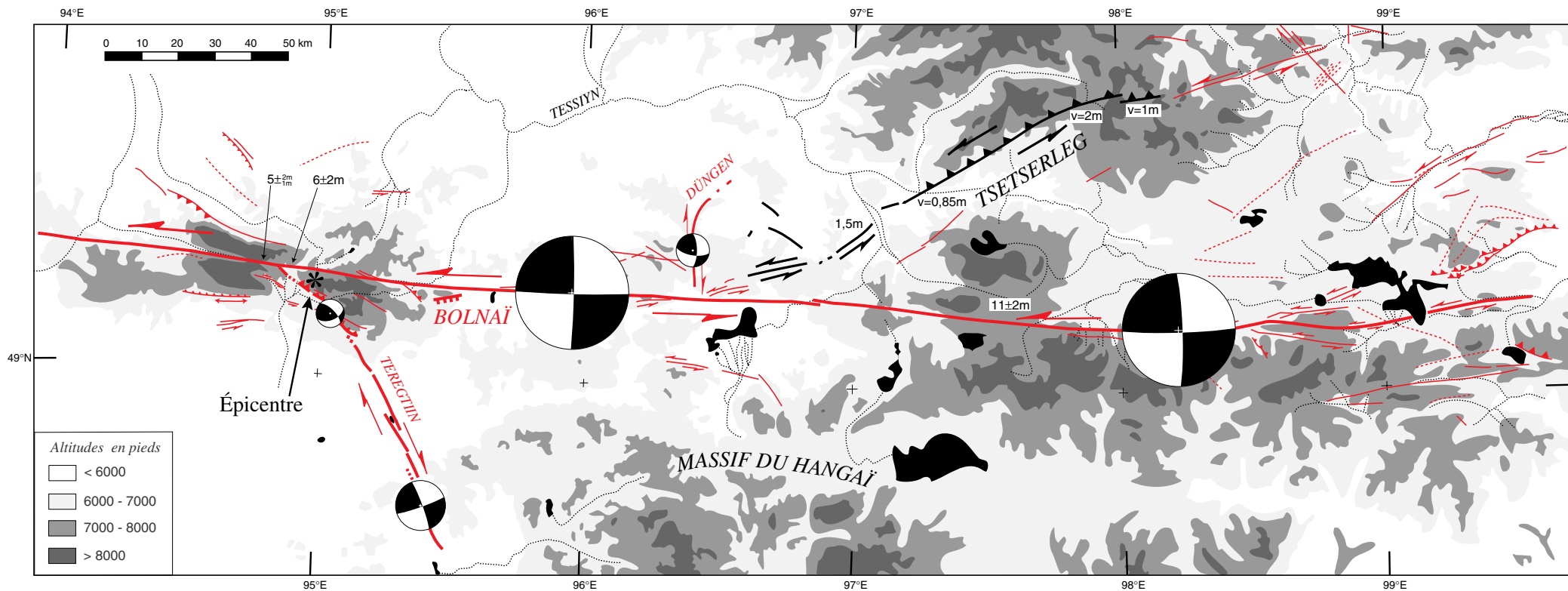
Le séisme de Bolnai a été initié à l'intersection entre la faille principale et celle de Teregtiin (figure III.33). La partie nord de Teregtiin a rompu quelques secondes avant la faille principale ($3,38 \pm 2,30$ secondes suivant les modèles considérés). Cette rupture s'est propagée vers le sud-est le long des segments de la faille. Entre la partie nord de Teregtiin, *caractérisée par une faille inverse dextre d'orientation N135 et un pendage d'environ 65° vers le NE*, et la partie sud, *marquée par plusieurs segments d'orientation N340 subverticaux à mouvement dextres pures*, on observe un arrêt de la rupture de quelques secondes. En même temps, la rupture se propage le long de la faille principale, *orientée EW et caractérisée par un décrochement sénestre pur*, sur environ 100 km vers l'Ouest et sur près de 275 km vers l'Est. La vitesse de propagation est supposée être de 2,5 km/s. La faille de Dungen, *orientée globalement NS et caractérisée par un mouvement dextre faiblement inverse*, joue environs 24 secondes après l'initiation de la rupture, ainsi avant que la rupture de la faille principale n'atteigne leur intersection.

Le moment sismique total varie de $(3,97 \pm 0,47).10^{28}$ à $(7,27 \pm 0,40).10^{28}$ dynes cm ce qui permet de calculer les magnitudes M_w correspondantes ($8,34 \pm 0,04$ à $8,51 \pm 0,02$ suivant les modèles). La faille principale représente à elle seule 82 % à 91 % du moment sismique total. Du fait des possibles frottements mécaniques dans les sismographes de type Wiechert, ces valeurs constituent des minima.

Les profondeurs de la rupture et de la nucléation demeurent incertaines mais peuvent être répartis selon trois modèles : Modèle Scholz, modèle Scholz avec importante propagation de la rupture en profondeur et modèle avec une nucléation à l'interface croûte - manteau supérieur. Cependant, cette dernière situation nous est apparue comme étant la plus satisfaisante pour expliquer nos données. Elle est caractérisée par une profondeur de 43 km pour le foyer et une rupture qui atteint, pour la faille principale, une profondeur de 70 à 80 km correspondant à environs l'épaisseur de la lithosphère.

Malgré les caractéristiques limités des sismographes Wiechert et la faible répartition spatiale des stations utilisées, les relations entre les différentes ruptures ont pu être déterminées. Les résultats sont en accord avec les contraintes imposées par les observations de surface.

Histoire des ruptures associées au séisme de Bolnaï (23 juillet 1905)



La topographie est simplifiée d'après les cartes ONC 1/1.000.000 et TPC 1/500.000. Les ruptures en surface et le réseau hydrographique sont extraits des images satellitaires KOSMOS. Les ruptures et les déplacements associés au séisme de Tsetserleg sont d'après Khilko et al 1985. Les valeurs de déplacements sont d'après Baljiniam et al 1993.

- Faille inverse
- Faille normale
- Faille décrochante
- Rivière
- Lac
- Rupture de surface associé au séisme du 9 juillet 1905
- Rupture de surface associée au séisme du 23 juillet 1905
- Structure active
- Structure supposée active

(Figure III.33)

6. Le séisme de Tsetserleg

Le séisme de Tsetserleg (9 juillet 1905) est peu connu comparativement à celui de Bolnaï (23 Juillet 1905). Les raisons sont multiples. L'accès à la région est plus difficile, les traces en surface sont moins importantes (Voznesenskii, 1914 et Khilko et al., 1985). De plus, ces auteurs indiquent que certaines ruptures n'ont probablement pas été vues et qu'il est difficile de séparer précisément celles associées au premier ou au deuxième séisme au niveau de leur jonction. Il faut rappeler que Voznesenskii n'a atteint la région que trois mois après les séismes. Cependant, il a eu des informations suffisantes pour établir que le premier caractérise les ruptures du Nord (Tsetserleg) et le deuxième celles de Bolnaï. Par ailleurs, il subsiste de nombreuses incertitudes sur les pendages, angles de glissement et dans une moindre mesure sur l'orientation des ruptures.

Les investigations dans la région indiquent une longueur de rupture d'environ 130 km pour le séisme de Tsetserleg. Les 50 km sud sont marqués par de nombreuses traces de surface (Voznesenskii, 1914) d'où il s'extraient des failles orientées N80 subverticales principalement décrochantes senestres (Khilko et al., 1985). Les 80 km nord sont caractérisés par un mouvement inverse senestre dont les orientations en surface sont $N60 \pm 10^\circ$, pendage $65 \pm 10^\circ$ et glissement à $40^\circ \pm 20^\circ$ (valeurs extrapolées des déplacements horizontaux et verticaux mesurés en surface par Baljinnyam et al., 1993.; Khilko et al., 1985 ; Vosnezenki, 1914).

L'analyse des images satellitaires **Kosmos** permet de suivre des ruptures de surface rectilignes prolongeant cette structure vers le nord-est sur plus de 80 km (figure III.34). Leurs orientations sont $N80 \pm 5^\circ$ avec de faibles reliefs associés au nord et décallant des rivières de façon senestre. S'il est nécessaire de se méfier des mouvements apparents observés sur les images télédéteectées (Gaudemer et al., 1989), notre interprétation est néanmoins cohérente avec les tenseurs de contraintes de la région (σ_1 selon N00 à N30) et avec les mouvements sur la faille de Bolnaï. Jusqu'à présent, il a été supposé que le séisme de Tsetserleg n'a pas affecté cette région. Ce point sera discuté lors de la modélisation.

L'ensemble des incertitudes subsistant sur les mécanismes du séisme de Tsetserleg et sur leur extension en profondeur augmente sensiblement l'espace des solutions autorisé par les contraintes de terrain. De plus, les mécanismes des différents segments sont comparables en orientations et pendages ce qui rend difficile leur séparation à partir des quelques données sismologiques à notre disposition.

Nous avons montré la nécessité d'une propagation unilatérale de la rupture pour expliquer en partie la longueur des signaux (paragraphe 4.6.). Pour justifier toute leur durée, il est nécessaire d'invoquer soit une propagation vers l'est avec une vitesse faible (< 2 km/s), soit une longueur de rupture supérieure à celle définie jusqu'à présent. Les seules structures en continuités des failles cartographiées se situent à leur extrémité NE. A l'opposé, une extension vers l'extrémité sud impliquerait qu'une partie de la structure de Bolnaï casse dès le 9 Juillet. Ceci est en contradiction avec la modélisation des ondes de volume du 23 Juillet et pose de nombreuses questions.

Les ruptures associées au séisme de Tsetserleg (9 juillet 1905)

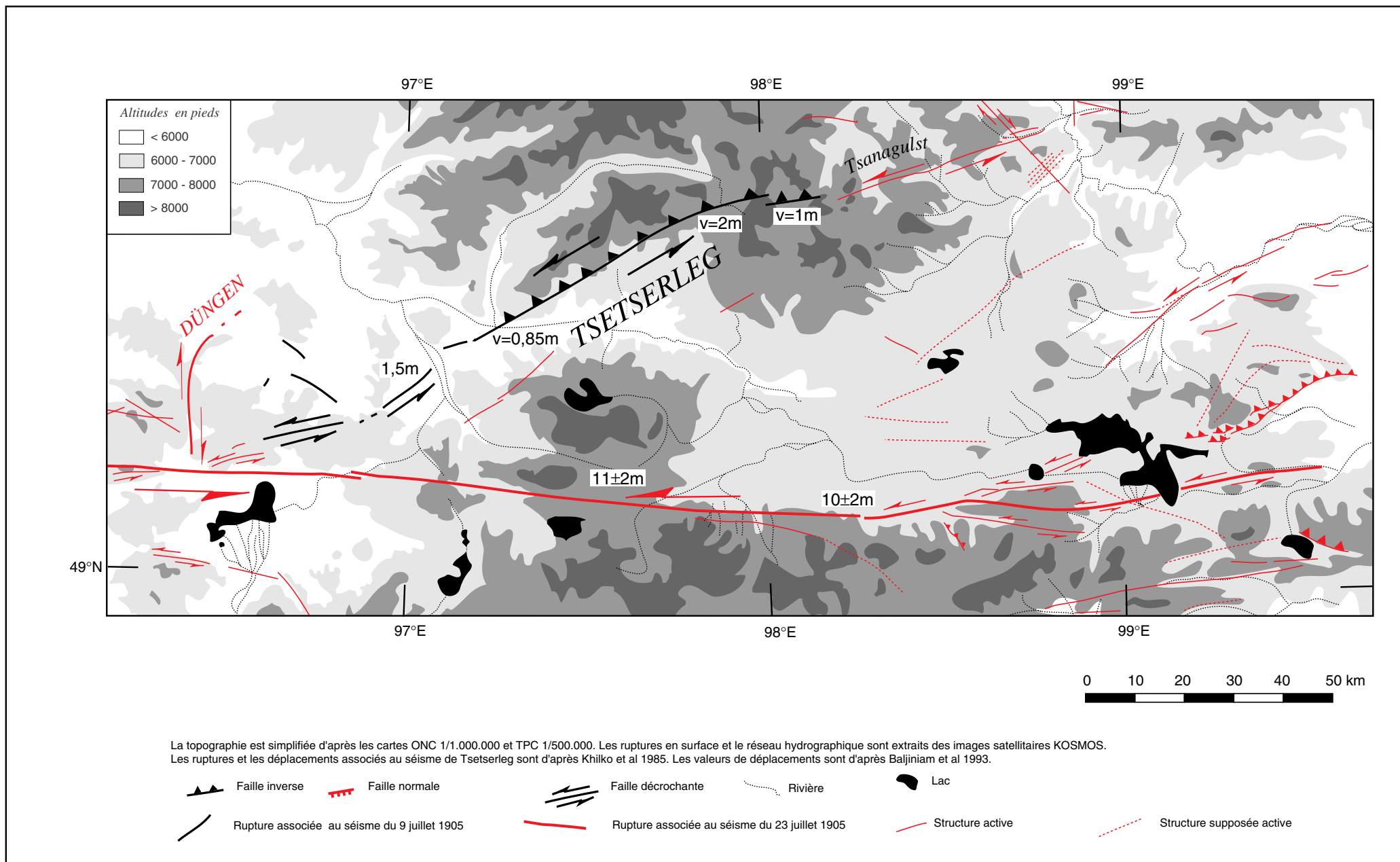


Figure III.34

Pourquoi la structure de Bolnaï aurait été cassée localement sans que la rupture s'y propage immédiatement ?

6. 1. Au moins deux mécanismes sont responsables des ruptures associées au séisme de Tsetserleg

Les ondes de volume **P** sont polarisées suivant le rai source-station. L'onde **S**, quant à elle, est polarisée selon une direction qui dépend du mécanisme au foyer mais qui est toujours contenue dans le plan perpendiculaire à la polarisation de la **P**. Ainsi, si le mécanisme change à la source, l'orientation de la polarisation dans ce plan change aussi.

On observe que les composantes NS et EW de l'onde **S** à la station de Göttingen sont proportionnelles et de même signe pour la fin du signal (figure III.35) marquant une polarisation vers le NE, alors qu'elles sont de signe opposé au début du signal indiquant une polarisation vers le NW. Ceci suggère la présence de deux mécanismes consécutifs différents, le dernier débutant environ 40 secondes après le début du signal **S**.

6. 2. Filtrage et limite de l'inversion

Etant donné la très forte instabilité des résultats des premiers tests, nous avons filtré des hautes fréquences à 10 secondes par un Butterworth à 2 pôles. Le signal ainsi obtenu est plus simple ce qui a pour effet de favoriser lors de l'inversion les solutions avec une importante profondeur de la nucléation. Aussi, nous fixerons celle-ci à 15 km en permettant une propagation importante de la rupture en profondeur (Tableaux III.5a et b). Les différentes profondeurs de nucléation et de rupture présentées pour le séisme de Bolnaï restent valables dans le cas de Tsetserleg, mais leur détermination est mal contrainte avec nos données.

Toutefois, les petites différences entre les mécanismes possibles ainsi que la faible couverture de nos données rendent instable une inversion simultanée d'un nombre important de paramètres. Ainsi, nous avons inversé uniquement la fonction source, le retard entre les différents mécanismes et plus ponctuellement quelques paramètres. Pour les autres inconnues, de nombreux essais-erreurs ont été nécessaires.

6. 3. Propagation de la rupture vers l'Est

Nous allons essayer, dans un premier temps, de modéliser le signal en supposant une propagation de la rupture vers l'Est. Cette solution a été proposée par Okal (1977) en modélisant une faille orientée environ N90 à partir de l'onde de surface **Love** enregistrée à Göttingen.

Les essais, en faisant démarrer la rupture à l'extrémité sud-ouest, ne permettent pas d'expliquer les formes d'onde et sous-estiment fortement les amplitudes de l'onde **Sh**. Ceci est dû

Deux mécanismes caractérisent la source du séisme de Tsetserleg

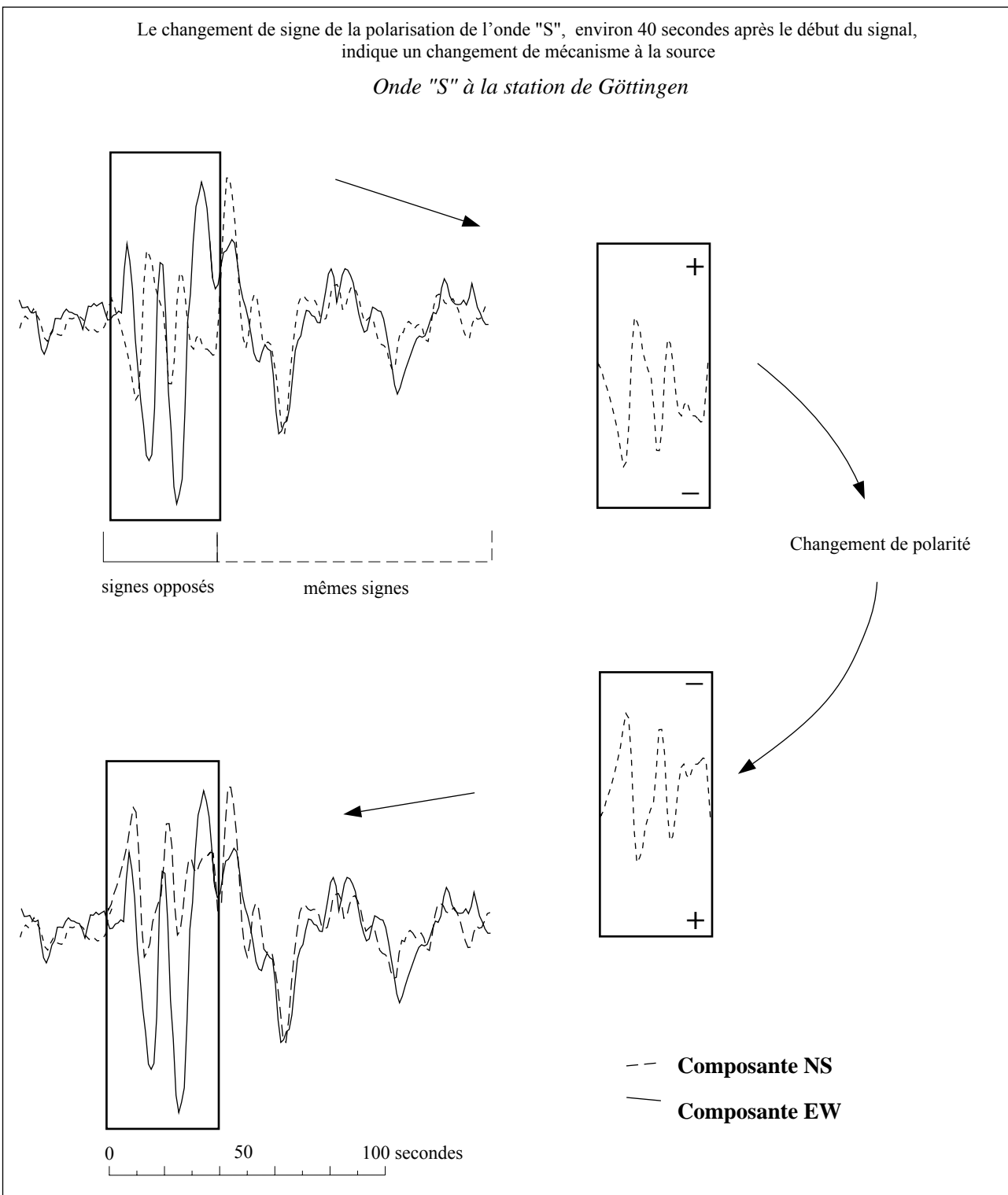


Figure III.35

au fait que la position des stations est très proche du plan modal de la **Sh** pour le segment sud-ouest (N80 décrochant sénestre subvertical) (figure III.41)

En utilisant uniquement la faille principale, (N60 décrochante sénestre inverse) nous pouvons décrire la plupart des formes d'onde sauf celles de l'onde Sv à Gottingen (figure III.36). De plus, à la station de Strasbourg, les sismogrammes synthétiques calculés sont cohérents avec les données qui, rappelons le, n'ont pas été inversées. Par contre, les amplitudes modélisées à Uppsala et Göttingen sont souvent insuffisantes et le début ainsi que la deuxième moitié du signal ne sont pas expliqués. La durée de la source est de 28 secondes en considérant une vitesse de propagation de 2,5 km/s. On définit ainsi un segment d'environ 70 km caractérisant déjà toute la structure N60 observée en surface. Cependant, pour expliquer la longueur de la forme d'onde de la **S** (particulièrement la Sv), on a besoin d'une source très longue, bien supérieure aux observations de terrain. Si on rallonge la faille principale avec le même mécanisme, ou si on réduit sa vitesse de propagation, on obtient de fortes amplitudes sur la **P** plus de 45 secondes après la première arrivée ce qui est en contradiction avec le signal enregistré. Il faut donc une longueur de rupture plus grande, donc des ruptures additionnelles.

6. 3. 1. Une structure décallant des rivières actives prolonge les ruptures de Tsetserleg vers le NE. A-t-elle été activée le 9 Juillet 1905 ?

