



Tectonique active de la région d'Oulan Bator, Mongolie : analyse morpho-tectonique et paléosismologique des failles actives de Sharkhai et Avdar

Abeer Al Ashkar

► To cite this version:

Abeer Al Ashkar. Tectonique active de la région d'Oulan Bator, Mongolie : analyse morpho-tectonique et paléosismologique des failles actives de Sharkhai et Avdar. Sciences de la Terre. Université de Strasbourg, 2015. Français. NNT : 2015STRAH014 . tel-01282438

HAL Id: tel-01282438

<https://theses.hal.science/tel-01282438>

Submitted on 22 Mar 2016

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.



UNIVERSITÉ DE STRASBOURG



ÉCOLE DOCTORALE: Sciences de la Terre et Environnement ED 413

UMR7516 Institut de Physique du Globe de Strasbourg

Thèse présentée par:

AL ASHKAR Abeer

Pour obtenir le grade de:

Docteur de l'université de Strasbourg

Discipline/ Spécialité: Science de la terre/ Tectonique active

**Tectonique active de la région d'Oulan Bator, Mongolie:
Analyse morpho-tectonique et paléosismologique des
failles actives de Sharkhai et Avdar.**

RAPPORTEURS :

Dr. Jean-François RITZ Directeur de recherches (Géosciences Montpellier)

Dr. Christophe LARROQUE Maître de Conférences (Université de Reims)

DIRECTEUR DE THESE:

Dr. Michel GRANET Physicien (Université de Strasbourg)

Examineur

Dr. Antoine SCHLUPP Ingénieur de recherche (Université de Strasbourg) Co-encadrant

Membre Invité

Dr. Matthieu FERRY Maître de Conférences (Géosciences Montpellier)

Thèse soutenue le 7 septembre 2015

A mon mari, à ma famille, à ma fille,

Remerciements

Mes premiers remerciements vont à Mohannad pour m'avoir soutenu afin de continuer cette thèse. C'est grâce à toi que j'ai réalisé mon objectif et sans toi l'objectif de notre futur n'aurait pas pu aboutir. Je remercie mon petit ange Théa qui a dû supporter durant les premiers mois de sa vie la rédaction de cette thèse.

Je tiens à remercier Michel Granet et Antoine Schlupp pour m'avoir accueillie au sein de leur équipe à l'Institut de Physique de Globe de Strasbourg (IPGS), pour m'avoir encadrée tout au long de ces trois années, pour avoir été patients avec moi et m'avoir fait confiance tout au long de ces trois années de thèse. Un grand merci à Antoine pour son soutien, ses encouragements, sa disponibilité et ses conseils aux niveaux scientifique et personnel (Courage! Tu vas y'arriver.).

Un remerciement spécial est destiné à Matthieu Ferry, qui a participé aux missions de terrain et m'a donnée de précieux conseils durant la première année. Ils m'ont été utiles durant toute ma thèse.

J'adresse mes sincères remerciements aux Dr. Jean-François Ritz et Dr. Christophe Larroque qui ont accepté de juger ce travail en qualité de rapporteurs.

Je tiens également à remercier le RCAG (Centre de recherche astronomique et sismologique de la Mongolie) qui a financé les missions de terrain. Je tiens à remercier aussi tous les personnes du RCAG ayant participé à ces missions.

Je remercie Philippe Quenet et Marc Munschy pour leur soutien. Je tiens à remercier Frédéric Masson pour son aide durant les derniers mois - les plus critiques - de cette thèse.

Je tiens à remercier Dr. Brigitte Van Vliet-Lanoë pour son aide à comprendre la cryoturbation.

Je remercie Jérôme Van der Woerd pour son aide et ces conseils.

Un grand merci à mes amis qui m'ont soutenue et conseillée. Un merci tout particulier pour toi Rozan, qui était toujours là pendant les moments difficiles loin de ma famille et de mon mari. Merci de m'avoir aidée pour venir à Strasbourg. Elise Kali, Jean-Rémi Dujardin et Seyfallah Bouraoui, merci pour vos aides et les bons moments passés ensemble. Cheikhmous et Marion, je vous remercie pour votre écoute et l'aide apportée. Cécile, Clément et Pierre (je n'oublierai jamais la raclette), Esra Çetin, Maly Gonzales Blanco et Romy Schlögel (sur la table), Orkan Ozcan, Hiba et Ayman, à tous merci pour les bons moments passés ensemble à Strasbourg. Merci à Iman et Mohammad pour votre aide.

Pour finir, j'adresse un grand merci à ma famille et en particulier à mon père et ma mère pour leur soutien et encouragement. C'est grâce à vous que je suis devenue la personne que je suis. Je remercie mes frères Alaa, Amir, Eskandar et Amar pour me soutenir. Mes amis Rana, Manal et Shereen, vous êtes comme mes sœurs, merci de m'encourager et de me soutenir malgré les mille kilomètres de distance.

Résumé

Cette thèse porte sur la tectonique active et l'analyse de deux nouvelles failles: la faille de Sharkhai et la faille d'Avdar. Les deux failles ont été découvertes, en 2011, à partir des images satellitaires HR, à quelques dizaines de kilomètres de la capitale de la Mongolie, Oulan Bator.

Une approche morpho-tectonique, géomorphologique et paléosismologique, à partir des images de haute résolution Pléiades et d'études de terrain, notamment de tranchées, a permis: 1) de cartographier les deux failles en détail; 2) de décrire leur géométrie et segmentation; 3) de contraindre leur cinématique; 4) de documenter leur activité récente et leur comportement sismique (décalages co-sismiques et cumulés, période de retour, taux de glissement).

La faille de Sharkhai s'étend sur 46 km selon une direction comprise entre N42°E et N72°E en moyenne, avec un pendage de 66° à 72° vers le sud-est entre E106.31°/N47.352° et E106.53°/N47.485°, et sub-vertical entre E106.474°/N47.473° et E106.75°/N47.57°. Elle est caractérisée par une géométrie rectiligne et simple en surface. C'est une faille senestre avec une composante verticale normale.

L'étude paléosismique met en évidence trois séismes: le séisme EQ3 s'est produit avant 3850±120 calBP, le séisme EQ2 entre 2400±70 calBP et 2030±40 calBP, et le séisme le plus récent (MRE) entre 1090±84 calBP et avant l'âge du sol récent. La période de retour minimum des forts séismes sur la faille de Sharkhai est 1195±157 ans, ce qui implique une vitesse de glissement maximum comprise entre 0.6±0.2 et 2.14±0.5 mm/an. Plusieurs scénarios de segmentation de la faille sont proposés indiquant que la faille est capable de produire des séismes de magnitude comprise entre 6 et 7. L'accélération maximale du sol (PGA au rocher) générée à Oulan Bator serait de 0.12 g, au nouvel aéroport de 0.28 g, et à la ville de Zuunmod de 0.17 g. Ces valeurs correspondent à une intensité (MMI) comprise entre VI et X.

La faille d'Avdar s'étend sur 47 km selon une direction moyenne comprise entre N26°E et N88°E avec un pendage variant de 40° à 55°. La partie sud-ouest de la faille est caractérisé par une géométrie simple et linéaire. Par contre, l'architecture de la faille est complexe dans la partie nord-est. Les décalages mesurés indiquent

que la faille est une faille senestre avec une composante normale. Les tranchées paléosismiques documentent son activité sismique pendant le quaternaire. La faille peut se diviser en plusieurs segments, suggérant des séismes de magnitude comprise entre 5.8 et 7. Les valeurs de PGA (au rocher) les plus importants seraient de 0.1 g pour Oulan Bator, 0.18 g pour le nouvel aéroport et 0.19 g pour la ville de Zuunmod. Ces valeurs indiquent une intensité de l'ordre de VI à X. Les investigations paléosismiques montrent que le dernier séisme est plus récent que 5665 ± 85 calBP.

Tous ces résultats doivent être pris en compte dans l'estimation de l'aléa sismique de la région de la capitale Oulan Bator, qui a elle seule comprend plus de la moitié de la population du pays. Située sur un bassin sédimentaire, elle est le centre commercial et industriel du pays et contient divers bâtiments vulnérables. Enfin, elle est en pleine croissance avec un nouvel aéroport en construction à proximité de la faille de Sharkhai, secteur où la ville va très rapidement s'étendre.