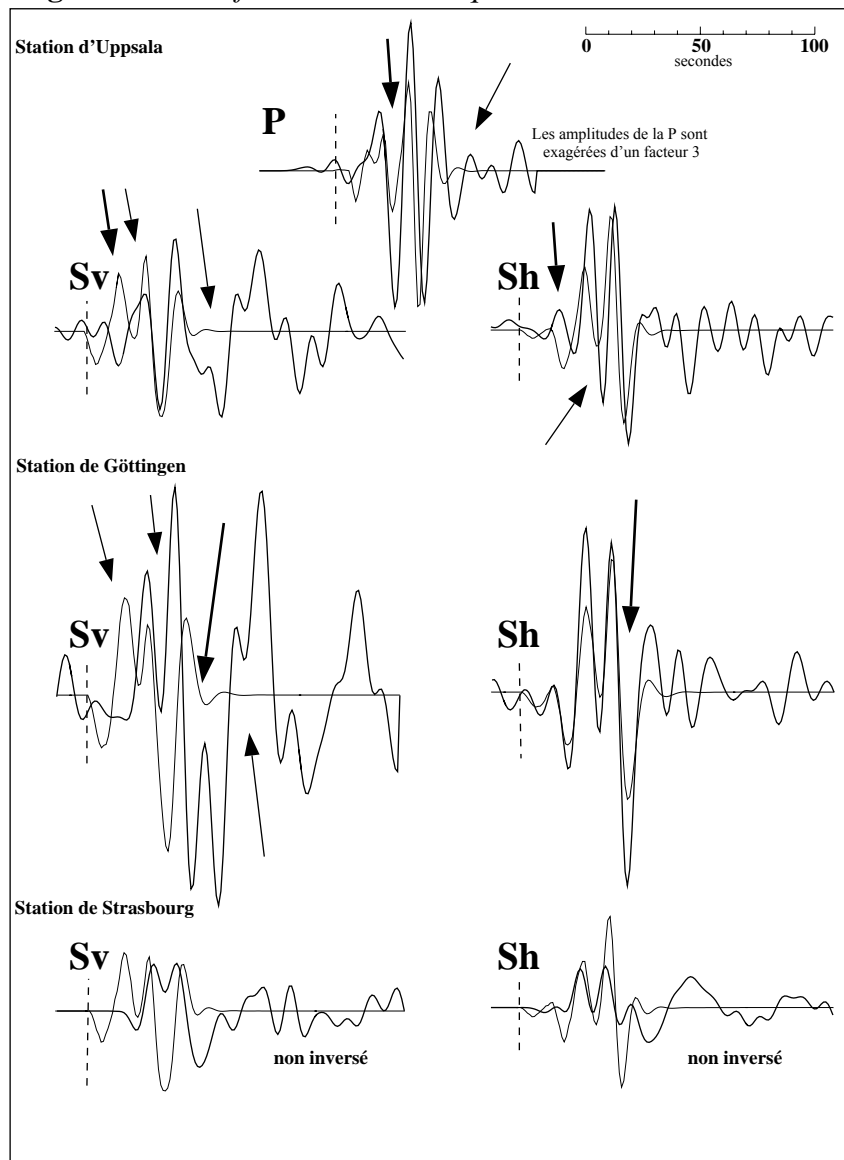
La rupture observée sur les images satellitaires **Kosmos** a peu de relief associé en comparaison de la faille principale (N60). Ceci suggère une plus faible composante verticale du mouvement. Plusieurs essais nous ont amené à choisir une faille très décrochante subverticale (figure III.41 + tableau III.5a). Elle permet de décrire de fortes amplitudes sur la **Sv** et plus faibles sur la **Sh** et la **P** (figure III.37).

Si l'on intègre cette structure à l'histoire de la source, on obtient de bons résultats sur la plupart du signal aussi bien pour la **P** que pour les **S**. Le retard, qui est d'environ 30 secondes entre la nucléation et le début de cette rupture, est en accord avec le changement de la polarisation de la **S** (figure III.35). Nous avons de la sorte ajouté environ 60 km de rupture à celles indiquées par les différents auteurs. Nous pouvons comparer cette situation avec les résultats de la modélisation de Okal (1977) qui constitue la seule étude précédemment effectuée à partir de signaux sismiques. Elle indiquait près de 200 km de rupture (nous donnons environ 190 km = 130 km cartographiés + 60 km ajoutés). Aucune observation de terrain ne confirme ou n'infirme un mouvement sur cette faille lors du séisme de Tsetserleg, cependant la longueur du signal et la présence de cette structure sur les images télédéteectées concordent avec cette hypothèse. Il est à noter que, malgré cela, la fin de l'onde **S** n'est pas totalement expliquée.

Pour finir, la structure (N80) qui fait la jonction avec Bolnaï est intégrée au début de l'histoire de la source. Elle est associée cette fois à une propagation de 2,5 km/s vers l'ouest pendant 18 secondes ce qui définit un segment d'environ 45 km. Elle permet d'améliorer

Modélisation de la forme des ondes de volume du séisme de Tsetserleg (9 juillet 1905)
Solutions intermédiaires pour une propagation vers l'Est

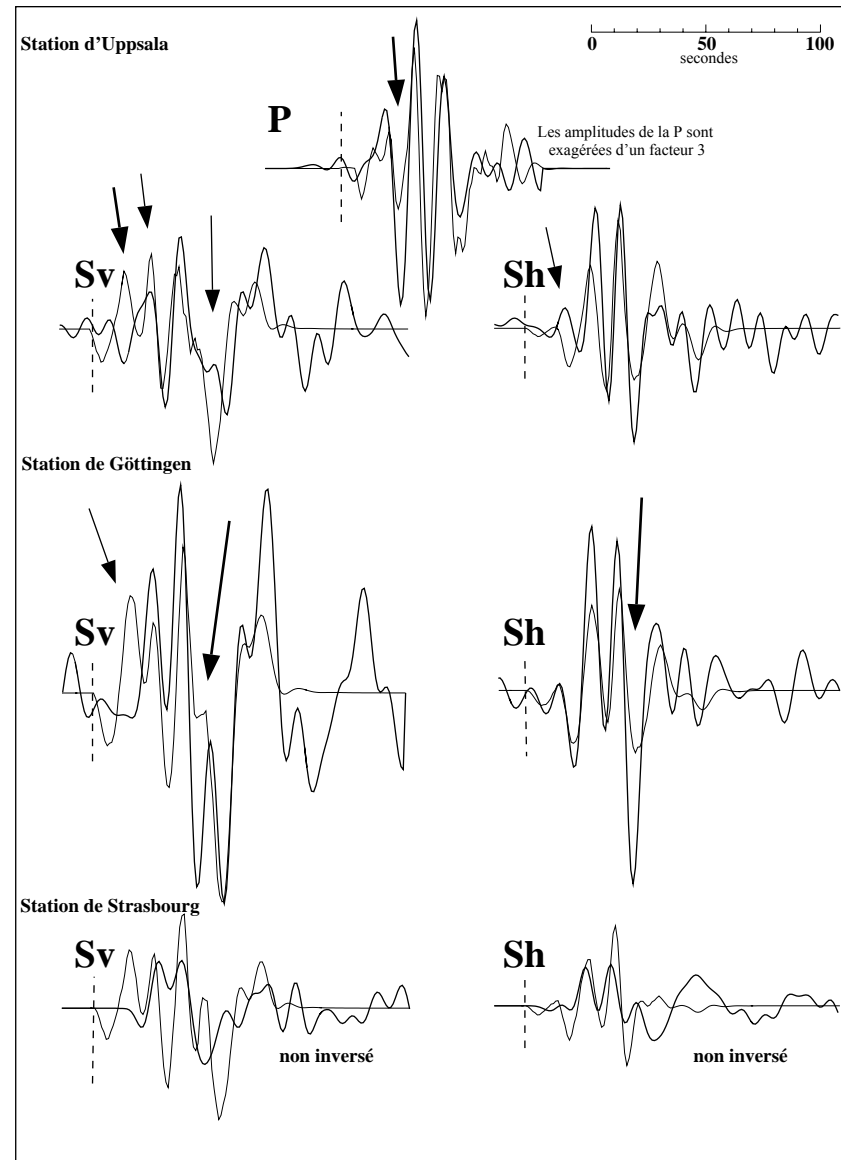
Figure III.36 *faille centrale uniquement*



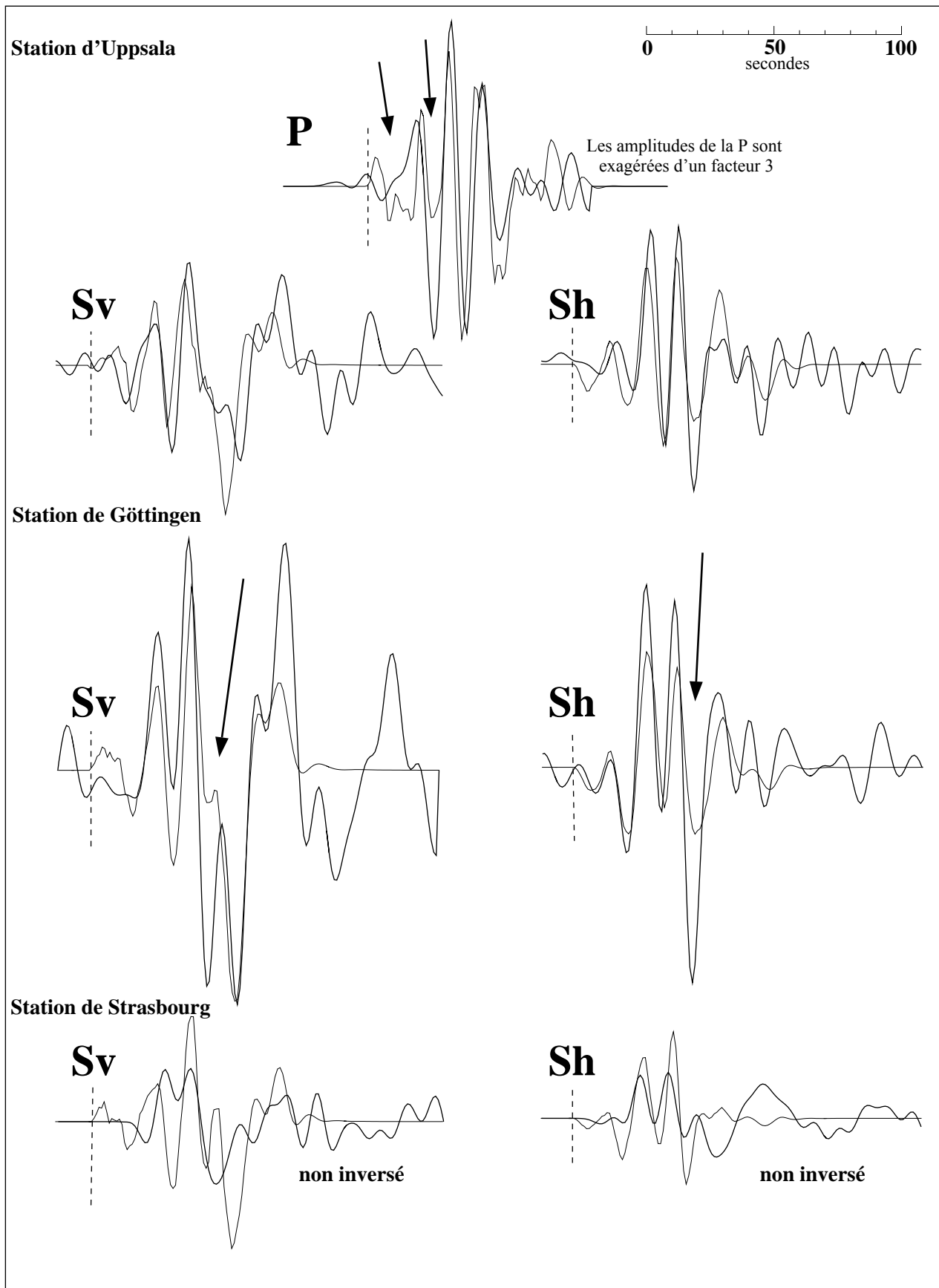
← indique les formes d'onde faiblement expliquées

faille centrale et nord

Figure III.37



← indique les formes d'onde faiblement expliquées



➤ indique les formes d'onde faiblement expliquées

Figure III.38

Les deux solutions proposées pour le séisme de Tsetserleg (9 juillet 1905)

(Tableau III.5a) **Modèle avec une propagation de la rupture vers l'Est** $M_0 \text{ total} = 1,06 \pm 0,05 \cdot 10^{28} \text{ dynes cm} \Rightarrow M_w = 7,95 \pm 0,02$

Profondeur nucléation = 15 km	Orientation (deg)	Pendage (deg)	Glissement (deg)	Distance (km)	Azimut (degré)	Retard (secondes)	Profondeur (km)	Mo (dynes cm)	Durée (sec)
Tsetserleg centrale	238.0 NI	64.0 NI	37.0 NI	0	0	0	50.0 NI	$(2.54 \pm 0.09)e+27$	28
Tsetserleg sud	80.0 NI	$84,9 \pm 1.8$	7.0 ± 2.0	80 NI	240 NI	3.27 ± 0.27	50.0 NI	$(1.77 \pm 0.15)e+27$	18
Tsetserleg nord	258.0 NI	88.0 NI	3.0 NI	45 NI	240 NI	29.56 ± 0.39	50.0 NI	$(6.30 \pm 0.25)e+27$	24

(Tableau III.5b) **Modèle avec une propagation de la rupture vers l'Ouest** $M_0 \text{ total} = 9,97 \pm 0,69 \cdot 10^{27} \text{ dynes cm} \Rightarrow M_w = 7,94 \pm 0,02$

Profondeur nucléation = 15 km	Orientation (deg)	Pendage (deg)	Glissement (deg)	Distance (km)	Azimut (degré)	Retard (secondes)	Profondeur (km)	Mo (dynes cm)	Durée (sec)
Tsetserleg nord	260.0 NI	84.0 NI	13.0 NI	0	0	0	58.32 ± 1.03	$(2.38 \pm 2.20)e+26$	12
Tsetserleg centrale	238.0 NI	64.0 NI	37.0 NI	50 NI	240 NI	2.35 ± 2.63	69.96 ± 0.64	$(3.04 \pm 0.23)e+27$	36
Tsetserleg sud	260.0 NI	80.0 NI	4.0 NI	100 NI	245 NI	$33,38 \pm 0.92$	52.34 ± 3.84	$(6.69 \pm 0.24)e+27$	27

"NI" indique que le paramètre n'a pas été inversé, mais qu'il a été défini par essai-erreur ou a partir "d'a priori" issus d'observations de terrain. Les valeurs indiquées correspondent aux solutions obtenues en tenant compte des contraintes de terrain.

La répartition des stations étant très faible, il en découle une certaine redondance des données et donc des incertitudes faibles.

Figure III.39

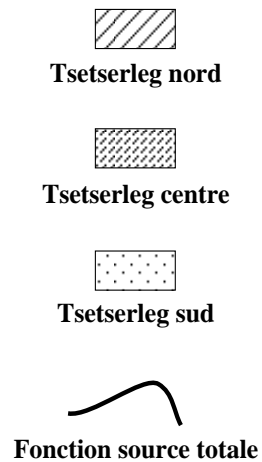
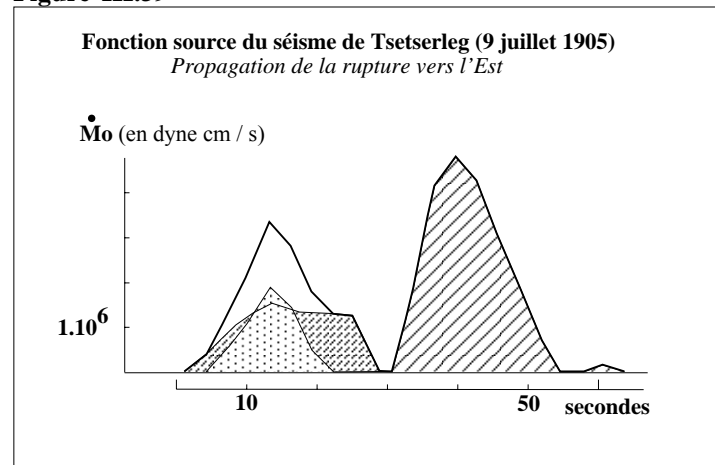
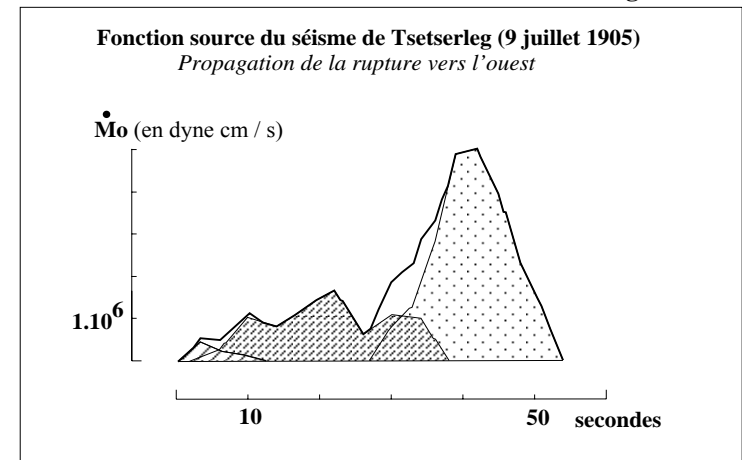


Figure III.40



nettement les premières secondes du synthétique, sauf pour le début de la **P**, et de mieux corrélérer les amplitudes observées et calculées (figure III.38).

6. 3. 2. La fonction source et le moment sismique

La fonction source montre ainsi deux grands épisodes avec un retard de 30 secondes du deuxième sur le premier (figure III.39).

Le moment sismique total est de $1,06 \pm 0,05 \cdot 10^{28}$ dynes cm, d'où $M_w = 7,95 \pm 0,02$. Il en résulte environ 2,4 m de déplacement sur la faille centrale et 2,6 m sur la partie sud-ouest, comparables aux 2,3 m proposés par Baljinnnyam et al. (1993) d'après les mesures de terrain. La partie nord-est ajoutée demande environ 7 m de décrochement, valeur importante mais comparable aux 11 ± 2 m observés sur la faille de Bolnaï. Le moment sismique total est 5 fois supérieur à celui proposé par Baljinnnyam et al. ($2,2 \pm 0,6 \cdot 10^{27}$ dynes cm, d'où $M_w = 7,5 \pm 0,1$) dû à une profondeur de rupture supposée à 50 km et à une longueur de rupture supérieure de 50% à celle proposée par les auteurs. Nos résultats sont cependant comparables aux magnitudes M_s (M_s sous-estime l'importance d'un séisme à ces magnitudes) indiquées par différents auteurs utilisant des enregistrements variés (Okal, 1977 : $M_s = 7,9 \pm 0,2$; Kanamori, 1977 : $M_s = 8,25$; Abe, 1981 : $M_s = 8,4$). Seul Abe (1983) propose $M_s = 7,6$ mais par la même étude, il indique $M_s = 7,7$ pour Bolnaï ce qui est, sans en douter, fortement sous-estimé. En effet, ceci est très inférieur aux résultats les plus pessimistes de la modélisation de Bolnaï et surtout suppose un glissement moyen de moins de deux mètres lors de ce séisme ce qui est cinq fois inférieur aux observations de surface!

6. 4. Propagation de la rupture vers l'ouest, implications.

Les mécanismes des ruptures au nord-est et au sud-ouest de la faille principale de Tsetserleg sont comparables (figure III.41). Ainsi, l'étude de la propagation vers l'ouest est symétrique à celle vers l'est, car la faible répartition spatiale de nos données ne permet pas de les différencier.

Pour les mêmes raisons que celles citées précédemment, la rupture doit débiter avec la faille centrale. L'inversion indique qu'elle est légèrement précédée par un petit segment cartographié à son extrémité nord (orientation N260 / pendage 84° / glissement 13°) qui cette fois ne nécessite pas d'être étendu. La propagation se fait vers l'ouest. Environ 30 secondes plus tard, la rupture sud doit être activée (figure III.43). Nous avons été obligés de lui associer une durée de 27 secondes afin d'expliquer partiellement la partie finale de la **Sv**. Ceci implique que le segment sud doit avoir plus de 65 km, ce qui est supérieur à la distance entre l'extrémité ouest de la faille

Mécanismes des différents segments du séisme de Tsetserleg

Figure III.41

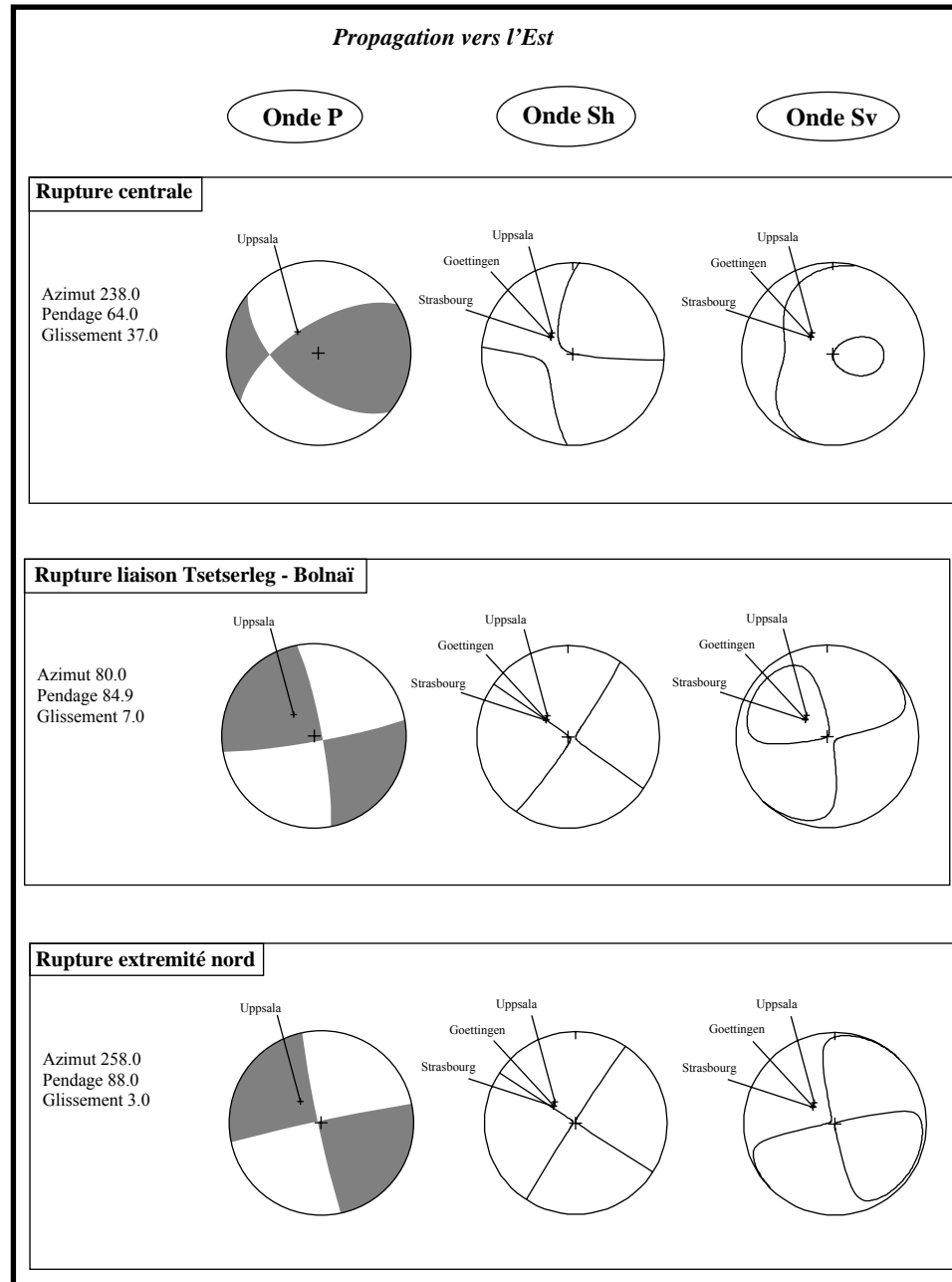
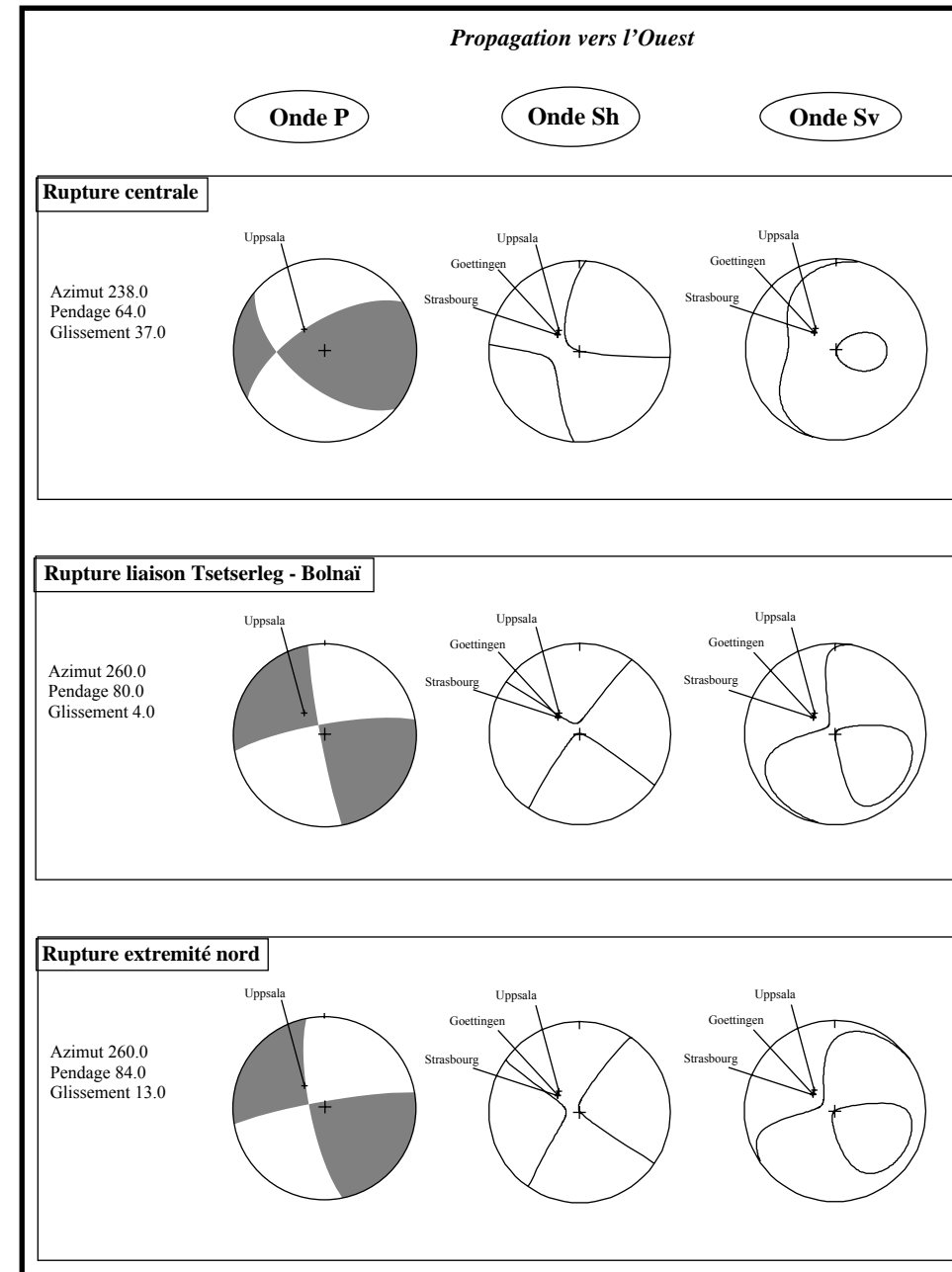
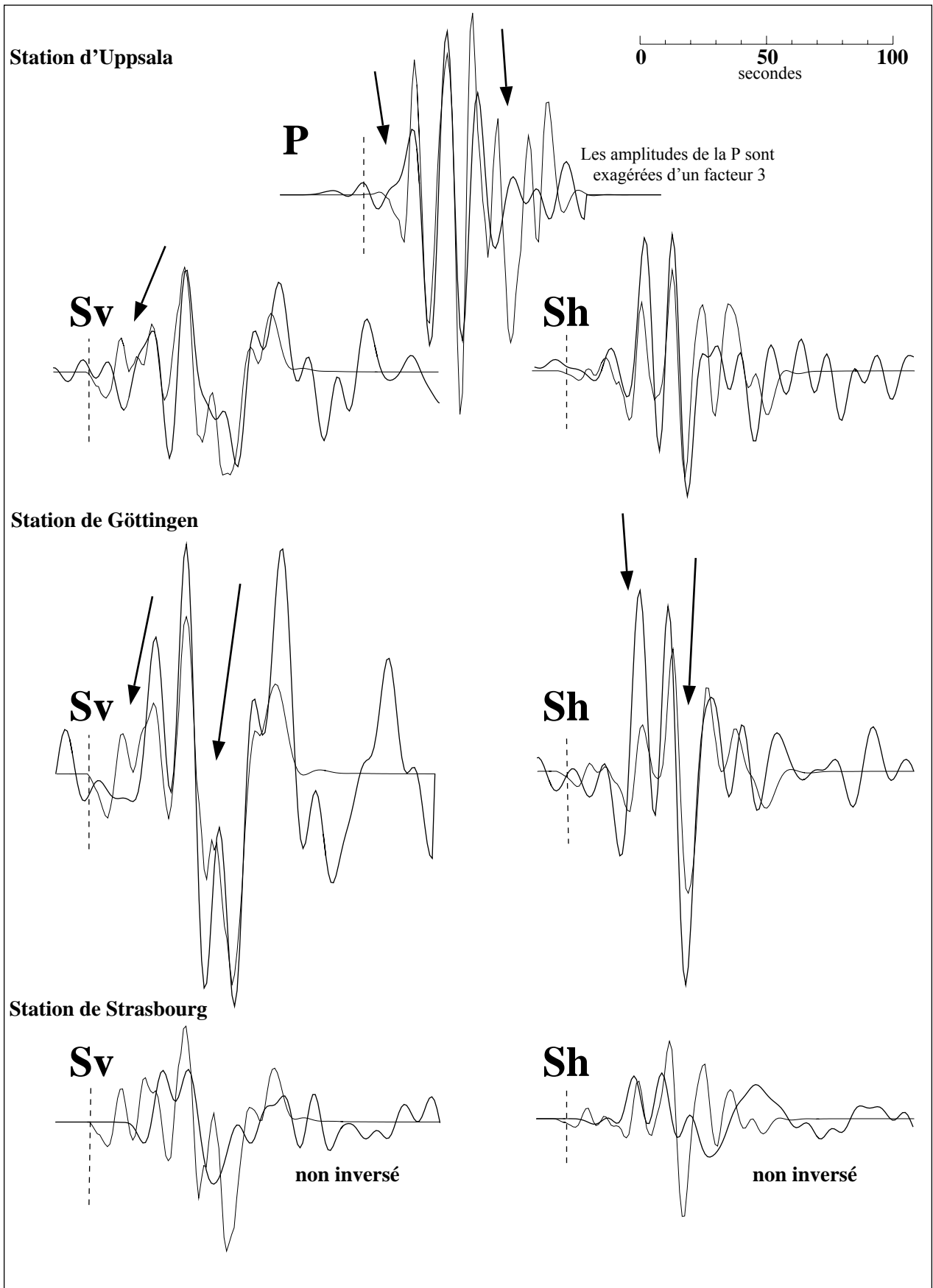


Figure III.42





↖ indique les formes d'onde faiblement expliquées

Figure III.43

centrale et la jonction avec la rupture de Bolnaï (figure III.34). Ainsi, dans cette situation, on devrait faire casser une partie de la faille de Bolnaï dès le 9 juillet, ce que nous excluons. Finalement, il existe une incohérence entre la durée du signal observé et les longueurs de rupture possible. Ce problème est amplifié du fait que la propagation vers les stations (vers l'ouest) raccourcit la durée du signal observé par rapport à la durée de la source (annexe 2).

La forme d'onde résultant de cette modélisation est comparable à celle de la propagation vers l'est (figure III.43), bien que le début soit moins bien expliqué et que la fin de la **P** montre des amplitudes trop fortes. Les tentatives pour corriger ces différences n'ont pas porté leurs fruits et nous présentons ici (Tableau III.5 b) la meilleure solution obtenue.

6. 4. 1 Fonction source et moment sismique

On observe deux grands épisodes dans la fonction source, le deuxième débutant au bout de 30 secondes. Le premier est plus faible que celui obtenu pour une propagation vers l'est à cause de la taille plus réduite utilisée dans ce cas pour le segment nord (figure III.40).

Le moment sismique total est identique au cas précédent. Par contre, le déplacement sur la faille principale passe de 2,4 à 1,6 m, celui sur la rupture au nord devient très faible (0,5 m) et celui du segment sud atteint 6,3m, valeur importante mais pas aberrante si on la compare aux 11 ± 2 m qui ont eu lieu sur les failles de Bolnaï 14 jours plus tard.

6. 5. Discussions

Le choix entre les deux directions de propagation n'est pas possible à partir de la modélisation, mais les implications qui en découlent favorisent une propagation vers l'est. En effet, les 130 km cartographiés (Vosnezenski, 1914; Khilko et al., 1985; Baljinnyam et al., 1993) ne permettent de décrire qu'une partie de la durée du signal observé. Aussi faut-il augmenter nettement la longueur de la rupture, (caractéristique indiquée par Okal, 1977). L'extension des structures au sud étant spatialement limitée, nous ne pouvons réellement augmenter la longueur du séisme de Tsetserleg que par les structures au NE (Tsanagulst) nettement visibles sur les images satellitaires **Kosmos** . Cette prolongation de la rupture permet d'obtenir une magnitude, à partir du moment sismique, comparable à celles mesurées sur les divers enregistrements mondiaux. Seule une vérification sur le terrain permettrait de confirmer ou non nos résultats. Finalement, lors de la modélisation, la propagation vers l'est permet de mieux réduire les écarts à la fin du signal **P** et au début du signal **S**.

6. 6. Les tenseurs de contraintes compatibles avec la rupture de Tsetserleg

Le séisme de Tsetserleg est situé dans une zone de transition où σ_1 passe de l'horizontale (de nombreuses structures en compression sont observées au sud de la faille de Tsetserleg), à la verticale (rift du Baïkal - Delvaux et al sous presse). C'est pourquoi nous avons recherché les tenseurs de contraintes qui permettent d'expliquer les mouvements observés sur les failles lors du séisme de Tsetserleg.

Deux orientations générales du tenseur des contraintes semblent possibles. D'une part, nous avons mesuré la contrainte principale à N30° à partir de stries sur le plan de faille du séisme du Gobi-Altai (4 décembre 1957), ainsi que par rapport aux figures de compression et d'extension sur les ruptures associées au séisme de Bolnai (23 juillet 1905). D'autre part, près de la rivière Tesiin, là où la rupture de Tsetserleg change d'orientation, il a été observé des structures en extension EW et compression NS, d'où une probable contrainte principale orientée NS. Ainsi, à partir de ces deux tenseurs de contraintes, nous avons testé quels sont les facteurs de forme R permettant d'expliquer les directions de glissement, mesurées en surface, associées au séisme de Tsetserleg. Pour cela, nous avons fait varier R de 1 à -5 (Armijo et Cisternas, 1978; cf annexe 3).

Pour σ_1 horizontale et orientée NS, le meilleur facteur R obtenu est 0 ($\sigma_2 = \sigma_3$), cas d'une compression uniaxiale. Dans le cas où l'on considère σ_1 orientée N30°, les meilleurs résultats sont obtenus pour une valeur de $R = -0,5$ correspondant à une compression triaxiale avec σ_3 vertical. Dans les deux cas, un pendage fort est nécessaire pour expliquer la direction de glissement proche de l'horizontale observée sur le segment sud. Il est à noter que la contrainte σ_1 fait, avec l'orientation du segment sud, un angle de 80° si elle est orientée NS et 60° si elle est orientée N30°. Cette dernière situation est préférable car la friction est plus faible et la contrainte de cisaillement plus forte ce qui facilite le mouvement décrochant observé en surface.

Nous avons rejeté les tenseurs avec σ_2 vertical car ils impliquent, sur la faille centrale, un mouvement décrochant normal (si σ_1 est orientée N30°) ou décrochant presque pur (si σ_1 est orientée NS), en contradiction avec les observations de terrain (Voznesenskii, 1914; Khilko et al. 1985).

Nous proposons un tenseur dont la contrainte principale est orientée N30° et un facteur de forme de -0,5 comme caractérisant localement la région du séisme de Tsetserleg. Cependant, le peu de données à notre disposition ne nous permet pas de proposer une solution définitive.

Histoire des ruptures associées au séisme de Tsetserleg (9 juillet 1905)

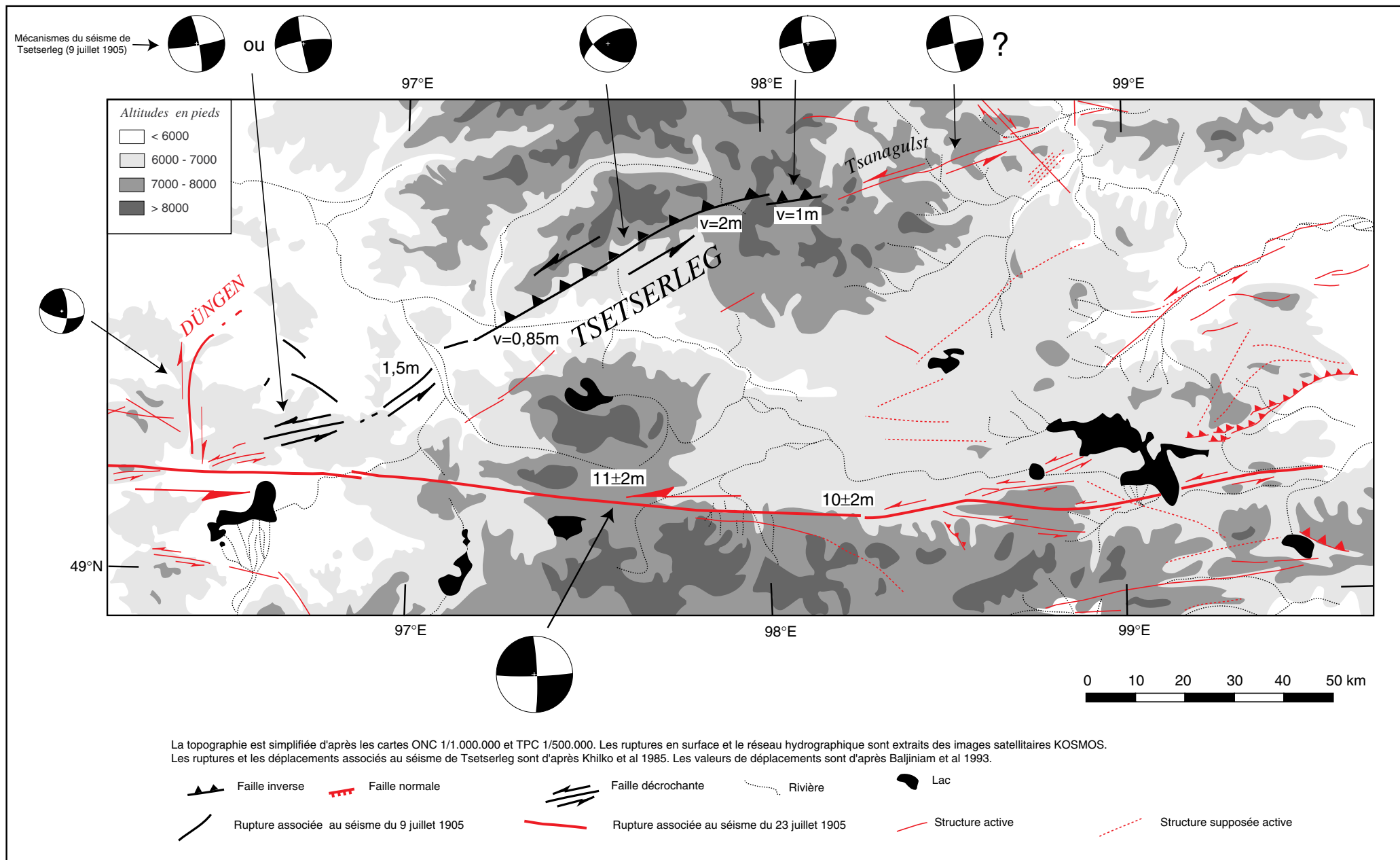


Figure III.44

6. 7. Conclusions

Le séisme de Tsetserleg est caractérisé par une rupture qui débute à l'extrémité ouest de son segment central (orientation N238 / pendage 64° / glissement 37°) à caractère décrochant sénestre inverse. Elle se propage vers l'est le long du segment central et se poursuit au-delà des ruptures cartographiées à ce jour le long du segment oriental (sur plus de 60 km certainement). Ce dernier correspond à une structure décrochante légèrement inverse à pendage fort vers le Nord (orientation N260 / pendage 84° / glissement 13°) (figure III.44). Aussi, dès le début, elle se propage vers l'Ouest, le long d'une structure N80, jusqu'à sa jonction avec la faille de Bolnaï.

Sa longueur totale, donnée à 130 km par les études de terrain, est augmentée (jusqu'à au moins 175 km) pour expliquer la longueur des ondes de volume enregistrées. Les profondeurs de nucléation et de rupture sont supposées de 15 km et de 50 km respectivement mais ne peuvent être déterminées à partir de nos données. Le moment sismique obtenu est de $(1,06 \pm 0,05) 10^{28}$ dynes cm impliquant une magnitude Mw de $7,95 \pm 0,02$ comparable à celles indiquées par les différents auteurs. La durée totale de la source modélisée est de 65 secondes. Celle-ci pourrait encore être plus grande si l'on considère la longueur des ondes Sv.

Le tenseur local des contraintes est faiblement déterminé à partir des ruptures de surface connues. Néanmoins, les essais effectués indiquent que si la contrainte σ_1 est orientée NS, le facteur de forme du tenseur des contraintes serait proche de 0 (compression uniaxiale) alors que si σ_1 est orientée N30, il serait de - 0,5 (compression triaxiale).

La modélisation du séisme de Tsetserleg est moins précise que celle de Bolnaï et cela est principalement dû à des mécanismes très proches les uns des autres, et à des informations moins détaillées sur ses ruptures en surface. C'est à dire, on dispose d'un faible nombre de contraintes a priori. Les résultats obtenus sont pour la plupart cohérents avec les données de terrain si l'on fait abstraction de la longueur de la rupture.

Conclusion

Un effort particulier a été effectué pour récupérer un signal non déformé à partir des sismogrammes historiques. Une amélioration de la forme d'onde, lors des lacunes liées aux tops minutes, a été obtenue par l'utilisation de filtres prédictifs.

Les données précises sur les ruptures de surface et leur séparation entre les deux événements ont permis de contraindre la modélisation de ces séismes.

Nous avons de bons critères pour proposer une propagation dominante des ruptures vers l'est pour les deux événements de 1905.

Le foyer du séisme de Tsetserleg est à l'extrémité ouest de la faille centrale (orientée N60 et décrochante sénestre inverse). La rupture s'est propagée, d'une part, vers l'est le long du segment central puis aurait continué le long de la faille de Tsanagulst (décrochante sénestre) au-delà des ruptures cartographiées à ce jour et, d'autre part, vers l'ouest, sur une distance plus faible, le long d'une structure N80 décrochante sénestre jusqu'à sa jonction avec la faille de Bolnaï.

L'initiation du séisme de Bolnaï s'est faite à l'intersection entre la faille principale (décrochante sénestre) et celle de Teregtiin (décrochante droite). La rupture s'est propagée dans trois directions, vers le sud-est le long de la faille de Teregtiin, ainsi que vers l'ouest (sur environ 100 km) et l'est (sur environ 275 km) le long de la faille principale. La rupture de Dūngen casserait environ 24 secondes après la nucléation.

Aussi bien pour le 9 que pour le 23 juillet, la vitesse de propagation est supposée être de 2,5 km/s.

Le moment sismique du séisme de Tsetserleg est de $(1,06 \pm 0,05) 10^{28}$ dynes cm d'où une magnitude M_w de $7,95 \pm 0,02$. Pour le séisme de Bolnaï, le moment sismique varie de $(3,97 \pm 0,47) \cdot 10^{28}$ à $(7,27 \pm 0,40) \cdot 10^{28}$ dynes cm suivant les modèles utilisés d'où une magnitude M_w de $8,34 \pm 0,04$ à $8,51 \pm 0,02$. Le moment sismique libéré par le séisme du 23 juillet est ainsi quatre à sept fois plus important que lors du séisme du 9 juillet 1905. La durée totale de la source modélisée est de 65 secondes pour Tsetserleg et de 115 secondes pour Bolnaï.

Les profondeurs de nucléation et de rupture demeurent incertaines. Trois situations ont été examinées: (1) une nucléation et une rupture limitées à la zone sismogénétique, (2) une nucléation dans la zone sismogénétique et une propagation de la rupture en profondeur et (3) une nucléation à l'interface croûte - manteau supérieur avec une rupture affectant près de toute la lithosphère. Ce dernier cas apparaît comme le plus satisfaisant pour expliquer nos données.