Abstract

This thesis focuses on the active tectonic of two new faults: the Sharkhai fault and the Avdar faults. Both faults were discovered in 2011 from HR satellite images at tens kilometers from the capital of Mongolia, Ulaanbaatar.

Morpho-tectonic, geomorphological and paleoseismological approaches using high resolution Pleiades satellites images and field investigations allowed: 1) to map the both faults in details; 2) to describe their geometry and segmentation; 3) to identify their kinematic; 4) to document their recent activity and their seismic behavior (co-seismic and cumulated displacements, the time of the last earthquakes, slip rate).

The Sharkhai fault extends 46 km with an average direction between N42°E and N72°E, and a dip between 72° and 66° either to south-east, between E106.31°/N47.352° and E106.53°/N47.485°, or sub-vertical between E106.474°/N47.473° and E106.75°/N47.57°. The fault is characterized by a linear and simple geometry. It is a left lateral strike slip with a normal vertical component. The paleoseismological investigations show evidences for three earthquakes: the EQ3 earthquake occurred before 3850±120 calBP, the EQ2 earthquake between 2400±70 calBP and 2030±40 calBP, and the most recent earthquake (MRE) between 1090±84 calBP and before the age of recent soil. The minimum return period of strong earthquakes on the fault Sharkhai is 1195 ± 157 years, which implies a maximum slip rate between 0.6±0.2 and 2.14±0.5 mm/year. Several segmentation scenarios of the fault were proposed indicating that the fault is capable to produce an earthquake of magnitude between 6 and 7. The maximum peak ground acceleration (PGA at rock) generated at Ulaanbaatar is 0.12 g, 0.28 g at the new airport, and 0.17 g at the city of Zuunmod. These values correspond to intensity between VI and X at rock sites.

The Avdar fault, 47 km length, have an average orientation between N26°E and N88°E and a dip between 40° and 55°. The southwestern part of the fault is

characterized by a simple and linear geometry while the architecture of the surface rupture is complex in the northeastern part. The measured offsets indicate that the fault is left lateral with a normal component. The paleoseismic trenches attest its seismic activity during the Quaternary. The fault can be divided into several segments suggesting earthquakes of a magnitude ranging from 5.8 to 7. The most important values of PGA (at rock site) would be 0.1 g at Ulaanbaatar, 0.18 g for the new airport and 0.19 g for Zuunmod city. These values indicate an intensity between VI and X. Paleoseismic trench shows that the last earthquake occurred on the fault since 5665 ± 85 calBP.

All these results should be considered in estimating the seismic hazard in the region of the capital Ulaanbaatar especially as, alone, it contains more than the half of the country population. Situated in a sedimentary basin, it is the commercial and industrial center of Mongolia and contains many vulnerable buildings. Also, the city is growing with a new airport construction near the fault Sharkhai area where the city will extend very quickly.

التكتونيك النشط لمنطقة أولان باتور في

منغوليا: تحاليل مورفوتكتونية

وباليوسيسمولوجية للفوالق النشطة شاراي و

أبدار

الخلاصة

تدرس رسالة الدكتوراه هذه التكتونيك النشط لفالقين: فالق شاراي وفالق أبدار. تم اكتشاف هذين الفالقين حديثاً عام 2011 عن طريق الصور الفضائية عالية الدقة وذلك على بعد عشرات الكيلومترات من عاصمة منغوليا أولان باتور. في هذا العمل تم استخدام ثلاثة طرق: المورفوتكتونية و الجيومرفولوجية والباليوسيسمولوجية بالإضافة الى المشاهدات الحقلية وذلك من أجل تحقيق ما يلي:

- (1) رسم خريطة مفصلة لكلا الفالقين، (2) وصف هندسة وتجزئة كل منهما. (3) وصف حركية الفوالق. (4) توثيق نشاطهما الزلزالي خلال العصر الرباعي ووصف سلوكهم الزلزالي (الازاحة خلال الزلزال والازاحة التراكمية والوقت الذي مضى على آخر زلزال والزمن الفاصل بين الزلازل القوية و سرعة التشوهات التكتونية).

فالق شاراي:

يمتد الفالق ٤٦ كم. يتراوح اتجاه الفالق بين ٤٢ و ٧٢ درجة شمال شرق-جنوب غرب ويميل بين 66 و 72 درجة في الجنوب وهو شبه شاقولي في الشمال.