Un tenseur de contrainte local est proposé, dans la zone de Tsetserleg, à partir des ruptures de surface. Ainsi, si la contrainte σ_1 est orientée NS, le facteur de forme du tenseur des contraintes serait proche de 0 (compression uniaxiale) alors que si σ_1 est orientée N30, il serait de - 0,5 (compression triaxiale avec σ_3 verticale). L'orientation de σ_1 est régionale alors que σ_3 verticale est une caractéristique locale. En effet, en se déplaçant vers le sud, dès la faille de Bolnaï, les structures actives deviennent principalement décrochantes d'où σ_2 verticale. Par contre, vers le nord, dans la région du Baïkal, c'est σ_1 qui devient verticale.

Expressions générales de M_0 , M_w et $\Delta\sigma$

L'utilisation de formules simplifiées est, en ce qui nous concerne, à prendre avec précautions. Celles-ci supposent quelques fois que $W = L$ ou $2L$, ou d'après des critères empiriques qui ne reflètent pas nos observations de terrain. Nous présentons ci-dessous les formules de base auxquelles nous devons revenir en permanence et qui sont valables quelles que soient la taille et le facteur de forme de la faille.

M_0 = moment sismique scalaire

L = longueur de la rupture

W = largeur de la rupture

D = glissement moyen sur la faille lors de la rupture

S = surface de la faille

$\Delta\sigma$ = chute de contrainte lors du séisme

Nous avons utilisé dans nos calculs, pour la rigidité

$$\mu = 3.10^{11} \text{ dyne cm}^{-2} .$$

Moment sismique scalaire:

$$M_0 = \mu L W D$$

(Aki, 1972)

$$M_0 = \frac{\pi}{2} \Delta\sigma W^2 L$$

Pour un décrochement
(Kanamori et Anderson 1975)

$$(M_0 = \frac{\pi}{2} \Delta\sigma S^{3/2} \quad \text{Suppose } W = L)$$

(Abe 1975, Kanamori 1977)

Chute de contraintes

Elle augmente proportionnellement à l'une des deux dimensions de la rupture

$$\Delta\sigma = C \mu \frac{D}{\sqrt{S}}$$

(Aki 1972)

$$C = \frac{2}{\pi} \sqrt{\frac{L}{W}} \quad \text{pour une faille décrochante rectangulaire qui atteint la surface} \quad (\text{Knopoff, 1958})$$

$$\Delta\sigma = C\mu \frac{D}{\sqrt{L^*}} \quad (\text{Kanamori et Anderson 1975})$$

Approximation dans le cas d'une faille rectangulaire
 $L^* = L$ ou W

Magnitude

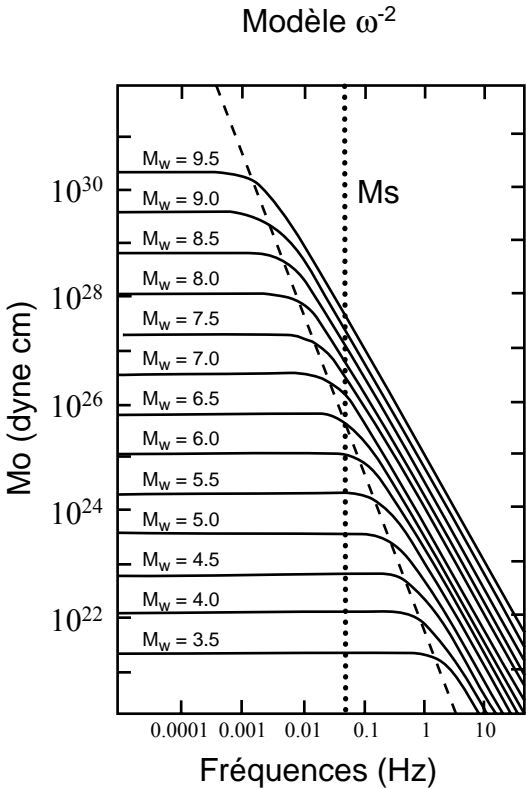
$$M_w = 2/3 \log M_0 - 10,73$$

M_0 en dyne cm
 (Hanks et Kanamori 1979)

Moment sismiques et magnitudes pour les très grands séismes

Les très grands séismes ont longtemps posé des problèmes pour le calcul de leur magnitude.

La magnitude M_s est mesurée, par convention, à une période de 20 secondes sur les ondes de surfaces. Cependant, si l'on se réfère à la radiation d'un séisme avec un spectre qui décroît en ω^{-2} vers les hautes fréquences, on observe une sous estimation de M_s pour les séismes dont la magnitude est supérieure à 6,5. (figure A1).



(D'après Aki, 1967) (Figure A1)

Ceci a incité Kanamori (1977) à proposer l'échelle M_w en fonction du moment sismique scalaire (M_0) qui est proportionnel à l'énergie libérée et à la dimension de la source au cours d'un séisme. En effet, M_0 est calculé pour des périodes infinies, donc à des fréquences nulles éliminant ainsi tout problème de saturation.

M_0 est défini par $M_0 = \mu S D$ (S étant la surface de la rupture en cm^2 et D le déplacement en cm)

$$\mu = 3.10^{11} \text{ dyne cm}^2$$

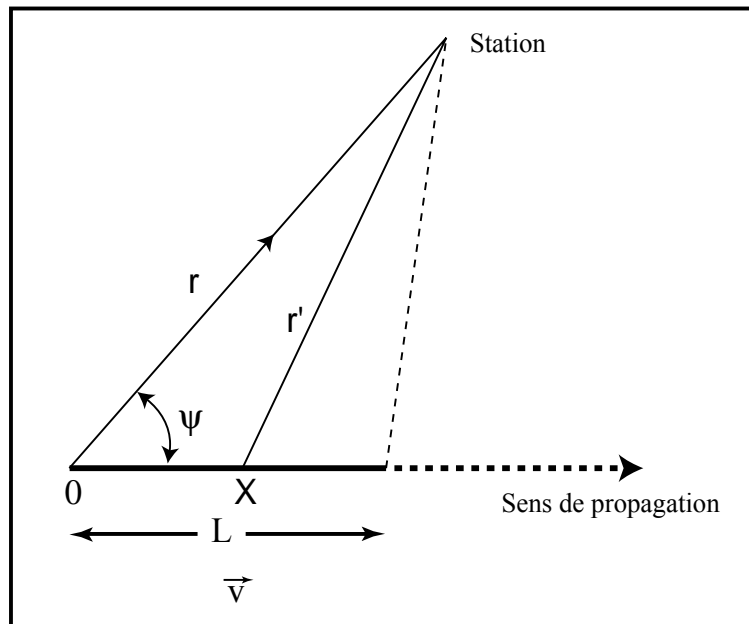
$$M_w = 2/3 \log_{10} M_0 - 10,73$$

M_0 en dyne cm , quelle que soit la taille du séisme

Il est souvent nécessaire de pouvoir comparer les séismes historiques aux actuels. Le seul moyen sérieux consiste à estimer le moment sismique scalaire, si les dimensions de la faille sont connues, ou de modéliser la source. Certains auteurs tentent de corriger M_s dans le cas de grands séismes. Cependant, les résultats sont à prendre avec précautions. En effet, Abe et Noguchi (83) corrigent ainsi la magnitude M_s du séisme de Bolnaï à 7,7 ce qui correspondrait à une profondeur de la rupture limitée à 4 km !! Finalement, s'il est possible de rectifier les mesures de M_s pour des séismes moyens, il semble très difficile de le faire pour des séismes dont la magnitude dépasse 7,5.

Influence du sens de propagation sur la différence de longueur des ondes **S** et **P**

Pour un observateur placé à une distance r du début de la rupture, on définit ψ comme étant l'angle entre la direction de la rupture et la direction épicerentre-observateur.



Au point $\mathbf{0}$, la solution de l'équation d'onde dans le domaine spectrale est $e^{i(kr-\omega t)} \Leftrightarrow \cos(kr - \omega t)$ dans le domaine temporel (avec $k = \frac{\omega}{c}$, $c = \begin{pmatrix} \alpha \\ \beta \end{pmatrix}$, $\alpha = V_P$ et $\beta = V_S$)

Après une distance \mathbf{X} de propagation de la rupture, la fonction d'onde devient $e^{i\left[kr' - \omega\left(t - \frac{x}{v}\right)\right]}$ dont $\frac{x}{v}$ est le retard correspondant à l'instant d'émission de l'onde. Ensuite, si la distance \mathbf{r} est très grande par rapport à la longueur de la rupture, on a $r' \cong r - x \cos \psi$. Ainsi, l'onde (Φ) qui parvient à l'observateur est la somme de tout ce qui est émis pendant toute la durée de la rupture d'où

$$\Phi \cong \int_0^L e^{i\left[kr' - \omega\left(t - \frac{x}{v}\right)\right]} dx \Rightarrow \Phi \cong \int_0^L e^{i\left[k(r-x \cos \psi) r' - \omega\left(t - \frac{x}{v}\right)\right]} dx \Rightarrow$$

$$\Phi \cong e^{i(kr - \omega t)} \int_0^L e^{ix\left[\frac{\omega}{v} - k \cos \psi\right]} dx \Rightarrow \Phi \cong e^{i(kr - \omega t)} \frac{e^{iL\left[\frac{\omega}{v} - k \cos \psi\right]} - 1}{i\left[\frac{\omega}{v} - k \cos \psi\right]}$$

$$\text{Soit } X_L = \frac{\omega L}{2v} \left[1 - \frac{v}{c} \cos \psi\right]$$

$$\text{on a } \frac{e^{iL\left[\frac{\omega}{v} - k \cos \psi\right]} - 1}{i\left[\frac{\omega}{v} - k \cos \psi\right]} = \frac{e^{i2X_L} - 1}{i2 \frac{X_L}{L}} = e^{iX_L} \cdot L \cdot \frac{2i \sin X_L}{2iX_L} = e^{iX_L} \cdot L \cdot \frac{\sin X_L}{X_L}$$

$$\text{d'où } \Phi \cong L e^{i[kr - \omega t + X_L]} \frac{\sin X_L}{X_L}$$

$$\text{Sachant que } e^{i\omega t} \Leftrightarrow \delta(t) \text{ d'où } \frac{1}{i\omega} e^{i\omega t} \Leftrightarrow H(t) = \int_{-\infty}^t \delta(t) dt \text{ et } \frac{1}{i\omega} e^{i\omega(t-t_0)} \Leftrightarrow H(t-t_0)$$

$$\text{on obtient } \Phi \cong \frac{1}{\frac{1}{v} - \frac{1}{c} \cos \psi} \left[H\left\{t - \frac{r}{c} - L\left(\frac{1}{v} - \frac{1}{c} \cos \psi\right)\right\} - H\left\{t - \frac{r}{c}\right\} \right]$$

Ainsi la durée du signal (d) qui arrive à l'observateur est : $d = \frac{L}{v} \left(1 - \frac{v}{c} \cos \psi\right)$ et la différence

$$\text{de durée des signaux S et P est : } \Delta(S-P) = \frac{L}{v} \left(\frac{v}{\alpha} - \frac{v}{\beta}\right) \cos \psi = \Delta(S-P) = L \left(\frac{1}{\alpha} - \frac{1}{\beta}\right) \cos \psi$$

Cas d'une rupture unilatérale:

Si $\psi < \frac{\pi}{2}$ indiquant que la rupture se propage vers la station, la durée du signal de la **S** est inférieure à la durée du signal de la **P**

Si $\psi > \frac{\pi}{2}$ indiquant que la rupture se propage en s'éloignant de la station, la durée du signal de la **S** est supérieure à la durée du signal de la **P**

Si ψ est proche de $\frac{\pi}{2}$ ou si L est petit, la différence sera très faible et difficilement identifiable.

Dans le cas d'une rupture unilatérale, le sens de propagation est déterminé par la différence de durée des ondes **P** et **S**

Cas d'une rupture bilatérale:

On peut considérer ce cas en supposant deux ruptures de même longueur se propageant chacune dans le sens opposé à l'autre.

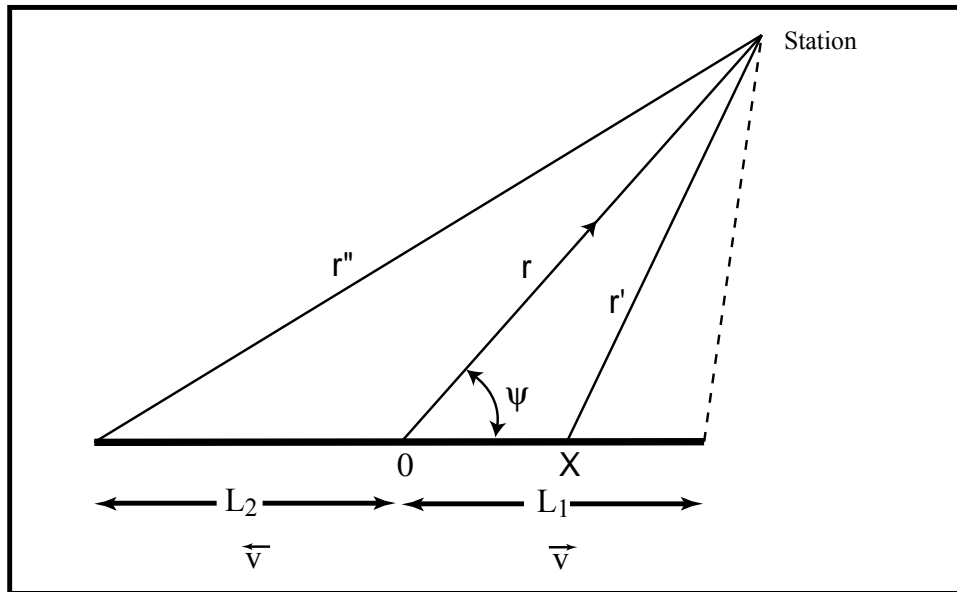
Celle qui se propage vers la station sera marquée par une durée de l'onde **P** supérieure à celle de l'onde **S**

$$d_p = \frac{L}{v} \left(1 - \frac{v}{\alpha} \cos \psi \right) \quad d_s = \frac{L}{v} \left(1 - \frac{v}{\beta} \cos \psi \right)$$

Celle qui se propage à l'opposée de la station sera marquée par une durée de l'onde **S** supérieure à celle de l'onde **P**. Aussi, elles seront toutes les deux supérieures aux durées des ondes **P** et **S** du segment se propageant vers la station.

$$d_p = d_s \quad d_s = \frac{L}{v} \left(1 + \frac{v}{\beta} \cos \psi \right)$$

Dans le cas où la propagation est bilatérale, la durée du signal de la **S** sera supérieure à celui de la **P**



A partir de quelles longueurs les durées des ondes **P** et **S** sont équivalentes ?

On cherche L_1 et L_2 tel que $d_p = d_s$

$$\text{d'où } \frac{L_1}{v} \left(1 - \frac{v}{\alpha} \cos \psi \right) = \frac{L_2}{v} \left(1 + \frac{v}{\beta} \cos \psi \right)$$

$$\text{et } \frac{L_1}{L_2} = \frac{\left(1 + \frac{v}{\beta} \cos \psi \right)}{\left(1 - \frac{v}{\alpha} \cos \psi \right)} \text{ ce qui demande } L_1 > L_2$$

Ainsi, il est indispensable que la rupture soit marquée par une forte directivité de la propagation pour qu'elle puisse être déduite des longueurs des ondes **P** et **S**. Une rupture bilatérale sera toujours marquée par une durée de l'onde **S** supérieure à celle de la **P**.

Annexe 3

Les tenseurs de contraintes

Les tenseurs de contraintes sont définis par leur orientation et leur facteur de forme R

Celui-ci peut être défini par $\frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} = R$ avec R compris entre 0 et 1.

σ_1 est l'axe principal de compression

σ_2 est l'axe intermédiaire

σ_3 est l'axe principal d'extension

Cependant, en suivant cette formulation, pour une valeur de R donnée (même forme du tenseur), la contrainte verticale peut être σ_1 , σ_2 ou σ_3 (orientations du tenseur inconnues)

Une autre formulation a été proposée par Armijo et Cisternas (1978) pour le facteur R

$$\frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x} = R$$

avec σ_z la contrainte la plus proche de la verticale et dans tous les cas $\sigma_y \geq \sigma_x$. Ainsi, R varie de $-\infty$ à $+\infty$, valeurs qui représentent directement l'ensemble des situations du tenseur des contraintes.

On peut considérer trois cas:

$$R \leq 0$$

$$\frac{\sigma_3 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_2} = R \quad \text{pour} \quad R \rightarrow -\infty \quad \Rightarrow \sigma_1 \approx \sigma_2 \quad \text{compression radiale } (\sigma_3 \text{ verticale})$$

$$\frac{\sigma_3 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_2} = R \quad \text{pour} \quad +\infty < R < -\infty \quad \Rightarrow \sigma_3 < \sigma_2 < \sigma_1 \quad \text{compression triaxiale } (\sigma_3 \text{ verticale})$$

$$\frac{\sigma_3 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_2} = R \quad \text{pour} \quad R = 0 \quad \Rightarrow \sigma_2 = \sigma_3 \quad \text{compression uniaxiale } (\sigma_1 \text{ horizontale})$$

$$0 < R < 1$$

$$\frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} = R \text{ pour } 0 < R < 1 \quad \Rightarrow \sigma_3 < \sigma_2 < \sigma_1 \text{ décrochement } (\sigma_2 \text{ verticale})$$

$$R \geq 1$$

$$\frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} = R \text{ pour } R = 1 \quad \Rightarrow \sigma_1 = \sigma_2 \quad \text{extension uniaxiale } (\sigma_3 \text{ horizontale})$$

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_2 - \sigma_3} = R \text{ pour } R \rightarrow +\infty \quad \Rightarrow \sigma_2 \approx \sigma_3 \quad \text{extension radiale } (\sigma_1 \text{ verticale})$$

Chapitre IV

LA SISMICITÉ

ET

CARTE SISMOTECTONIQUE

1. Le catalogue de la sismicité

Le catalogue de la sismicité en Mongolie recense plus de 17000 événements enregistrés de 1903 au 31 décembre 1989. Cette base de donnée a été effectuée par l'Institut de Sismologie et de Géomagnétisme et le Centre Informatique de l'Académie des Sciences de Mongolie en association avec l'Académie des Sciences de Russie. Ce catalogue présente plusieurs particularités. Il est spatialement limité à la Mongolie et les régions contigues à ses frontières, ainsi il ne reflète ni la sismicité du Baïkal, ni celle de la région au nord-ouest de l'Altaï, ni celle au nord de 53°N. Par ailleurs, 95 % des données de ce catalogue sont postérieures à 1965, donc postérieures aux grands séismes du pays. Ainsi, la sismicité qui est superposée aux ruptures des séismes de Tsetserleg, Bolnaï, Fu Yun, Mondinsk (dans le bassin de Tunka, entre le sud du Baïkal et le lac Hövsgöl) et Gobi-Altaï, caractérise des répliques tardives et non pas les répliques qui suivent immédiatement le séisme.

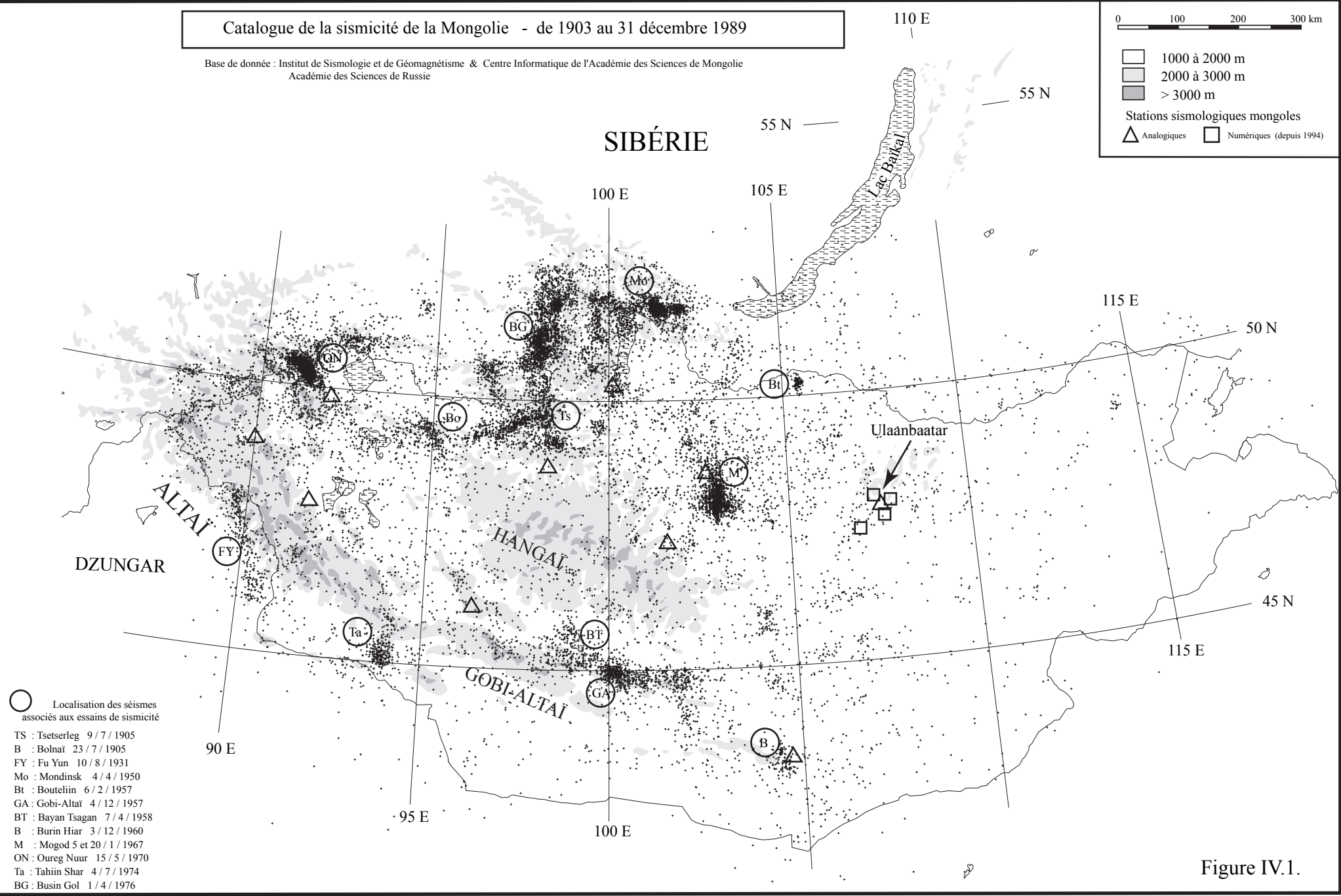
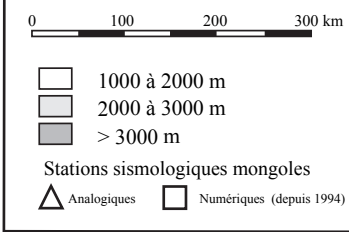
Ce point est très important car on remarque une forte corrélation entre les ruptures de surface des grands séismes et l'activité sismique générale (figure IV.1 et IV.2). En effet, uniquement à partir des répliques tardives, on repère nettement le segment de Teregtiin (à gauche du repère **Bo**, longitude 95°E - figure IV.1 et IV.2) associé au séisme de Bolnaï. De même, la rupture de Tsetserleg cartographiée par Vosnezenskii (1914) et Khilko et al. (1985) est bien identifiable à partir des répliques. Par contre, le segment principal de la faille de Bolnaï, décrochant sénestre pur, paraît très peu actif depuis le séisme du 23 juillet 1905. ainsi que la faille de Fu Yun, principalement décrochante dextre. Il semble donc que les failles décrochantes sont suivies par peu de répliques ce qui suggère un faible rajustement. On remarque cependant que les failles avec des composantes inverses sont associées à une importante sismicité ce qui indique un rajustement plus élevé. Cela est par exemple le cas pour les ruptures du Gobi-Altaï où la sismicité apparaît surtout près de la zone de nucléation du séisme de 1957 (99,4°E) et autour du massif de Ikhe Bogdo (au nord du repère GA - figure IV.1. et IV.2) qui est bordé par des failles inverses.

La densité de la sismicité dans les zones de Mogod et Oureg Nuur est en partie amplifiée, comparativement aux autres zones, à cause de la proximité de stations sismiques. Cependant, elle indique l'existence de nombreuses répliques après ces séismes.

Les trois grabens du nord de la Mongolie montrent une activité sismique qui est, à l'échelle de temps du catalogue, plus importante à l'ouest (graben de Busingol, le plus jeune) qu'à l'est, (grabens de Darkhat et Hövsgöl, le plus ancien). Au nord-est de ces grabens, la sismicité du bassin de Tunka se prolonge vers l'ouest au-delà du lac Hövsgöl jusqu'au graben de Busingol. Ainsi, la structure de Tunka relie le rift du Baïkal au graben de Busingol et se prolonge peut être au-delà.

Catalogue de la sismicité de la Mongolie - de 1903 au 31 décembre 1989

Base de donnée : Institut de Sismologie et de Géomagnétisme & Centre Informatique de l'Académie des Sciences de Mongolie
Académie des Sciences de Russie



- Localisation des séismes associés aux essais de sismicité
- TS : Tsetserleg 9/7/1905
 - B : Bolnai 23/7/1905
 - FY : Fu Yun 10/8/1931
 - Mo : Mondinsk 4/4/1950
 - Bt : Bouteliin 6/2/1957
 - GA : Gobi-Altai 4/12/1957
 - BT : Bayan Tsagan 7/4/1958
 - B : Burin Hiar 3/12/1960
 - M : Mogod 5 et 20/1/1967
 - ON : Oureg Nuur 15/5/1970
 - Ta : Tahiin Shar 4/7/1974
 - BG : Busin Gol 1/4/1976

Figure IV.1.

Les ruptures en relation avec la sismicité actuelle

0 100 200 300 km

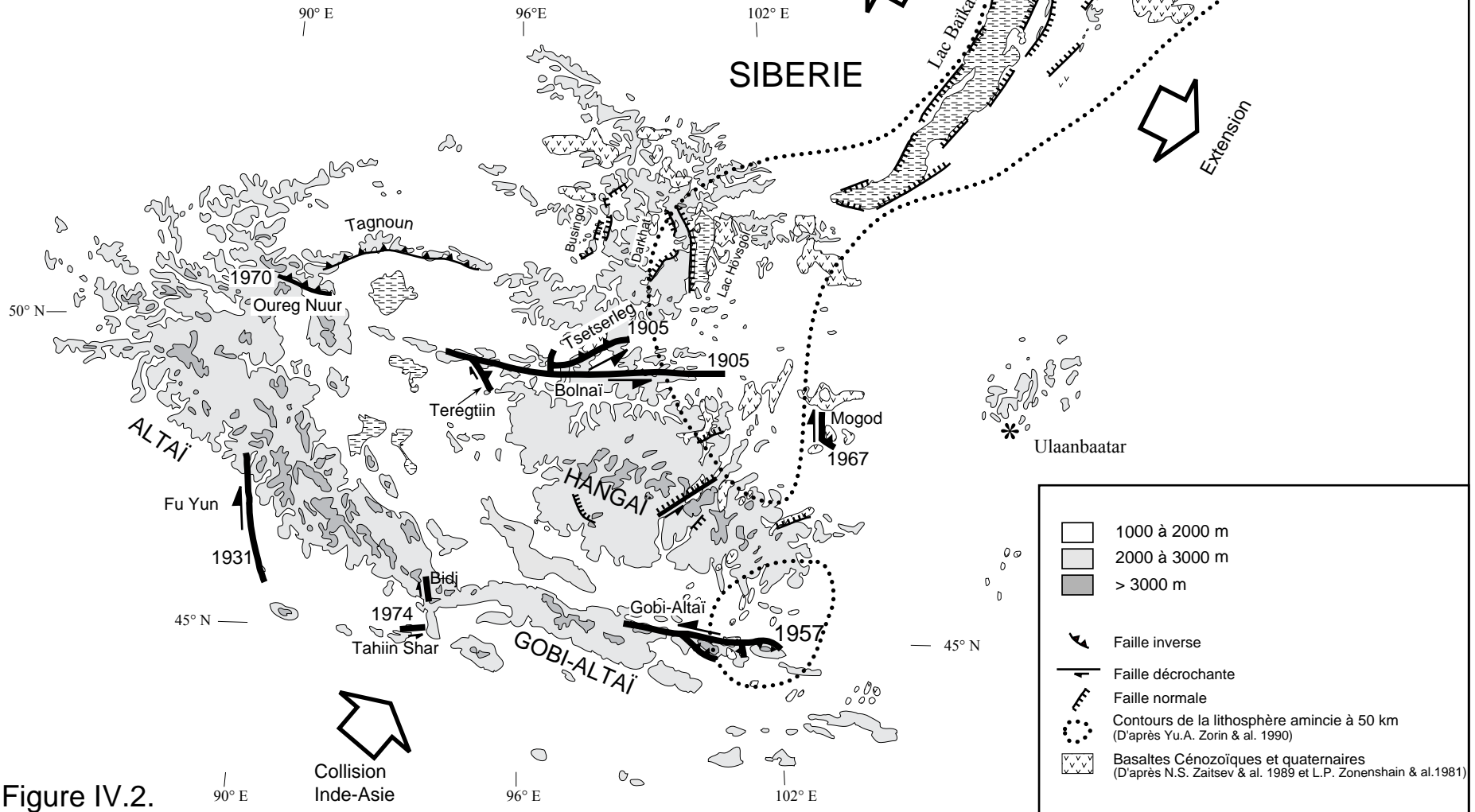


Figure IV.2.

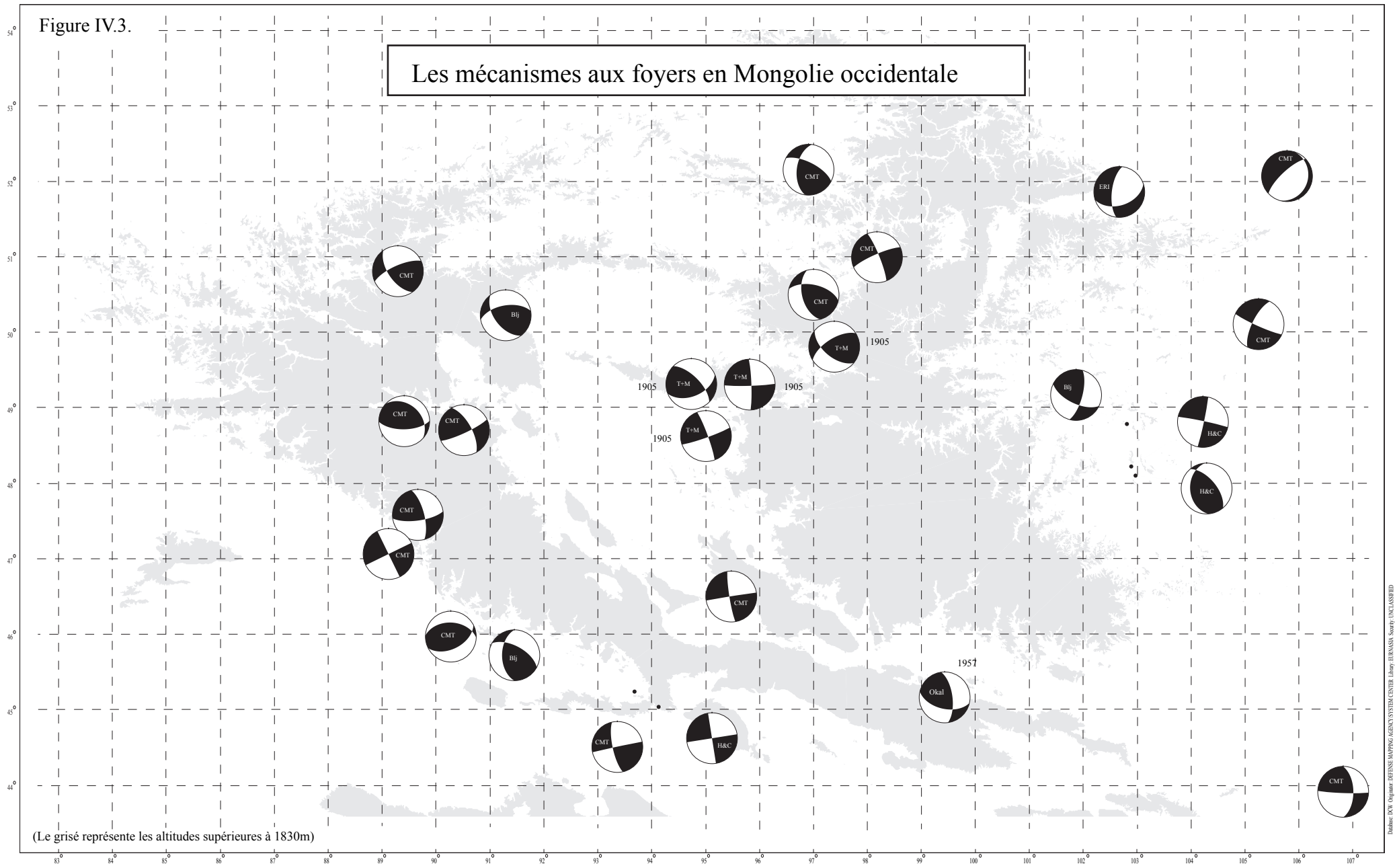
Le catalogue complet de la sismicité (figure IV.1) met en valeur les détails des ruptures de ce siècle grâce à l'accumulation de répliques tardives. Par contre, le catalogue de Khilko et al. (1985) qui ne comporte que les plus grands événements (figure IV.4), montre les grandes directions des accidents mais ne permet pas d'accéder aux détails. Ainsi, les petits événements marquent les ruptures pendant de très longues périodes de temps.

D'un point de vue plus général, l'activité sismique est concentrée sur les grands accidents activés au cours de ce siècle. Elle souligne nettement les grands traits des déformations actuelles marqués par de grandes failles linéaires dans l'Altaï, le Gobi-Altaï, Bolnaï et Mogod lesquelles dessinent un parallélogramme. Les coins ouest de ce parallélogramme sont tous les deux très actifs (Tahiin Shar et Oureg Nuur) indiquant que d'importantes déformations y prennent place. Par ailleurs, toute la région au nord-est de la faille de Bolnaï est très active. On peut ainsi suivre la sismicité, et donc la déformation, du lac Baïkal au massif de l'Altaï en passant par les structures du bassin de Tunka, puis des grabens de Hövsgöl, Darkhat et Busingol, les ruptures de Tsetserleg et Bolnaï jusqu'à Oureg Nuur. Le massif de Tagnoun, au nord de Oureg Nuur, est bordé de séismes qui soulignent la chaîne et confirment son caractère actif. Au nord de Mondinsk et du bassin de Tunka, la sismicité, dans la limite des zones couvertes par le catalogue, disparaît au contact du craton sibérien marquant la limite entre les formations jeunes de la Mongolie et le vieux craton rigide. Le reste du pays montre une sismicité diffuse, très faible dans le dôme du Hangaï, qui diminue vers l'est du pays.

La carte de la sismicité représente les ruptures récentes mais ne montre que très peu d'activité sur les autres structures cartographiées en Mongolie occidentale. Il semble que les répliques tardives sont principalement sur les failles inverses, correspondant à des rajustements qui peuvent durer pendant un siècle comme nous pouvons l'observer sur les ruptures de 1905. Puis, l'activité s'arrête pendant une période de temps correspondant environ à la récurrence du séisme ce qui explique la faible activité dans le reste du pays malgré les nombreuses failles actives cartographiées (voir carte sismotectonique).

Figure IV.3.

Les mécanismes aux foyers en Mongolie occidentale



Mécanismes aux foyers d'après CMT de Harvard



Mécanismes aux foyers d'après données de terrain et modélisation de la forme d'onde (cette étude)



Mécanismes aux foyers d'après Huang et Chen (1986)



Mécanismes aux foyers repris d'après Baljinyam et al. (1993)



Les principaux séismes de la Mongolie occidentale

DATE	LATITUDE NORD	LONGITUDE EST	NOM	MAGNITUDE
250 ± 250	49.2	99.6	Bugceingol	6.8 *
750 ± 250	49.2	90.3	Chikhtein	7.1 *
750 ± 250	45.3	97.4	Myangain	7.7 *
1250 ± 250	51.1	98.0	Busingol	7.0 *
1250 ± 250	45.2	98.0	Chandmani	7.3 *
1250 ± 250	46.2	91.4	Bulgan	7.4 *
1250 ± 250	45.7	94.1	Bidj	7.3 *
1250 ± 250	51.4	99.8	Jaragol	7.0 *
1600 ± 100	49.7	93.2	Malcin	6.6 *
1600 ± 100	49.0	99.8	Zuunnur	7.8 *
1600 ± 100	47.0	99.6	Eigin Dava	7.8 *
1750 ± 50	48.5	89.7	Sagsai	7.4 *
1761	47.50	91.80	Har Hotel	8.0 *
1870	43.30	104.20	Nomgon	6.0 *
1886	44.80	101.70	Baga Bogdo	6.0 *
28-12-1902	50.70	91.30	Tsagan Shuvu	6.6 *
1-2-1903	43.40	104.40	Uneget	7.5 *
9-7-1905	49.50	97.30	Tsetserleg	8.0 #
23-7-1905	# 49.23 ± 0.05	# 95.00 ± 0.05	Bolnai	8.4 #
30-4-1915	44.80	101.50	Baga Bogdo	6.5 *
10-8-1931	46.80	89.90	Fu Yun	8.0 *
19-10-1938	49.50	90.30	Achitnuur	6.6 *
4-4-1950	51.80	101.00	Mondinsk	7.0 *
1-1-1951	47.70	109.90	Erdenehaan	5.8 *
6-2-1957	50.00	105.50	Bouteliin	6.5 *
4-12-1957	45.10	99.40	Gobi Altaï	8.1 *
7-4-1958	45.11	98.42	Baintsagan	6.9 *
23-6-1958	48.70	102.90	Saihan	6.1 *
3-12-1960	43.20	104.40	Burin Hiar	6.7 *
5-1-1967	48.22	102.90	Mogod	7.1 §
20-1-1967	48.10	102.96	Mogod	6.4 §
15-5-1970	50.17	91.25	Oureg Nuur	7.0 *
4-7-1974	45.14	94.03	Tahin Shar	6.6 *
31-3-1975	46.71	91.29	Bulgan	5.7 *
13-5-1989	50.11 °	105.35 °	Selenga	5.7 °
27-12-1991	51.04 °	98.15 °	Busingol	6.5 °

* d'après Khilko et al. 1985

° d'après catalogue ISC

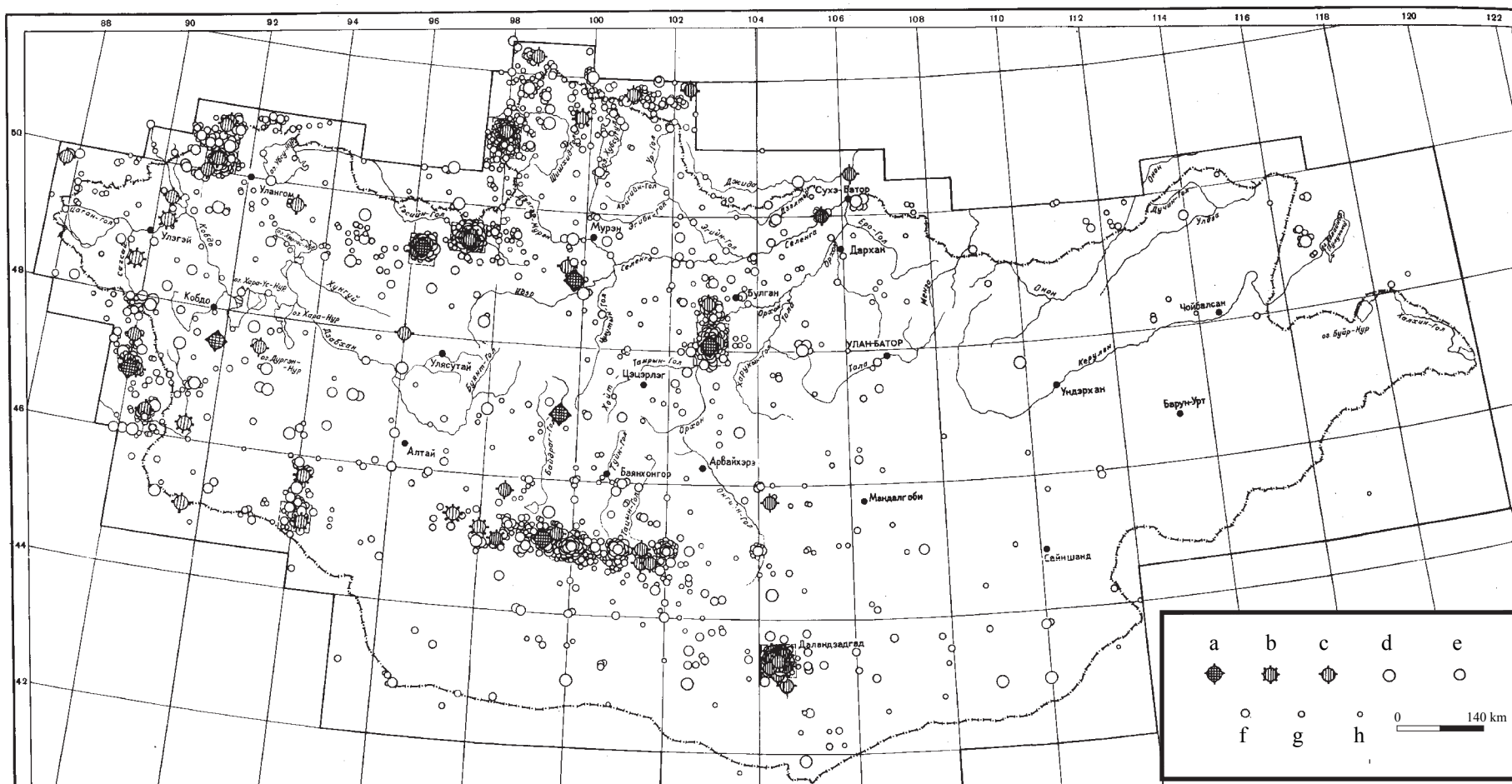
§ d'après Huang et Chen, 1986

d'après chapitre III de cette étude

Figure IV.4

Catalogue de la sismicité de 1903 au 31 décembre 1981

D'après Khilko et al. (1985)



Echelle des magnitudes

- | | | |
|---------------|-------------|---------------|
| a 7,3 M < 8,2 | d 5 M < 5,6 | g 3,9 M < 4,4 |
| b 6,4 M < 7,3 | e 4,4 M < 5 | h 3,3 M < 3,9 |
| c 5,6 M < 6,4 | f 4,4 M < 5 | |

2. La carte sismotectonique

La carte sismotectonique ci-jointe est dessinée sur le fond topographique et hydrographique des cartes ONC au 1/1.000.000. Le repérage géographique est indiqué par la figure I.2. Les structures cartographiées correspondent toutes à des failles actives associées à des ruptures de surface clairement identifiées soit à partir de l'interprétation d'images satellitaires à différentes échelles soit à partir des observations de terrain. En premier lieu, à partir d'images LANDSAT MSS dont la résolution au sol est de 80 m rendant souvent impossible l'interprétation des structures actives. Cette analyse a été complétée à l'aide de photo Cosmos, capteur optique russe de résolution au sol d'environ 30 m. Ce sont ces images qui ont permis la plupart des interprétations. Localement, l'analyse d'images SPOT panchromatique a permis de mieux observer certains décalages et de contraindre les mouvements. Les régions à l'ouest de 88°E et au nord de 53°N ne sont pas couvertes par nos données, aussi les structures reportées proviennent de travaux précédents à plus grande échelle (Trifonov et al. 1986; Tapponnier et Molnar, 1979). La description des régions est effectuée dans le chapitre II, "les structures actives". Les mécanismes au foyer et la sismicité ont été reportés sur un document à part (figures IV.1 et IV.3) afin de ne pas masquer les structures actives représentées sur la carte générale.

Les mécanismes sur l'ensemble de la région sont comparables, les failles du Gobi-Altai correspondant aux plans auxiliaires des mécanismes de l'Altai et inversement. Par ailleurs, de nombreux mécanismes montrent un caractère inverse que l'on repère soit dans les zones de virgations du relief de l'Altai (49°N - 89,5°E et 46°N - 90,5°E et 50°N - 91,2 ° E) mais aussi dans le Gobi-Altai, le mécanisme du séisme de 1957 étant associé par une composante inverse. Ainsi, la région est soumise, en plus des décrochements, à de nombreux raccourcissements.