هندسة الفالق السطحية هي خطية وبسيطة.

تحليل الصور الفضائية والمشاهدات الحقلية اكدت على أن الفالق فالق ازاحي يميني مع حركة شاقوليه- (يميني –عادي).

الدراسة الباليوسيمولوجية بينت حدوث ثلاثة زلازل قديمة على الفالق . الزلزال الاول بين ٣٨٥٠ ± ١٢٠ سنة (قبل عام 1950 وهو العام المرجعي للتأريخ بالكربون المشع). الزلزال التالي بين ٧٠ ± ٢٤٠٠ سنة و ٣٠ ± ٢٠٤٠ سنة (قبل 1950). الزلزالي الأخير والاحدث بين ١٠٩٠ ± ٨٤ سنة وقبل الطبقة السطحية، هكذا فإن المدة الزمنية الادنى لعودة الزلازل ذات الشدة العالية على الفالق هي ١١٩٥ ± ١٥٧ سنة وبالتالي فإن سرعة الانزلاق الاعظمية على فالق شاراي هي بين ٠,٢ ± ٠,٦ و ٠,٥ ± ٢,١ مم/سنة.

تم طرح عدة سيناريوهات لتجزئه الفالق والتي تشير الى امكانية حدوث زلزال بشدة ٦-٧ على مقياس ريختر. كذلك تشير قيم ذروة التسارع الارضي التي تم حسابها في هذه الدراسة الى امكانية حدوث زلزال بشدة ٦-١٠ على مقياس ميركالي.

فالق أبدار:

يمتد فالق أبدار 47 كم. يتجه الفالق شمال شرق وجنوب غرب بين ٢٦ و ٨٨ درجة وميله بين ٤٠ و ٥٥ درجة.

الجزء الجنوبي الغربي من الفالق يتميز بهندسة بسيطة وخطية في حين تصبح هندسته اكثر تعقيدا في الجزء الشمال الشرقي. الإزاحة المقاسة على طول الفالق تشير الى أنه فالق إزاحي يميني مع حركة شاقوليه (يميني - عادي).

الدارسة الباليوسيمولوجية للفالق تؤكد النشاط التكتوني الحديث للفالق خلال العصر الرباعي. الزلزال الاخير أحدث من ٥٦٦٥ ± ٨٥ سنة . يمكن تقسيم الفالق الى عدة فوالق تتوافق مع زلزال بشدة ٨,٥-٧ على مقياس ريختر. في حين قيم ذروة التسارع الارضي تشير الى امكانية حدوث زلزال بشدة ٦-١٠ على مقياس ميركالي.

كل هذه النتائج يجب أن تؤخذ بعين الاعتبار من اجل تقييم الخطر الزلزالي في منطقة العاصمة خاصة وأن العاصمة تحتوي على أكثر من نصف تعداد سكان منغوليا وهي مركز البلاد الاقتصادي والصناعي وواقعة ضمن حوض رسوبي بالإضافة الى سوء هندسة وقوة الأبنية المشادة فيها. ويتم حاليا بناء مطار جديد على بعد بضعة عشرات الكيلومترات من الفوالق المذكورة سابقا.