MODÈLE
DE LA
DÉFORMATION
EN
MONGOLIE

Introduction:

Dans les chapitres précédents, nous avons caractérisé et mesuré les différents paramètres de la déformation en Mongolie occidentale. Nous allons à présent proposer un schéma de la déformation en Mongolie occidentale depuis le Cénozoïque à partir des résultats de nos analyses et des informations complémentaires dont nous disposons.

Plusieurs modèles de déformation, quelques uns à très grande échelle, concernant la Mongolie occidentale, ont été proposés.

A partir de l'inversion des vitesses de raccourcissement ou de glissement, estimées sur les principales failles séparant les blocs de Sibérie, Tarim, Tibet et Inde, Avouac et Tapponnier (1993) indiquent que la convergence Inde-Asie est essentiellement absorbée sur les principales failles d'Asie centrale. Ils considèrent que la déformation est négligeable au nord du Tien Shan. Ce point de vue est apparemment contradictoire avec l'occurrence de forts tremblements de terre récents en Mongolie. Mais les hypothèses utilisées par Avouac et Tapponnier (1993) resteraient valables en première approximation si les faibles vitesses de déformations qui ont été mesurées sur la faille du Gobi-Altai (environ 1 mm/an - Ritz et al., 1995) sont représentatives des vitesses sur l'ensemble des failles de la Mongolie occidentale.

D'autre part, Chen et al. (1991) proposent un cisaillement sénestre entre l'Inde et la Sibérie, associé à un raccourcissement dans les chaînes du Tibet, Tien Shan, Altai et Sayan Tuva. L'Altai et Sayan Tuva auraient subi un raccourcissement d'environ 400 km impliquant des déformations importantes en Mongolie occidentale.

Un autre modèle est proposé par Baljinnyam et al. (1993). Ils suggèrent une déformation en cisaillement simple sénestre entre les failles de Bolnai et Gobi-Altai ce qui implique une faible rotation antihoraire du dôme du Hangaï. Cependant, toutes les rotations significatives déduites de nos observations paléomagnétiques sont horaires, aucune rotation antihoraire n'a pu être mise en évidence. Il faut donc analyser les divergences

Nous cherchons à expliquer, par la suite, toutes les informations que nous possédons sur la région, et dans un premier temps, nous allons résumer les données disponibles.

Examinons en premier lieu les régions voisines de la Mongolie. Le bloc du Dzungar, situé à l'ouest de l'Altai, a subi un mouvement horaire (Chen et al., 1991) alors que le bloc du Tarim est marqué par une rotation antihoraire (Chen et al, 1991; Avouac et Tapponnier, 1993). L'est de la Mongolie est affecté par de très faibles déformations que nous considérerons comme négligeables. Au nord se situe la plate-forme de la Sibérie. Elle se comporte comme un poinçon rigide bordé à l'est par le rift du Baïkal dont la phase active principale débute il y a environ 3,5 Ma (Houdry-

Lémont, 1994). Plus au sud, dans le Tien Shan, la déformation principale commence il y a environ 18 Ma. L'âge de la déformation, liée au front compressif associé à la collision Inde-Asie, se situe ainsi entre -18 et -3,5 Ma en Mongolie.

Regardons à présent les principales caractéristiques de la déformation en Mongolie même.

L'Altaï, orienté NO-SE, est marqué par des décrochements dextres associés à une faible composante inverse, alors que les structures du Gobi-Altaï et de Bolnaï, orientée EO, sont associées à des décrochements sénestres. La liaison entre l'Altaï et le Gobi-Altaï est caractérisée par un coin compressif alors que la liaison entre les structures de Bolnaï et de l'Altaï, marquée par des bassins contenant des lacs, pourrait correspondre à une zone en extension.

Le dôme du Hangai contient de nombreuses failles normales orientées globalement NE-SO. Sa croûte est épaissie et sa lithosphère amincie au point d'atteindre environ l'épaisseur de la croûte, dans la partie est du massif, où l'on observe plusieurs dépôts volcaniques alcalins. Ces basaltes ont enregistré une rotation horaire d'au moins 20° depuis le Miocène. Au nord-est du dôme, la région de Mogod est associée à de vastes dépôts volcaniques indiquant une période en extension. De plus, elle est marquée par des décrochements dextres orientées NS et des failles inverses orientées NW-SE indiquant une contrainte principale orientée vers le NE. Par ailleurs, au nord de la faille de Bolnaï, trois grabens orientés NS, Hövsgöl, Darkhat, Busingol, indiquent une zone en extension. Enfin, au nord de la faille de Bolnaï et de la Dépression des Grands Lacs, des failles inverses formant un arc sont associées à des chaînes de relief et marquent une zone de raccourcissement.

Modèle de la déformation.

Nous proposons une évolution en trois étapes.

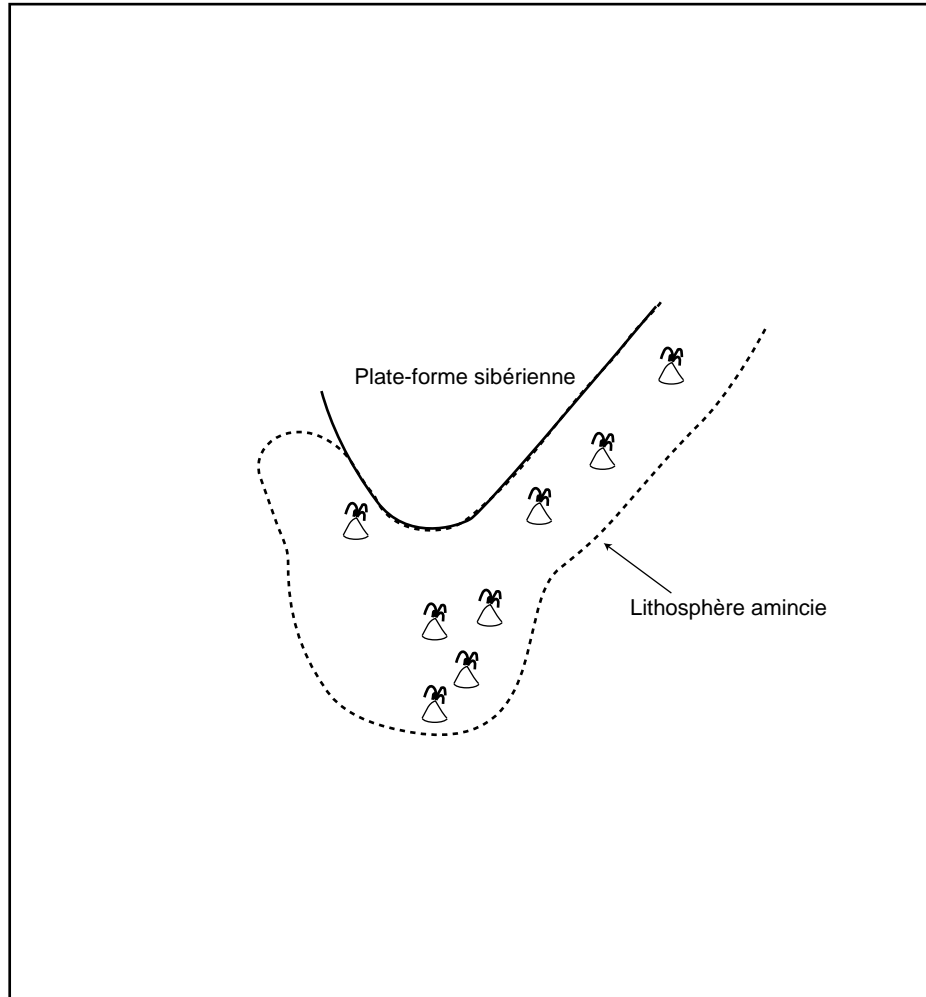
Stade 1 : une région affaiblie et structurée

Au Miocène inférieur, avant l'arrivée du front compressif dans la région, il existe une importante activité volcanique que nous supposons en relation avec une lithosphère amincie qui affaiblit la région (figure V.1.). L'origine d'un tel amincissement peut être multiple. En effet, il pourrait résulter d'un panache mantélique, d'un point chaud ou d'une limite entre cellules de convection. Cette dernière pourrait avoir été initiée par des variations latérales de la température au sein du manteau supérieur. Par exemple, la fermeture du vaste océan Mongol-Okhotsk au cours du Mésozoïque a fait subduire une importante lithosphère océanique (voir premier chapitre), plus

Stade 1 : Miocène inférieur

Volcanisme alcalin associé à une lithosphère amincie

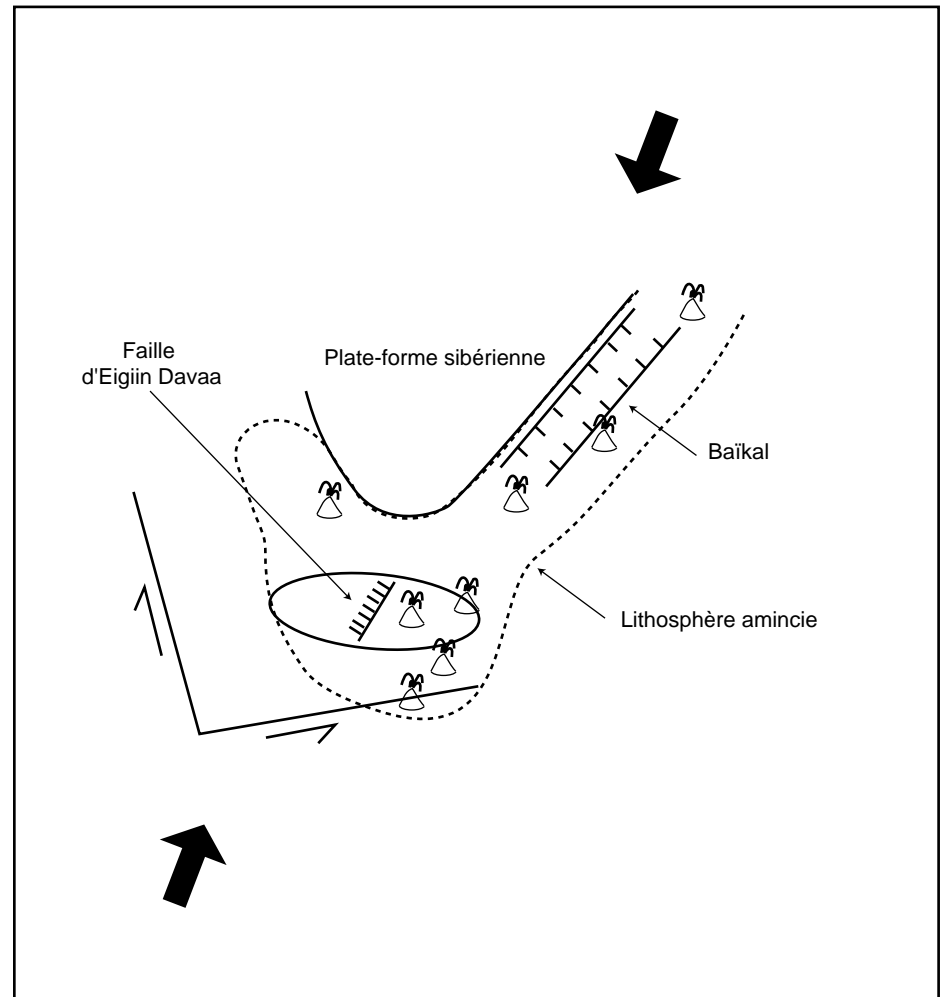
Figure V.1



Stade 2 : environ -8 Ma

Arrivée du front compressif

Figure V.2



froide que le manteau, qui aurait pu initier une convection mantélique. A ce stade, il existe déjà au niveau du Baïkal quelques déformations considérées comme étant dues à la phase lente du rift.

Nous avons suggéré, dans le premier chapitre, que des déformations pourraient être issues d'un premier front compressif au moment de la collision. Elles sont supposées négligeables ici. En effet, les basaltes miocènes du Hangai sont situés exclusivement sur les sommets, marqués par une surface d'érosion, indiquant que leur dépôt s'est effectué avant la déformation du dôme.

Stade 2 : activation et formation des structures

L'arrivée du front compressif (environ 8 Ma) marque l'accélération des déformations jusqu'au niveau du Baïkal (figure V.2), ce qui correspond au début de la déformation du Hangai indiquée par le dépôt des basaltes dans les vallées. Le bloc de Sibérie se comporte comme un poinçon créant une concentration de la déformation au sud et à sa bordure est, ce qui accélère le rifting du Baïkal déjà initié au stade 1. Les grandes structures décrochantes s'activent. Nous suggérons une orientation des structures du Gobi-Altai selon une direction d'environ N80 (ce qui permettra d'évoquer une rotation horaire au stade suivant), celles de l'Altai étant plus NS qu'actuellement.

La zone de lithosphère amincie étant géographiquement limitée, cette région affaiblie subit un bombement. Des failles normales se forment parallèlement à la contrainte principale (Eigin Davaa ...). Les dépôts volcaniques apparaissent dans les vallées. Nous supposons qu'à ce stade, l'activité de la faille de Bolnai est très faible.

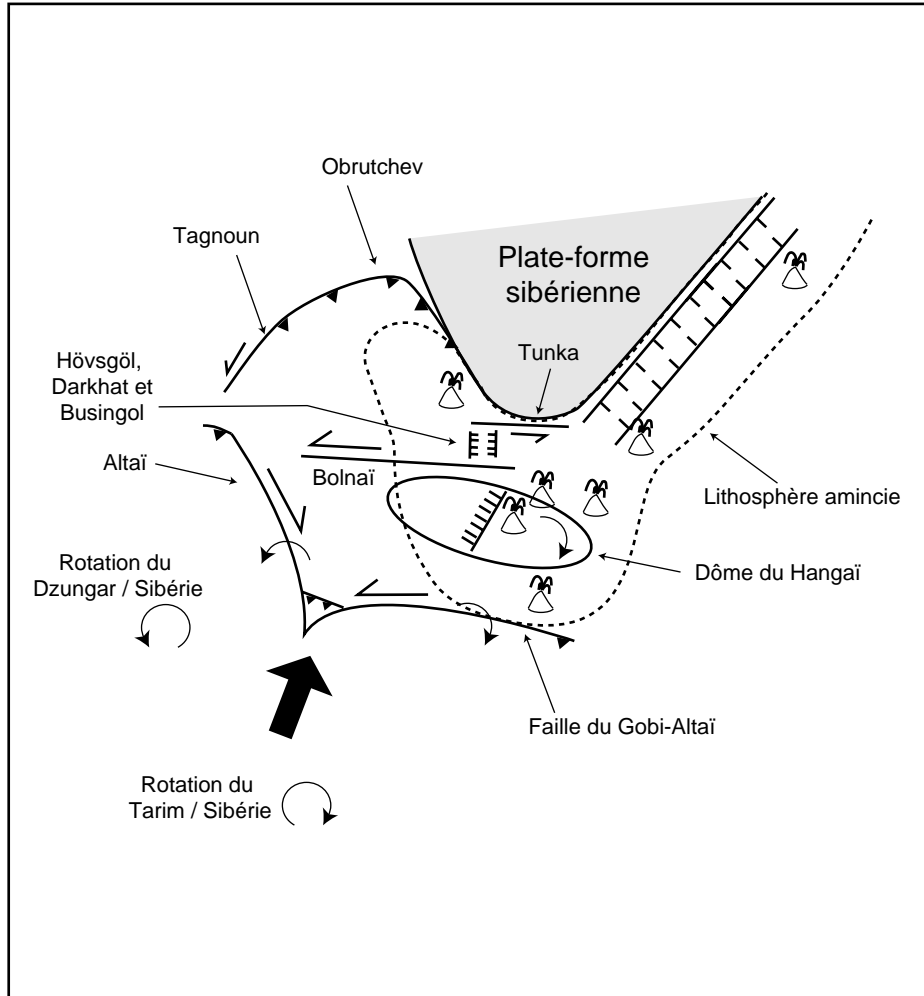
Stade 3 (actuel) : déformation des structures mises en place au stade 2

Le stade actuel est marqué au niveau du Gobi-Altai par une propagation des déformations vers l'est. Le Hangai continue à se déformer suivant un bombement perpendiculaire au front compressif provenant de la collision (figure V.3).

Ce stade est marqué par une rotation horaire du bloc du Tarim et une rotation anti-horaire du bloc du Dzungar. De plus, nous avons pu mesurer une rotation horaire du dôme du Hangai, au moins dans sa partie est. Nous proposons ainsi une rotation horaire de toute la partie à l'est de l'intersection entre les failles de l'Altai et de Bolnai. Ceci est responsable de la rotation du Hangai, du Gobi-Altai et facilite le mouvement sur la faille de Bolnai. A l'ouest de la jonction dextre-sénestre, nous proposons une rotation anti-horaire de l'Altai qui est conforme à la rotation anti-horaire du bloc du Dzungar et aux mouvements dextres dans le massif de l'Altai. Les structures de l'Altai et du Gobi-Altai étant limitées en longueur, il en découle un blocage qui est marqué par les terminaisons, en faille inverse, des failles au nord de l'Altai et à l'est du Gobi-Altai (Baga

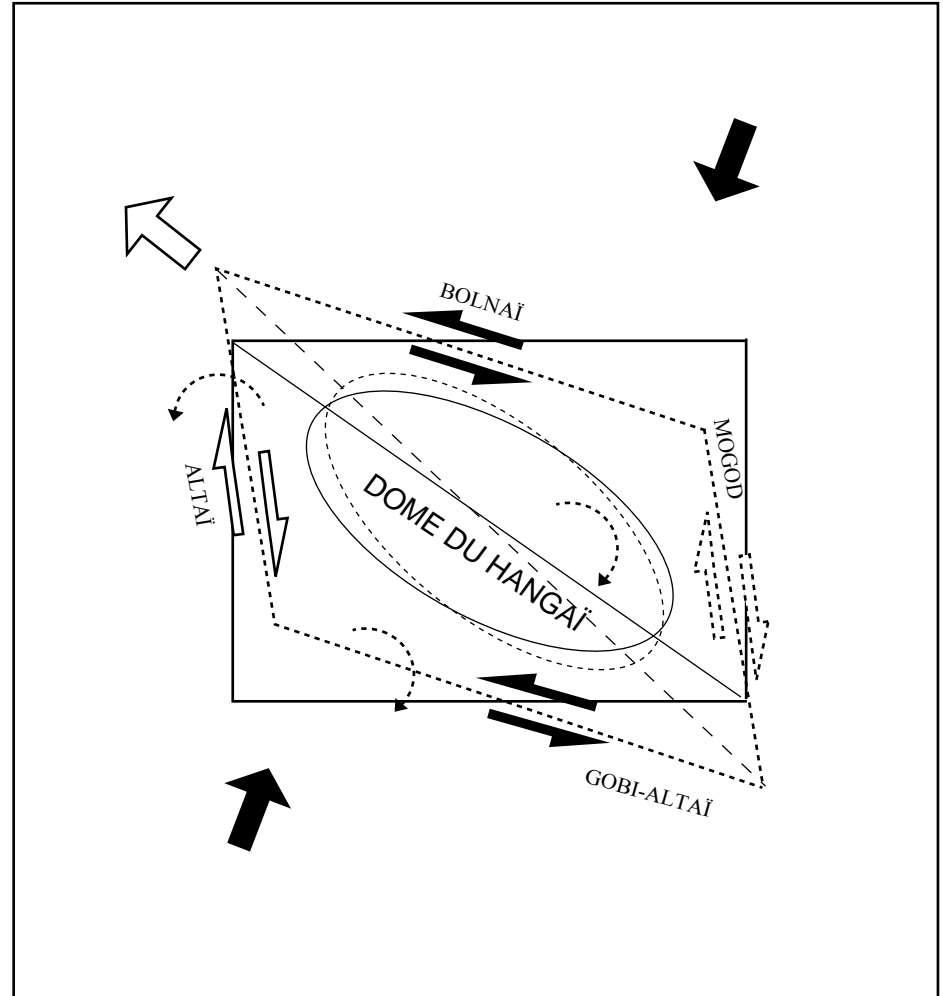
Stade 3 : actuel

Figure V.3



Modèle synthétique de la déformation entre les grands décrochements de la Mongolie occidentale

Figure V.4



Bogdo). Cela entraîne un coin compressif au niveau de la zone de liaison entre Altaï et Gobi-Altaï et un coin en extension au niveau de la liaison entre les failles de l'Altaï et de Bolnaï, zone marquée par la présence de bassins qui contiennent actuellement les lacs Iargus et Har.

La rotation horaire mesurée dans le Hangai permet d'expliquer plusieurs caractéristiques de la région. D'une part, une telle rotation facilite les mouvements sur la faille de Bolnaï qui reprend une ancienne zone de suture, d'autre part, elle crée une rotation des failles normales du Hangai qui font alors un angle avec la contrainte horizontale maximale et induisent ainsi une composante sénestre sur ces failles. De plus, cette rotation permet d'effectuer une ouverture au NE du dôme du Hangai, permettant d'expliquer la présence de nombreux dépôts volcaniques dans une zone déjà marquée par une lithosphère amincie.

Le front de compression semble se propager vers le nord créant les zones de chevauchement de Tagnoun et Obrutchev et à la bordure ouest de la plate-forme sibérienne.

Nous proposons à ce stade l'activation majeure des bassins de Hövsgöl, Darkhat et Busingol. En effet, bien qu'associés à une zone de lithosphère amincie, ils sont bordés au nord et au sud par de grandes structures EO qui sont décrochantes sénestres (Bolnaï au sud et Tunka au nord) ce qui nous amène à proposer une formation de type pull apart facilitée par une lithosphère amincie.

Les considérations préalables sur la tectonique environnante, nous permettent d'esquisser un modèle simplifié de la déformation entre les failles de Bolnaï, Gobi-Altaï, Altaï et Mogod (figure V.4). Nous proposons une déformation pure combinée avec une rotation horaire de l'ensemble. Ainsi, les branches EO (Bolnaï et Gobi-Altaï) sont marquées par un mouvement sénestre et une rotation horaire alors que les branches NO-SE (Altaï et Mogod) sont caractérisées par décrochement dextre et une rotation antihoraire. Le côté correspondant à la faille de Mogod commence seulement à se développer. Les déformations qui s'accumulent à Mogod pourraient produire une activité plus importante à l'avenir. La rotation d'ensemble permet d'expliquer une partie de la rotation mesurée sur les basaltes du Hangai.