إهداء الى زوجي، عائلتي، ابنتي وأصدقائي

Table des matières

RESUME	5
ABSTRACT	7
TABLE DES MATIERES	12
DESCRIPTION DES CHAPITRES DE LA THESE	15
CHAPITRE1: INTRODUCTION GENERALE	18
1.1. CONTEXTE DE L'ETUDE	18
1.2. CONTEXTE SISMOTECTONIQUE	22
1.2.1. Contexte sismotectonique de la Mongolie	22
1.2.2. Contexte sismotectonique de la région d'Oulan-Bator	33
1.3. FAILLES ACTIVES	41
1.3.1. Généralités	41
1.3.2. Segmentation de faille	41
1.4. APPROCHES ET METHODES	43
1.4.1. Images satellitaires utilisées: Pléiades	43
1.4.1.1. Analyses morpho-tectoniques: Les marqueurs géomorphologiques signant l'activité récente des failles décrochantes et la mesure des décalages co-sismiques	45
1.4.2. Approche paléosismologique	51
1.4.2.1. Définition et principe	51
1.4.2.2. Tranchées paléosismiques	51
1.4.2.3. Indicateurs stratigraphiques des paléoséismes	53
1.4.3. Méthodes de datation appliquées et problèmes associés	57
1.4.3.1. Radiocarbone (datation ¹⁴ C): Principe général	57
1.4.3.2. OSL (Luminescence par stimulation optique)	59
1.4.3.3. La palynologie	60
1.5. L'ALEA SISMIQUE	62
1.5.1. Paramètres importantes pour l'évaluation de l'aléa sismique	63
CHAPITRE2: THE SHARKHAI FAULT: A NEW DISCOVERED ACTIVE FAULT IN THE REGION OF ULAANBAATAR, MONGOLIA	69
2.1. GENERAL INTRODUCTION	69
2.2. SURFACE RUPTURE MAPPING USING HIGH RESOLUTION PLEIADES SATELLITE IMAGES: DESCRIPTION, GEOMETRY, GEOMORPHOLOGY AND SEGMENTATION	72
2.2.1. The south segment	78
2.2.2. The north segment	96

2.2.3. Discussions about cumulative offsets	112
2.3. EARTHQUAKE SCENARIOS AND THEIR IMPACT ON MAJOR ISSUES IN THE AREA OF ULAANBAATAR	115
2.3.1. Earthquake scenarios based on a segmentation hypothesis	115
2.3.2. Magnitude and average slip estimation for the segmentation scenarios.....	117
2.3.4. Potential ground shaking on Ulaanbaatar area due to the rupture scenarios on the Sharkhai fault.	123
2.4. CONCLUSION	125
CHAPITRE3: PALEOSEISMOLOGICAL INVESTIGATIONS ON THE SHARKHAI FAULT: EVIDENCE FOR HOLOCENE	
PALEOEARTHQUAKES.....	131
3.1. CHOICE AND DESCRIPTION OF MUKA-L TRENCH SITE	131
3.2. MUKA-L TRENCH STRATIGRAPHY	138
3.2.1. West wall	146
3.2.1.1. Characteristics of the stratigraphy sequences of the South section.....	146
3.2.1.2. Characteristics of the Fault zone Section.....	149
3.2.1.3. Characteristics of the North section	154
3.3. PALEOEARTHQUAKES CHRONOLOGY AND RECURRENCE TIME.	158
3.4. CONCLUSION	167
CHAPITRE4: LA FAILLE D'AVDAR, PREMIERES ANALYSES MORPHO- TECTONIQUES ET PALEOSISMOLOGIQUES	
.....	168
4.1. INTRODUCTION GENERALE	168
4.2. CARTOGRAPHIE DE LA FAILLE D'AVDAR: LA GEOMETRIE, LA GEOMORPHOLOGIE ET LA CINEMATIQUE.	172
4.2.1. Description générale.....	172
4.2.2. Conclusion.....	183
4.3. LA SEGMENTATION POSSIBLE DE LA FAILLE D'AVDAR ET L'ESTIMATION DE LA MAGNITUDE DES SEISMES ASSOCIES A CHAQUE SEGMENT.....	188
4.3.1. Segmentation et scénarios	188
4.3.2. L'estimation de la magnitude et les décalages co-sismiques moyens et cumulés pour les divers scénarios de segmentation.....	190
4.4. MOUVEMENT DE SOL DANS LA REGION D'OULAN BATOR DU AUX DIVERS SCENARIOS.	194
4.5. PALEOSISMOLOGIE DE LA FAILLE D'AVDAR	200
4.5.1. Le choix du site.....	200
4.5.2. La tranchée Oursin T1.....	202
4.5.2.1. Déformations cryogéniques	202
4.5.2.2. Stratigraphie de Oursin T1.....	209
4.5.2.3. Déformations co-sismiques: Identification d'un (de) paléoséisme (s) et estimation de l'âge du dernier séisme qui s'est produit sur la faille.	210
4.6. CONCLUSION	214
CHAPITRE5: CONCLUSION GENERALE	216

5.1. CONCLUSION SUR L'ANALYSE MORPHO-TECTONIQUE ET PALEOSISMIQUE DES FAILLES DE SHARKHAI ET D'AVDAR.....	216
5.2. IMPLICATION DES RESULTATS POUR L'ALEA SISMIQUE DE LA REGION D'OULAN BATOR.....	219
5.3. COMPARAISON AVEC LES AUTRES FAILLES ACTIVES PROCHES D'OULAN BATOR.....	224
5.4. PERSPECTIVES.	227
REFERENCES	228
ANNEXES.....	242

Description des chapitres de la thèse

Le premier chapitre: ce chapitre présente une introduction et une synthèse des méthodes qui seront appliquées. Elles intègrent l'approche paléosismologique, qui est une des méthodes principales appliquées dans ce travail, ainsi que les techniques et les problèmes particuliers qui seront à prendre en compte. Par exemple, le contexte climatique local implique de fortes déformations par de la Cryoturbation qui est observée dans la tranchée d'Avdar. Dans cette partie sont aussi présentées une synthèse sur les méthodes de datation et les données satellitaires disponibles ou acquises. Ensuite, je présente une courte synthèse sur le contexte sismotectonique de la Mongolie et je détaille le contexte géologique et sismotectonique de la région de la capitale et du secteur étudié.

Dans **le deuxième chapitre**, je me concentre sur la faille de Sharkhai, qui a été découverte en 2011 à partir des images satellitaires de haute résolution (HR) et dont l'activité a été confirmée par nos observations géomorphologiques de terrain et les analyses en tranchées. Mon travail constitue la première étude menée sur cette faille. Dans ce chapitre, une cartographie détaillée de la rupture de surface est réalisée grâce à l'analyse des images satellitaires de haute résolution acquises par le RCAG (Research Center of Astronomy and Geophysics, Academy of Science of Mongolia) (Pléiades: 2m Multispectrale, 0.5m Panchromatique). Je détaille notamment la géométrie et la segmentation de la faille. L'activité sismique récente (Pléistocène supérieur--Holocène jusqu'à présent) le long de la faille est prouvée par le décalage senestre des drainages et dépôts Quaternaire. Les décalages cumulés sont mesurés en utilisant les images satellites et les observations de terrain. L'impact de divers scénarios de séismes sur les villes d'Oulan Bator, de Zuunmod et le nouvel aéroport est calculé. Ce chapitre écrit en Anglais constitue le corps d'un article pour une revue.

Le troisième chapitre est consacré aux investigations paléosismologiques qui ont été menées sur la faille de Sharkhai pendant la mission de terrain de 2012. Des tranchées ont été ouvertes au travers de la faille pour identifier et dater les paléoséismes, et tenter d'estimer le temps de récurrence des forts séismes (avec rupture de surface; $M \geq 6$). Pour déterminer la chronologie des séismes passés, des

dépôts ont été échantillonnés pour des datations par C14 (radiocarbone 14), OSL (luminescence optique simulé) et des analyses de pollens. Un levé détaillé (log) des parois de la tranchée est réalisé sur le terrain et complété au laboratoire à partir des photomosaïques. La zone de faille affecte des dépôts récents (Holocène) attestant son activité. Cette faille décrochante senestre peut générer des séismes de magnitude d'environ 7 d'après son extension et les observations réalisées sur la zone de faille, très endommagée (en tranchée). Le dernier séisme majeur est daté entre 1090 ± 84 calBP et l'actuel. Ce chapitre écrit en Anglais constitue le corps d'un projet d'article pour une revue.

Le quatrième chapitre se focalise sur la deuxième faille étudiée dans cette thèse: la faille d'Avdar, elle aussi découverte en 2011 à partir des images satellites de HR. Les images satellitaires Pléiades et les observations de terrain sont utilisées pour établir une cartographie détaillée de la faille et sa segmentation. L'impact de divers scénarios de séismes sur les villes d'Oulan Bator, de Zuunmod et le nouvel aéroport est calculé.