CONCLUSION

Ce travail constitue une nouvelle étape dans la compréhension des déformations actuelles en Mongolie Occidentale. Différentes techniques et données ont été utilisées.

Les plus importantes sont les mesures sur le terrain et les échantillonnages préparant les mesures en laboratoire. Elles ont permis de déterminer les mouvements sur de nombreuses failles actives, données qui sont originales dans la liaison entre l'Altaï et le Gobi-Altaï ainsi qu'au sud-ouest du dôme du Hangaï. Les prélèvements de roches ont permis, pour la première fois en Mongolie, de quantifier la déformation sur de longues périodes de temps. D'une part, une analyse paléomagnétique sur les basaltes cénozoïques et quaternaires a été menée afin de mesurer d'éventuelles rotations. D'autre part, les surfaces des cônes de déjections, décalés par des séismes multiples, ont été datées afin de quantifier les vitesses de glissement sur la faille du Gobi-Altaï. Pour cela, la durée d'exposition au rayonnement cosmique a été mesurée sur des échantillons de roches de la surface des cônes.

Nous avons, à partir des sismogrammes historiques, déterminé l'histoire de la source des séismes de 1905. Cette étude est la première de ce type sur ces séismes qui sont, parmi les séismes intracontinentaux, les plus importants enregistrés de par le monde.

Pour une cartographie des ruptures de surface, seule les données de télédétection permettent de couvrir une région aussi vaste et difficile d'accès. Ainsi, les images satellitaires, nécessaires sur le terrain, sont à l'origine d'une interprétation générale à l'échelle de la région. La précision des données Cosmos (environ 30 m au sol) et SPOT (10 m au sol environ) est indispensable pour déterminer le sens des mouvements sur les failles.

Enfin, le catalogue de sismicité a été utilisé pour caractériser les relations entre les failles actives et la sismicité de la région.

Le massif du Gobi-Altaï:

Les ruptures associées au séisme du Gobi-Altaï sont complexes et montrent une variation spatiale dans l'orientation des ruptures, leur pendage, l'angle de glissement (rapport entre déplacement horizontal et vertical) et l'amplitude du mouvement au cours du dernier séisme. Ceci permet d'expliquer les variations dans l'altitude des reliefs associés, formés par le cumul de mouvements du type de ceux associés au séisme de 1957 (Ritz et al., 1995 b). La vitesse sur la faille du Gobi-Altaï a été mesurée à environ 1 mm/an (Ritz et al., 1995 a) indiquant un intervalle de récurrence d'environ 5000 ans sur cette faille. Si cette mesure est représentative de l'ensemble des vitesses dans la région, le 20^{ème} siècle, avec quatre séismes de magnitude M_w proche ou supérieure à 8, constitue une anomalie considérable dans la déformation moyenne de la région ce qui donne encore plus d'importance aux données sismologiques historiques de ce siècle. Enfin, le mouvement sénestre sur la faille du Gobi-Altaï entraîne le massif de Ikhe Bogdo, coincé entre décrochements inverses et failles inverses, dans une rotation antihoraire qui a été mesurée à $24^\circ \pm 11^\circ$ depuis le Miocène.

Le massif de l'Altaï

Le massif de l'Altaï est marqué par des décrochements dextres bordant un relief important ce qui suggère une composante verticale associée. Les terminaisons des failles du massif, aussi bien à sa bordure sud que nord, se font sur des failles inverses orientées est-ouest montrant de nombreuses virgations. Les déplacements verticaux sont importants aux extrémités de la chaîne alors qu'au sein du massif, les déplacements horizontaux sont dominants (séisme de Fu Yun - 1931).

La liaison entre l'Altaï et le Gobi-Altaï

La liaison entre les failles dextres de l'Altaï et sénestres du Gobi-Altaï est marquée par plusieurs coins en compression à différentes échelles. Ces coins sont formés à leurs bordures orientales et occidentales par des failles décrochantes dont le mouvement est principalement dextre à l'ouest et sénestre à l'est affectant probablement l'ensemble de la croûte. Les branches orientées N100 à N120 sont toutes caractérisées par des raccourcissements répartis sur des zones de 20 à 30 km de large. Le mouvement sur les failles décrochantes conjuguées, est amorti par des failles inverses au niveau de leur liaison. L'ensemble du massif de Bayangol est un coin qui est soumis à un raccourcissement et qui est soulevé au niveau de ses bordures nord et sud en réponse aux mouvements conjugués des grands décrochements de l'Altaï et du Gobi-Altaï. La dépression de Sharga, correspondant à un bassin formé sous un régime compressif, amortit sur ses bordures est et ouest une partie du mouvement sénestre des failles du Gobi-Altaï et l'Altaï.

La faille de Bolnaï

La rupture de Bolnaï constitue la limite entre les grands décrochements de la Mongolie (Gobi-Altaï, Altaï et Bolnaï) et les structures en extension de la région du lac Hövsöl reprises actuellement en compression, les mécanismes au foyer en décrochements le long du bassin de Hövsgöl en témoignent. De même, à l'est de la faille de Bolnaï, dans la région de Mogod, il y a des évidences d'un changement très récent du style de la déformation dans la région, passant d'un régime extensif à un régime compressif.

Le dôme du Hangai

La corrélation spatiale entre l'amincissement lithosphérique, le volcanisme cénozoïque alcalin, le dôme du Hangai et les rifts (Baïkal, Hövsgöl, Busingol et Darkhat) indiquent une localisation de l'extension et du bombement dans une zone "mécaniquement préparée" avant l'arrivée du front compressif. Enfin, le massif (au moins sa partie est) est affecté par des rotations horaires. Cependant, le faible nombre de rotations significatives mesurées ne permettent pas de

donner de valeur très précise mais nous proposons un minimum de 20° horaires depuis le Miocène. La formation du dôme du Hangaï peut être expliquée comme le résultat d'une combinaison entre un panache mantélique, présent avant le Miocène et toujours actif aujourd'hui, et la compression Inde-Asie, arrivée dans la région il y a environ 8 Ma.

Carte sismotectonique et sismicité

Les interprétations des images satellitaires sont regroupées sur une carte d'ensemble qui est un document de départ détaillé.

La carte de la sismicité montre une très étroite relation entre les ruptures associées aux séismes récents, notamment 1905, 1931, 1957 et 1967, et l'activité sismique séparant les grands séismes. Ceci est particulièrement marqué pour les ruptures de 1905 qui montrent actuellement une activité sismique due aux répliques tardives exactement en relation avec les ruptures de surface. Par ailleurs, les segments en décrochement sont très peu actifs, la différence étant nette entre la rupture de Teregtiin (segment en faille inverse à l'ouest des ruptures de Bolnaï) et la faille principale de Bolnaï ou l'activité intersismique est très faible. De plus, au nord ouest, la chaîne de Tagnoun est marquée par un alignement de sismicité à sa bordure confirmant l'activité de cette région. La durée d'un tel catalogue est 50 fois plus faible que celle des périodes de récurrence mesurées, et il ne saurait donc caractériser l'ensemble des failles actives de la région.

Modélisation de la forme d'onde pour les séismes de 1905

Un effort particulier a été effectué pour récupérer un signal non déformé à partir des sismogrammes historiques des séismes du 9 et 23 juillet. Une amélioration de la forme d'onde, lors des lacunes liées aux tops minutes, a été obtenue par l'utilisation de filtres prédictifs.

Les données précises sur les ruptures de surface et leur séparation entre les deux événements ont permis de contraindre la modélisation de ces séismes.

Nous avons de bons critères pour proposer une propagation dominante des ruptures vers l'est pour les deux événements de 1905.

Le foyer du séisme de Tsetserleg (9 juillet 1905) est à environ 45 km à l'est de l'extrémité ouest de la faille. La rupture s'est propagée, d'une part, vers l'est et aurait continué au-delà des ruptures cartographiées à ce jour et, d'autre part, vers l'ouest jusqu'à sa jonction avec la faille de Bolnaï.

L'initiation du séisme de Bolnaï (23 juillet 1905) s'est faite à l'intersection entre la faille principale et celle de Teregtiin. La rupture s'est propagée dans trois directions, vers le sud-est le long de la faille de Teregtiin, ainsi que vers l'ouest (sur environ 100 km) et l'est (sur environ 275 km) le long de la faille principale.

Le moment sismique du séisme de Tsetserleg est de $(1,06 \pm 0,05) 10^{28}$ dynes cm d'où une magnitude M_w de $7,95 \pm 0,02$. Pour le séisme de Bolnaï, le moment sismique varie de $(3,97 \pm 0,47) \cdot 10^{28}$ à $(7,27 \pm 0,40) \cdot 10^{28}$ dynes cm suivant les modèles utilisés d'où une

magnitude M_w de $8,34 \pm 0,04$ à $8,51 \pm 0,02$. Le moment sismique libéré par le séisme du 23 juillet est ainsi quatre à sept fois plus important que lors du séisme du 9 juillet 1905. La durée totale de la source modélisée est de 65 secondes pour Tsetserleg et de 115 secondes pour Bolnaï.

Les profondeurs de nucléation et de rupture demeurent incertaines. Trois situations ont été examinées: (1) une nucléation et une rupture limitées à la zone sismogénétique, (2) une nucléation dans la zone sismogénétique et une propagation de la rupture en profondeur et (3) une nucléation à l'interface croûte - manteau supérieur avec une rupture affectant près de toute la lithosphère. Ce dernier cas apparaît comme le plus satisfaisant pour expliquer nos données.

Modèle de la déformation

Nous proposons un modèle simplifié de la déformation entre les failles de Bolnaï, Gobi-Altai, Altai et Mogod (figure V.4). Il s'agit d'une déformation pure combinée avec une rotation horaire de l'ensemble. Ainsi, les branches EO (Bolnaï et Gobi-Altai) sont marquées par un mouvement sénestre et une rotation horaire alors que les branches NO-SE (Altai et Mogod) sont caractérisées par un décrochement dextre et une rotation antihoraire. La rotation d'ensemble permet d'expliquer une partie de la rotation mesurée sur les basaltes du Hangai.

Finalement, jusqu'au niveau de Bolnaï, un modèle avec une compression orientée N20 à N30 permet d'expliquer toutes les déformations observées suggérant la prépondérance actuelle du front compressif associé à la collision Inde-Asie, précédée d'un épisode mantélique, qui a préparé la région. De plus, les déformations et les structures héritées des différentes périodes géologiques créent des orientations préférentielles utilisées par la déformation actuelle. Ainsi, ici comme dans le Baïkal (Houdry-Lémont, 1994), il semble bien que la déformation observée aujourd'hui est fortement tributaire d'une préparation antérieure. Ceci commande d'intégrer dans la modélisation des déformations intracontinentales l'hétérogénéité du milieu et son état mécanique hérité du passé.

Perspectives

De nombreuses ruptures de surface, observées sur les images satellitaires, demandent une étude détaillée sur le terrain afin de comprendre l'ensemble des déformations subies par la région. Notre travail a été concentré principalement sur la région du Gobi-Altai, la liaison de l'Altai avec le Gobi-Altai, le massif du Hangaï et la zone de Bolnai. Les études à partir de données de télédétection (données sismologiques et satellitaires) donnent néanmoins une vision d'ensemble permettant de focaliser des études ultérieures.

Ainsi, une analyse d'images satellitaires complémentaires couvrant le nord ouest de l'Altai et les zones au nord de 50°N devraient permettre de compléter en détail la cartographie des structures actives de ces régions présentée sur la carte sismotectonique .

Une étude des déplacements le long des grandes ruptures reste à faire sur une grande partie de la région, pour confirmer les interprétations effectuées sur les images satellitaires. Par ailleurs, des datations, en plusieurs endroits clefs sur les dépôts décalés, devraient permettre d'évaluer la contribution de chaque grande structure dans la déformation actuelle et de vérifier la représentativité des mesures originale sur le Gobi-Altai pour l'ensemble des vitesses de déformation dans la région de la Mongolie.

Le mouvement horaire mesuré sur les basaltes du Hangaï a remis en question les hypothèses présentées pour les modèles de déformation proposés précédemment en Mongolie. Les implications de ces mesures demandent des prélèvements supplémentaires bien répartis pour des dépôts datant du Miocène.

Étant donné l'activité sismique de la région et les temps de récurrences sur les grands décrochements, la mesure des déformations sur plusieurs années à partir de données GPS, seraient un apport considérable, reliant les déformations moyennes observées sur le terrain avec les déformations instantanées des séismes et donnant ainsi une première estimation des déformations intersismiques.

BIBLIOGRAPHIE

- Abe, K.**, Reliable estimation of the seismic moment of large earthquakes, *J. Phys. Earth.*, 23, 381-390, 1975.
- Abe, K.**, Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 72-92, 1981.
- Abe, K., and S. Noguchi**, Revision of magnitudes of large shallow earthquakes, 1897-1912, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 33, 1-11, 1983.
- Abercrombie, R., and P. Leary**, Source parameters of small earthquakes recorded at 2,5Km depth, Cajon Pass, Southern California : implications for earthquake scaling, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1511-1514, 1993.
- Aki, K.**, Earthquake mechanism, *Tectonophysics*, 13, 423-446, 1972.
- Allen, M.B., B.F. Windley, Z. Chi, and G. Jinghui**, Evolution of the Turfan basin, Chinese central Asia, *Tectonics*, 12, 889-896, 1993.
- Anders, E. and N. Grevesse**, Abundances of the elements: Meteoritic and solar, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 53, 197-214, 1989.
- Anderson, D.L., T. Tanimoto, and Y.S. Zhang**, Plate Tectonics and Hotspots: The Third Dimension, *Science*, 256, 1645-1651, 1992.
- Aprodov, V.A.**, Seismotectonic observations in the region of the north Hangay earthquake of 1905 (MPR) (in Russian), in Questions of seismotectonics of pre-Baïkal and adjacent territories, *Bulletin of Soviet Seismology*, Akademi Nauk USSR, 10, 90-97, 1960.
- Argand, E.** La tectonique de l'Asie. C. R. 13 th Geol. Congr. 1922. Brussels 1: 1924.
- Armijo, R., and A. Cisternas**, Un problème inverse en microtectonique cassante, C. R. Acad. Sci. Paris, 595-598, 1978.
- Avouac, J.-P.**, Application des méthodes de morphologie quantitative à la néotectonique. Modèle cinématique des déformations actives en Asie Centrale. Thèse de doctorat, Université Paris VII, 1991.
- Avouac, J.-P., and P. Tapponnier**, Kinematic model of active deformation in central Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 895-898, 1993.
- Bai, Y., G. Chen, Q. Sun, Y. Sun, Y. Li, Y. Dong, and D. Sun**, Late Paleozoic polar wander path for the tarim platform and its tectonic signifiante, *Tectonophysics*, 139, 145-153, 1986.
- Baljinnyam, I., A. Bayasgalan, B.A. Borisov, A. Cisternas, M.G. Dem'yanovich, L. Ganbaatar, V.M. Kochetkov, R.A. Kurushin, P. Molnar, H. Philip, and Y.Y. Vashchilov**, Ruptures of Major Earthquakes and Active Deformation in Mongolia and its Surroundings. Vol. Memoir 181 of Boulder, Colorado: The Geological Society of America, Inc., 1993. 64.
- Bayasgalan, A., and P. Galsan.**, The Investigation of the Seismogenic Structures with the help of Remote Sensing Data., The Ninth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Pasadena, California, USA: 1993

- Beck, F.**, Courbe de dérive des pôles du Permien à l'actuel pour les continents péri-Atlantiques et Indiens: Confrontation avec les reconstructions paléogéographiques. Thèse de Doctorat. Université Louis Pasteur, Strasbourg I, 1994.
- Berlage, H.P.**, Seismometer, Handbuch der Geophysik, IV, 299-526, 1932.
- Besse, J., V. Courtillot, M. Westphal, and Y.X. Zhou**, Paleomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture, *Nature*, 311, 1984.
- Blundel, D.J.**, Seismic images of continental lithosphere, *J. Geol. Soc.*, 147, 895-913, 1990.
- Bonhomme, M., R. Thuizat, Y. Pinault, N. Clauer, A. Wendling, and R. Winckler**, Méthode de datation Potassium-Argon. Appareillage et technique. Vol. 3 of Notes tech. Inst. Géol., Univ. L. Pasteur. Strasbourg: 1974. 53.
- Brace, W.F., and J.D. Byerlee**, Californian earthquakes: Why only shallow focus, *Science*, 168, 1573-1575, 1970.
- Brace, W.F., and D.L. Kohlstedt**, Limits on Lithospheric Stress Imposed by Laboratory Experiments, *J. Geophys. Res.*, 85, 6248-6252, 1980.
- Burov, E.B., and M. Diament**, Flexure of the continental lithosphere with multilayered rheology, *Geophysical Journal International*, 109, 449-468, 1992
- Burov, E.B., and M. Diament**, The effective elastic thickness (T_e) of the continental lithosphere: What does it really mean?, *J. Geophys. Res.*, 100, 3905-3927, 1995.
- Burrett, C.F.**, Plate tectonics and fusion of Asia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, 181-189, 1974.
- Cadek, O.**, Studying earthquake ground motion in Prague from Wiechert seismograph records, *Gerl. Beitr. Geoph.*, 96, 438-447, 1987.
- Chen, W.-P., and P. Molnar**, Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip in central Asia, *J. Geophys. Res.*, 82, 2945-2969, 1977.
- Chen, W.P., and P. Molnar**, Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 80, 4183-4214, 1983.
- Chen, W.-P.**, A brief update on the focal depths of intracontinental earthquakes and their correlations with heat flow and tectonic age, *Seismological Research Letters*, 59, 263-272, 1988.
- Chen, Y., J.-P. Cogne, V. Courtillot, A. J.-P., P. Tapponnier, G. Wang, M. Bai, H. You, M. Li, C. Wei, and E. Buffetaut**, Paleomagnetic Study of Mesozoic Continental Sediments Along the Northern Tien Shan (China) and Heterogeneous Strain in Central Asia, *J. Geophys. Res.*, 96, 4065-4082, 1991.
- Christensen, A., and G. Ziemendorff**, Les tremblements de terre ressentis pendant l'année 1905. Publications du Bureau Central de l'Association Internationale de Sismologie. Strasbourg: 1909. 543.
- Cobbold, P.R., and P. Davy**, Indentation tectonics in nature and experiments, 2, Central Asia, *Bulletin of Geological Institut, Uppsala*, 14, 143-162, 1988.

- Cotton, F., and J.P. Avouac**, Crustal and upper-mantle structure under the Tien Shan from surface-wave dispersion, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 84, 95-109, 1994.
- Coulomb, J.** "Séismométrie." Geophysics I. Ed. S. Flügge. Encyclopedia of Physics. 1956. XLVII: 3674.
- Courtillot, V., J. Besse, D. Vandamme, R. Montigny, J.-J. Jaeger, and H. Capetta**, Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary ?, *Earth and Planetary Science Letters*, 80, 361-374, 1986.
- Cox, A., and G.B. Dalrymple**, Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating, *J. Geophys. Res.*, 72, 2603-2614, 1967.
- Crouse, C.B., and T. Matuschka**, Digitization noise and accelerograph pen offset associated with Japanese accelerograms, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 73, 1187-1196, 1983.
- Davies, G.F.**, Plates and Plumes: Dynamos of the Earth's Mantle, *Sciences*, 257, 493-494, 1992.
- Davies, G.F.**, Thermomechanical erosion of the lithosphere by mantle plumes, *J. Geophys. Res.*, 99, 15709-15722, 1994.
- Davis, P.M.**, Continental rift structures and dynamics with reference to teleseismic studies of the Rio Grande and East African rifts, *Tectonophysics*, 197, 309-325, 1991.
- Davy, P., and P.R. Cobbold**, Indentation tectonics in nature and experiments, 1, Central Asia, *Bulletin of Geological Institut, Uppsala*, 14, 129-142, 1988.
- Delvaux, D., R. Moeys, G. Stapel, C. Petit, K. Levi, A. Miroshnichenko, V. Ruzhitch, and V. San'kov**, Paleostress Reconstruction and Geodynamics of the Baikal Region, Central Asia. Part II: Cenozoic Tectonic Stress and Fault kinematics, *Tectonophysics*, sous presse.
- Devyatkin, Y.V.** "Structures and formational complexes of the Cenozoic activated stage (en Russe)." *Tectonics of the Mongolian People's Republic*. Moscow: Nauka, 1974. 182-195.
- Devyatkin, Y.V., and S.B. Smelov**, Position of basalts in the Cenozoic sedimentary sequence of Mongolia, *International Geology Review*, 22, 307-317, 1979.
- Devyatkin, E.V.**, The cenozoic of Inner Asia (in russian). Nauka, 1981. 196.
- Déverchère, J., F. Houdry-Lémont, M. Diament, N.V. Solonenko, and A.V. Solonenko**, Evidence for a seismogenic upper mantle and lower crust in the Baikal Rift, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1099-1102, 1991.
- England, P., and G. Houseman**, Finite Strain Calculation of Continental Deformation; 2. Comparison With the India-Asia Collision Zone, *J. Geophys. Res.*, 91, 3664-3676, 1986.
- Faure, M., and B. Natal'in**, The geodynamic evolution of the eastern Eurasian margin in Mesozoic times, *Tectonophysics*, 208, 397-411, 1992.
- Fisher, R.A.**, Dispersion on a sphere, *Proc. Roy. Soc.*, 217, 295-305, 1953.