Le décalage des drainages indique que la faille d'Avdar est senestre avec une composante extensive. Les techniques de paléosismologie et l'analyse géomorphologique sont utilisées pour une première analyse de l'histoire sismique de la faille. Un relevé (log) de la tranchée ouverte au travers de la faille d'Avdar est présenté. Comme la faille de Sharkhai, la faille d'Avdar est une faille décrochante senestre, pouvant générer des séismes de magnitude jusqu'à 7. En ce qui concerne la tranchée, nous avons été confrontés à une difficulté majeure qui a rendu l'analyse difficile et limité les résultats. Des déformations cryogéniques importantes ont été constatées dans toute la tranchée ce qui a fortement perturbé les marqueurs de déformations sismiques et modifié la géométrie des séquences de dépôt. Les résultats sont donc très préliminaires mais confirment l'activité de la faille d'Avdar au cours des derniers millénaires.

Le cinquième chapitre présente une discussion sur les résultats des chapitres 2, 3 et 4 ainsi que les caractéristiques respectives et/ou communes des deux failles étudiées. Des hypothèses sur l'interaction entre les failles actives dans la région de

la capitale sont proposées. L'impact de ces failles sur l'aléa sismique de la capitale et du projet d'aéroport est discuté. Une conclusion générale clos ce chapitre.

Chapitre1: Introduction générale

1.1. Contexte de l'étude

Oulan Bator, capitale de la Mongolie située au centre-est du pays, est le centre commercial et industriel de la Mongolie avec une forte densité de population ≈ 1.2 M habitants, soit un peu moins que la moitié de la population du pays (2.7 millions d'habitants). La croissance de la capitale est importante avec de nombreuses nouvelles constructions dont le nouvel aéroport situé à 30 kilomètres au sud.

La partie occidentale et centrale de la Mongolie a connu quatre grands séismes de magnitude égale ou supérieure à 8 et de nombreux séismes modérés au cours des 110 dernières années. Cette activité résulte de sa localisation entre les structures de compression associées à la collision Inde-Asie et les vastes structures en extension du rift du Baïkal (Figure 1-1). La région d'Oulan-Bator est considérée moins active que la partie occidentale du pays (Figure 1-7).

Cependant, dans la capitale plusieurs séismes ont été ressentis: le séisme de Mogod en 1967 [E102.90°/N48.22, $M_s=7.2$ (Huang et Chen, 1986), $\Delta = 260$ km] et le séisme de Gobi Altaï en 1957 [E99.40°/N45.10° (Khilko et al. 1985)] avec une magnitude $M_w = 7.78 - 7.95$ (Rizza et al., 2011) (Figure 1-7). De plus, une forte augmentation de l'activité sismique ($M \leq 5$) est observée à proximité d'Oulan-Bator depuis 2005. Ceci a notamment permis la détection d'une nouvelle faille active, Emeelt, à environ 10 km de la capitale à proximité de la faille d'Hustai (Figure 1-2), bien identifiée, mais dont l'activité reste encore mal connue. Des études récentes menées sur ces failles depuis 2008 montrent qu'elles sont capables de produire des séismes de magnitude 6-7 (Ferry et al., 2010; Schlupp et al., 2010; Ferry et al., 2012; Schlupp et al., 2012; Dujardin et al., 2014). Cela nous a amené à étudier plus en détail la région et a permis de découvrir d'autres failles actives au sud de la capitale.

L'objectif de cette thèse est d'étudier le potentiel sismique des deux principales failles découvertes en 2011: les failles d'Avdar et de Sharkhai situées à une distance moyenne d'environ 40 km de la capitale (Figure 1-2).

Le but est, d'une part, d'établir une cartographie précise de ces deux failles à partir des images satellitaires de haute résolution disponibles (Pléiades) et des observations de terrain et, d'autre part, de caractériser l'activité de ces failles (type de mouvement, déformations de surface, identification et datation des séismes passés). Pour cela des études géomorphologiques et paléosismologiques ont été réalisés pour cette thèse. Enfin, l'impact de ces failles sismogènes sur l'estimation de l'aléa sismique dans la capitale sera analysé.

Le travail de cette thèse s'inscrit dans le cadre d'une longue collaboration entre l'EOST (Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, France) et le RCAG (Centre de Recherche Astronomique et Géophysique, Académie des sciences de la Mongolie). Le RCAG est maintenant appelé l'IAG (Institut d'Astronomie et de Géophysique) depuis janvier 2015. La mission de terrain, les analyses et les données acquises ont été financées dans le cadre de cette collaboration.