- Florensov, N.A., and V.P. Solonenko**, The Gobi-Altai Earthquake. Moscow: Akademie Nauk USSR (English translation, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C., 1965), 1963. 424.
- Fuenzalida, H.**, Étude de sources de séismes complexes par inversion des ondes de volume (large-bande) dans la région du caucase., Thèse de Doctorat. Université Louis Pasteur - Strasbourg, 1995.
- Galitzin, B.** Theorie der mechanischen Registrierung., Vorlesungen über Seismometrie. Ed. B. Galitzin. 1912. 484-535.
- Gao, S., P.M. Davis, H. Liu, P.D. Slack, Y.A. Zorin, N.A. Logatchev, M. Kogan, P.D. Burkholder, and R.P. Meyer**, Asymmetric upwrap of the asthenosphere beneath the Baïkal rift zone, Siberia, *J. Geophys. Res.*, 99, 15319-15330, 1994.
- Gassmann.**, Zur Bestimmung des Reibungsausschlages eines Seismographen. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*. 1927. 17: 4.
- Gaudemer, Y., P. Tapponnier, and D.L. Turcotte**, River offsets across active strike-slip Faults, *Annales Tectonicae*, III, 55-76, 1989.
- Geller, R.J., H. Kanamori, and K. Abe**, Addenda and corrections to "Magnitudes of great shallow earthquakes from 1904 to 1952", *Bull. Seis. Soc. Am.*, 68, 1763-1764, 1978
- Glover, D.P., and H. Meyers.** ,Historical Seismogram Filming Project, Current Status. Historical seismograms and earthquakes of the world. Ed. W.H.K. Lee, H. Meyers and K. Shimazaki. Academic press, INC. ed. 1988. 373-379.
- Goetze, C., and W.F. Brace**, Laboratory observations of high-temperature rheology of rocks, *Tectonophysics*, 13, 583-600, 1972.
- Golubev, V.A.**, Heat Flow Through Bottom of Lake Khubsugul and Its Mountainous Borderlands (Mongolia), *Izvestiya, Earth Physics*, 28, 38-47, 1992.
- Hagiwara, T.**, Influence du frottement solide sur le grandissement dynamique, *Bulletin de l'Institut de recherche sur les tremblements de terre*, XI, 15, 1933.
- Hanks, T.C., and H. Kanamori**, A Moment Magnitude Scale, *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350, 1979.
- Hawkesworth, C.J., and K. Gallagher**, Mantle hotspots, plumes and regional tectonics as causes of intraplate magmatism, *Terra Nova*, 5, 552-559, 1993.
- Heaton, T.H.**, Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 64, 1-20, 1990.
- Hendrix, M.S., T.A. Dumitru, and S.A. Graham**, Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan: An early effect of the India-Asia collision, *Geology*, 22, 487-490, 1994.
- Hill, R.I., I.H. Campbell, G.F. Davies, and R.W. Griffiths**, Mantle Plumes and Continental Tectonics, *Sciences*, 256, 186-193, 1992.

- Hirn, A., J.-C. Lepine, G. Jobert, M. Sapin, G. Wittlinger, X.Z. Xin, G.E. Yuan, W.X. Jing, T.J. Wen, X.S. Bai, M.R. Pandey, and J.M. Tater**, Crustal structure and variability of the himalayan border of Tibet, *Nature*, 307, 23-25, 1984.
- Hobbs, B.E., A. Ord, and C. Teyssier**, Earthquakes in the Ductile Regime, *Pure appl. Geophys.*, 124, 309-336, 1986.
- Houdry-Lémont, F.**, Mécanismes de l'extension continentale dans le rift nord-Baïkal, Sibérie : contraintes des données d'imagerie SPOT, de terrain, de sismologie et de gravimétrie., Thèse de Doctorat. Paris 6, 1994.
- Houseman, G., and P. England**, Crustal Thickening Versus Lateral Expulsion in the Indian-Asian Continental Collision, *J. Geophys. Res.*, 98, 12233-12249, 1993.
- Huang, J., and W.-P. Chen**, Source mechanisms of the Mogod earthquake sequence of 1967 and the event of 1974 July 4 in Mongolia, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 84, 361-379, 1986.
- Ilyin, A.V.**, Comment on " The July 9 and 23, 1905, Mongolian earthquakes: a surface wave investigation " by Emile Okal, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 107-109, 1978.
- Inoue, R., and T. Matsumoto.**, Digitization and Processing of the J.M.A. Strong Motion Records in the Period of 2 to 20 sec from Nine Great Earthquakes. : Historical seismograms and earthquakes of the world. Ed. W.H.K. Lee, H. Meyers and K. Shimazaki. Academic press, INC. ed. 1988. 390-400.
- Ionov, D.A., J. Hoefs, K.H. Wedepohl, and U. Wiechert**, Content and isotopic composition of sulfur in ultramafic xenoliths from central Asia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 111, 269-286, 1992.
- Irvine, T.N. and W.R.A. Baragar**, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548, 1971.
- Jones, A.G., R.D. Kurtz, D.E. Boerner, J.A. Craven, G.W. McNeice, D.I. Gough, J.M. DeLaurier, and R.G. Ellis**, Electromagnetic constraints on strike-slip geometry - The Fraser River fault system, *Geology*, 20, 561-564, 1992.
- Kanamori, H., and D.L. Anderson**, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 65, 1073-1095, 1975.
- Kanamori, H.**, The Energy Release in Great Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987, 1977.
- Kanamori, H.**, Importance of Historical Seismograms for Geophysical Research. : Historical seismograms and earthquakes of the world. Ed. W.H.K. Lee, H. Meyers and K. Shimazaki. Academic press, INC. ed. 1988. 16-33.
- Kanamori, H.**, Mechanics of earthquakes, *Ann. Earth Plan. Sci.*, 22, 207-237, 1994.
- Kennett, B.L.N.**, IASPEI 1991 seismological tables. Canberra: Research School of Earth Sciences, 1991. 167.
- Khilko, S.D., R.A. Kurushin, V.M. Kochetkov, L.A. Misharina, V.I. Melnikova, N.A. Gilyova, S.V. Lastochkin, I. Balzhinnyam, and D. Monhoo**, Earthquakes and

the bases of the seismic zoning of Mongolia. Vol. 41 of The joint Soviet - Mongolian scientific - Research Geological Expedition. 1985. 225.

Khutorskoy, M.D., and V.V. Yarmolyuk, Heat flow, structure and evolution of the lithosphere of Mongolia, *Tectonophysics*, 164, 315-322, 1989.

Kiselev, A.I., Volcanism of the Baikal rift zone, *Tectonophysics*, 143, 235-244, 1987.

Kiselev, A.I., and A.M. Popov, Asthenospheric diapir beneath the Baikal rift: petrological constraints, *Tectonophysics*, 208, 287-295, 1992.

Klemperer, S.L., and C. Peddy., Seismic reflection profiling and the structure of the continental lithosphere. : Understanding the Earth. Ed. G. Brown, C. Hawkesworth and C. Wilson. Cambridge University Press, 1992. 251-274.

Klootwijk, C.T., J.S. Gee, J.W. Peirce, G.M. Smith, and P.L. McFadden, An early India-Asia contact : paleomagnetic constraints from Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121, *Geology*, 20, 395-398, 1992.

Knopoff, L., Energy Release in Earthquakes, *Geophys. J.*, 1, 44-52, 1958.

Kohlstedt, D.L., B. Evans, and S.J. Mackwell, Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments, *J. Geophys. Res.*, 100, 17587-17602, 1995.

Kowalle, G., and E. Hurtig, Application of image processing techniques for improving the quality of historical seismograms, *Gerl. Beitr. Geoph.*, 96, 434-437, 1987.

Kozhevnikov, V.M., B. Erdenebileg, I. Balzhinnyam, and I. Ulemzh, Structure of the Crust and Upper Mantle Beneath the Khangay Rise (Mongolia) Determined from Phase Velocity Dispersion of Rayleigh Waves, *Izvestiya, Earth Physics*, 26, 203-210, 1990.

Kozhevnikov, V.M., L.M. Antonova, and T.B. Yanovskaya, Lateral Inhomogeneities in the Crust and Upper Mantle of Asia Determined from Observations of Rayleigh Waves, *Izvestiya*, 26, 197-202, 1990.

Lacoste, J., Observations sur le frottement dans les inscriptions sur noir de fumée, Publications du bureau central séismologique international, 167-193, 1935.

Le Pichon, X., M. Fournier, and L. Jolivet, Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision, *Tectonics*, 11, 1085-1098, 1992.

Lee, W.H.K., H. Meyers, and K. Shimazaki, Historical seismograms and earthquakes of the world. Academic press, 1985. 513.

Lee, G., J. Besse, and V. Courtillot, Eastern Asia in the cretaceous : new paleomagnetic data from south Korea and a new look at Chinese and Japanese data, *J. Geophys. Res.*, 92, 350-3596, 1987.

Lemiscki, P.J., and L.D. Brown, Variable crustal structure of strike-slip fault zones as observed on deep seismic reflection profiles, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 665-676, 1988.

Lin, P., and J.M. Logan, The Interaction of Two Closely Spaced Cracks: A Rock Model Study, *J. Geophys. Res.*, 96, 21,667-21,675, 1991.

- Logatchev, N.A., Y.A. Zorin, and V.A. Rogozhina**, Baikal Rift: Active or Passive? - Comparison of the Baikal and Kenya Rift Zones, *Tectonophysics*, 94, 223-240, 1983.
- Logatchev, N.A.**, The Baikal Rift System, *Episodes*, 7, 38-43, 1984.
- Logatchev, N.A., and Y.A. Zorin**, Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift., *Tectonophysics*, 143, 225-234, 1987.
- Logatchev, N.A., and Y.A. Zorin**, Baikal rift zone: structure and geodynamics, *Tectonophysics*, 208, 1992.
- Mainka, C.**, Seismometrische Beobachtungen in Strassburgi. E. in der Zeit von 1. Januar bis 31. Dezember 1905., *Beiträge für Geophysik*, X, 387-467, 1910.
- Maruyama, S., J.G. Liou, and T. Seno.** "Mesozoic and Cenozoic evolution of Asia." The Evolution of the Pacific Ocean Margins. Ed. Zvi Ben-Avraham. New York: Oxford University Press, Inc, 1989. 75-99.
- Mattauer, M.**, Les subductions intracontinentales des chaînes tertiaires d'Asie; leurs relations avec les décrochements, *Bull. Soc. Géol. France*, 143-157, 1986.
- Mattauer, M.**, Arguments en faveur d'un diapir mantellique sous le plateau tibétain, C. R. Acad. Sci. Paris, 310, 1695-1700, 1990.
- McBride, J.H.**, Does the Great Glen fault really disrupt Moho and upper mantle structure?, *Tectonics*, 14, 422-434, 1995.
- Mercier J. and P. Vergely**, Tectonique. Paris: Dunod, 1992. 214. (Géosciences)
- Mohorovicic, A.**, Zur Frage der wahren Empfindlichkeit eines Seismographen., *Beiträge zur Geophysik*. 1926. 15: 201.
- Molnar, P., and P. Tapponnier**, A possible dependence of tectonic strength on the age of the crust in Asia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52, 107-114, 1981.
- Molnar, P., and P. England**, Late Cenozoic Uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?, *Nature*, 346, 29-34, 1990.
- Molnar, P.**, Mountain building: crust in mantle overdrive, *Nature* 1992: 105-106.
- Molnar, P.**, Brace - Goetze Strength Profiles, The Partitioning of Strike - slip and Thrust Faulting at Zones of Oblique Convergence, and the Stress - Heat Flow Paradox of the San Andreas Fault. Fault mechanics and transport properties of rocks. Academic Press Ltd. ed. 1992. 435-459.
- Mueller, J.F., J.J.W. Rogers, J. Yu-Gan, W. Huayu, L. Wenguo, J. Chronic, and J.F. Mueller**, Late Carboniferous to Permian Sedimentation in Inner Mongolia, China, and Tectonic Relationships Between North China and Siberia, *J. Geol.*, 99, 251-263, 1991.
- Nabelek, J.**, Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves., M.I.T., Cambridge Massachusetts, 1984.

- Natsag-Yüm, L., I. Balzhinnyam, and D. Mönhöö**, Mongolian earthquakes (en russe), Seismic regionalization of Ulan Bator: Moscou, Nauka, 54-82, 1971.
- Nelson, m.R., R. Mc Caffrey, and P. Molnar**, Source parameters for 11 earthquakes in the Tien Shan, central Asia, determined by P an SH Waveform inversion, *J. Geophys. Res.*, 92, 12629-12648, 1987.
- Nikolaev, V.G.**, Cenozoic history of Baikal depression, *Geotectonica et Metallogenia*, 14, 339-350, 1990.
- Nur, A.**, Rupture mechanics of plate boundaries., Earthquake Prediction - An International Review. Ed. D. W. Simpson and P. G. Richards. Maurice Ewing Series 4. Washington, D. C.: American Geophysical Union, 1981. 629-634.
- Okal, E.**, A surface wave investigation of the rupture mechanism of the Gobi-Alaty (December 4, 1957) earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 319-328, 1976.
- Okal, E.**, The July 9 and 23, 1905, Mongolian earthquakes: a surface wave investigation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34, 326-331, 1977.
- Pacheco, J.F., C.H. Scholz, and L. Sykes**, Change in frequency-size relationship from small to large earthquakes, *Nature*, 335, 71-73, 1992.
- Patriat, P., and J. Achache**, India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates, *Nature*, 311, 615-621, 1984.
- Peltzer, G., and P. Tapponnier**, Formation and Evolution of Strike-Slip Faults, Rifts, and Basins During the India-Asia Collision: an Experimental Approach, *J. Geophys. Res.*, 93, 15,085-15,117, 1988.
- Pierce, J.W.**, The northward movement of India since the Late Cretaceous., *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 52, 277-311, 1978.
- Press, W.H., S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling, and B.P. Flannery**, Numerical recipes in FORTRAN : the art of scientific computing. Cambridge university press, 1992.
- Pruner, P.**, Paleomagnetism and paleogeography of Mongolia from the Carboniferous to the Cretaceous-final report, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 70, 169-177, 1992.
- Rebai, S.**, Sismotectonique et champ de contrainte dans les chaînes alpines et dans la plate-forme de l'Europe , d'Afrique du nord et du Moyen-Orient., Thèse de Doctorat, Montpellier II, 1992
- Reid, H.F.**, The mechanics of the earthquake. Vol. 2 of The California earthquake of april 18, 1906. Carnegie Institution of Washington ed. 1910. 192.
- Reid, H.F.**, The influence of friction on seismographs, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 15, 222-241, 1925.
- Ritz, J.F., E.T. Brown, D.L. Bourlès, H. Philip, A. Schlupp, G.M. Raisbeck, F. Yiou, and B. Enkhtuvshin**, Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altaï, Mongolia, *Geology*, 23, 1019-1022, 1995 (a).
- Ritz, J.F., H. Philip, and A. Schlupp.**, Naissance d'une chaîne de montagne., *Pour la Science - L'écorce terrestre* juin 1995 (b): 65-66.

- Rogozhina, V.A., I. Balzhynnyam, V.M. Kozhevnikov, and G.I. Vershchakova**, Peculiarities of travel time of P-waves from shots in Nevada to seismic stations of Mongolia (en russe), *Geologia i Geofizika*, N4, 96-99, 1983.
- Romanowicz, B.**, Strike-slip earthquakes on quasi-vertical transcurrent faults: inferences for general scaling relations, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 481-484, 1992.
- Romanowicz, B., and J. Rundle**, On scaling relations for large earthquakes, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 83, 1294-1297, 1993.
- Romanowicz, B.**, Spatiotemporal Patterns in the Energy Release of Great Earthquakes, *Sciences*, 260, 1923-1926, 1993.
- Rundle, J.B.**, Derivation of the Complete Gutenberg - Richter Magnitude - frequency Relation Using the Principle of Scale Invariance, *J. Geophys. Res.*, 94, 12337-12342, 1989.
- Savage, J.C., and R.O. Burford**, Accumulation of tectonic strain in California, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 60, 1877-1896, 1970.
- Sawarenski, E.F., and D.P. Kirnos**, Elemente der Seismologie und Seismometrie. Akademie - Verlag GmbH, 1960. 512.
- Schlich, R.**, Structure et âge de l'océan indien occidental. Vol. Memoire hors série N°6 of Société Géologique de France. 1975. 103.
- Scholz, C.H.**, Scaling laws for large earthquakes : consequences for physical models, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 72, 1-14, 1982.
- Scholz, C.H.**, Scaling relations for strong ground motion in large earthquakes, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 72, 1903-1909, 1982.
- Scholz, C.H., C.A. Aviles, and S.G. Wesnousky**, Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 76, 65-70, 1986.
- Scholz, C.H.**, Mechanics of faulting, *Ann. Earth Plan. Sci.*, 17, 309-334, 1989.
- Scholz, C.H.**, The mechanics of earthquakes faulting. Cambridge University Press ed. 1990. 439.
- Sengör, A.M.C., B.A. Natal'in, and V.S. Burtman**, Evolution of the Alaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia, *Nature*, 364, 299-307, 1993.
- Sibson, R.H.**, Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones, *Ann. Earth Plan. Sci.*, 14, 149-175, 1986.
- Sohon, F.W.**, Theoretical seismology, New-York: John Wiley et Sons Inc., 1932. 70.
- Steiger, R.H., and E. Jaeger**, Subcommittee on Geochronology : Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362, 1977.
- Strehlau, J.**, A discussion of the depth extent of rupture in large continental earthquakes: Earthquake Source Mechanics. Ed. S. Das, J. Boatwright and C. H. Scholz. Geophysical Monograph 37, Maurice Ewing Volume 6. Washington, D. C.: American Geophysical Union, 1986. 131-145.

- Tan-Tjong-Kie**, Geodynamics and tectonic evolution of the Panxi rift, *Tectonophysics*, 133, 287-304, 1987.
- Tapponnier, P., and P. Molnar**, Active Faulting and Cenozoic Tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal Regions, *J. Geophys. Res.*, 84, 3425-3459, 1979.
- Tapponnier, P., G. Peltzer, A.Y. Le Dain, R. Armijo, and P. Cobbold**, Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine, *Geology*, 10, 611-616, 1982.
- Thatcher, W.**, Microplate versus continuum descriptions of active tectonic deformation, *J. Geophys. Res.*, 100, 3885-3894, 1995.
- Tomortogo (prof.)**. Chercheur au sein de l'Academie des Sciences de Mongolie - *Institut de Geologie*, Ulaanbaatar - Mongolie. 1993.
- Trifonov, V.G., N.V. Lukina, S.S. Schultz, V.I. Makarov, S.I. Sherman, A.I. Kozhurin, G.I. Volchkova, and L.A. Zubarenkova**. Map of active faults of the USSR and adjoining areas scale 1:8.000.000. Moscow-Irkutsk : 1986.
- Trotignon, L.**, Instruments anciens - fonction de transfert - Application au Wiechert Horizontal, Institut de Physique du Globe de Strasbourg 1985.
- Uyeda, S., and A. Miyashiro**, Plate tectonics and Japanese Island: A synthesis., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1159-1170, 1974.
- Vilotte, J.P., R. Madariaga, M. Daignères, and O. Zenkiewicz**, Numerical study of continental collision: influence of boundary forces and initial stiff inclusion, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 279-310, 1986.
- Voznesenskii, A.V., and V.C. Dorogostaiskii**. Region of the earthquakes of 9 and 23 July, 1905 (1/420 000). 1914.
- Voznesenskii, A.V.**, Investigation of the region of the Hangay earthquakes of 1905 in northern Mongolia (en Russe). Materials from the department of Physical Geographical Society of the USSR. Leningrad: 1961. 50.
- Wiechert, E.**, Theorie der automatischen Seismographen. Der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen. Berlin: Weidmannsche Buchhandlung, 1903. 128.
- Wiechert, E.**, Ein astatiches Pendel hoher Empfindlichkeit zur mechanischen Registrierung von Erdbeben, *Beit. Geoph.*, VI, 435-450, 1904
- Windley, B.F., M.B. Allen, C. Zhang, Z.-Y. Zhao, and G.-R. Wang**, Paleozoic accretion and Cenozoic reformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia, *Geology*, 18, 1990.
- Windley, B.F., and M.B. Allen**, Mongolian plateau: Evidence for a late Cenozoic mantle plume under central Asia, *Geology*, 21, 295-298, 1993.
- Wittlinger, G., F. Masson, G. Poupinet, P. Tapponnier, J. Mei, G. Herquel, J. Guilbert, U. Achauer, X. Guanqi, S. Danian, and Lithoscope-Kunlun-team**, Seismic tomography of northern-Tibet and Kunlun: evidence for crustal blocks and mantle velocity contrasts., *Earth Planet. Sci. Lett.*, sous presse.

- Wood, H.O.**, A list of the seismological stations of the world, *Bulletin of the National Research Council*, 2, 397-538, 1921.
- Yarmolyuk, V.V., V.G. Ivanov, V.I. Kovalenko, and V.S. Samoïlov**, Dynamics of forming and Magmatism of the late Mesozoic-Cenozoic hot spot in the mantle, southern Khangai (Mongolia), *Tectonica (en russe)*, 28-45, 1994.
- Zaitsev, N.S., V.I. Kovalenko, B. Luvsandansan, I.V. Lutchitski, and V.V. Yarmolyuk**. Carte des formations géologiques de la république populaire de Mongolie au 1/1 500 000 (en russe). Académies des Sciences de Mongolie et de L'Union Soviétique ed. Yandjin, A.L., 1989.
- Zhang, Z.-M., J.G. Liou, and R.G. Coleman.**, The Mesozoic and Cenozoic tectonism in eastern China. : The Evolution of the Pacific Ocean Margins. Ed. Zvi Ben-Avraham. New York: Oxford University Press, Inc, 1989. 124-139.
- Zijderveld, J.D.A.**, Demagnetization : analysis of results. : Methods in Paleomagnetism. Elsevier, 1967. 254-286.
- Zonenshain, L.P., M.I. Kuzmin, and M.V. Kononov**, Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, 103-116, 1985.
- Zonenshain, L.P., M.I. Kuzmin, and L.M. Natapov**, Geology of the USSR: A Plate-Tectonic Synthesis, American Geophysical Union, Geodynamique Series, 21, 1990.
- Zorin, Y.A.**, The Baikal rift: an example of the intrusion of asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of lithospheric plates, *Tectonophysics*, 73, 91-104, 1981.
- Zorin, Y.A., M.R. Novoselova, E.K. Turutanov, and V.M. Kozhevnikov**, Structure of the Lithosphere of the Mongolian-Siberian Mountainous Province, *J. Geodynamics*, 11, 327-342, 1990.
- Zorin, Y.A., V.G. Belichenko, E.K. Turutanov, V.M. Kozhevnikov, S.V. Ruzhentsev, A.B. Dergunov, I.B. Filippova, O. Tomurtogoo, N. Arvisbaatar, T. Bayasgalan, C. Biambaa, and P. Khosbayar**, The South Siberia-Central Mongolia transect, *Tectonophysics*, 225, 361-378, 1993.