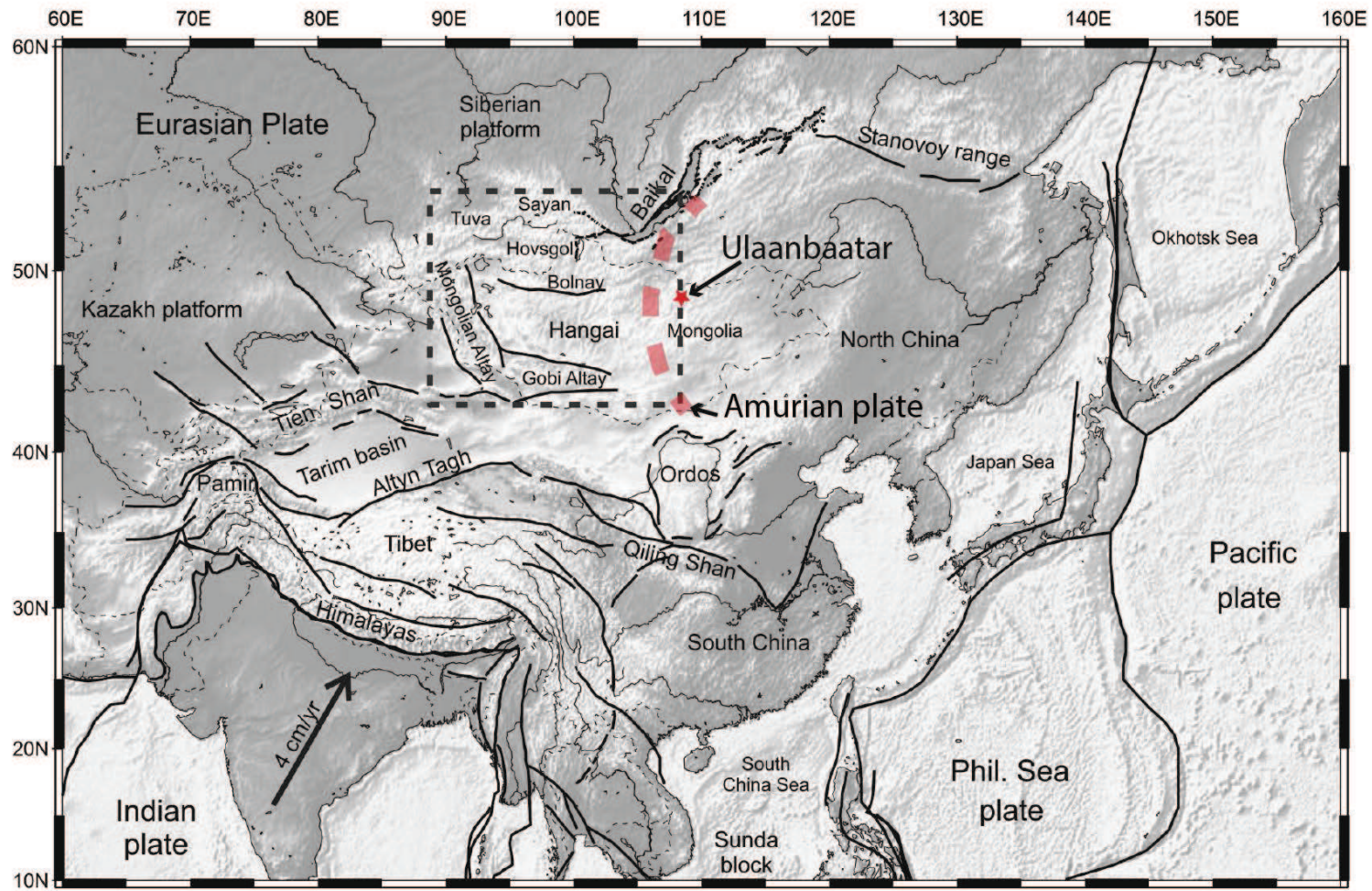


Figure 1-1: Carte topographique et géographique montrant les failles actives majeures en Asie centrale. Notez la position de la Mongolie située entre la limite de la collision Inde-Asie (4 cm/an) et les structures extensives du rift du Baïkal (4 ± 1 mm/an). Notez aussi que la limite de la plaque Amur, dont les frontières ne sont pas identifiées exactement, traverse la Mongolie (d'après Calais et al., 2003).

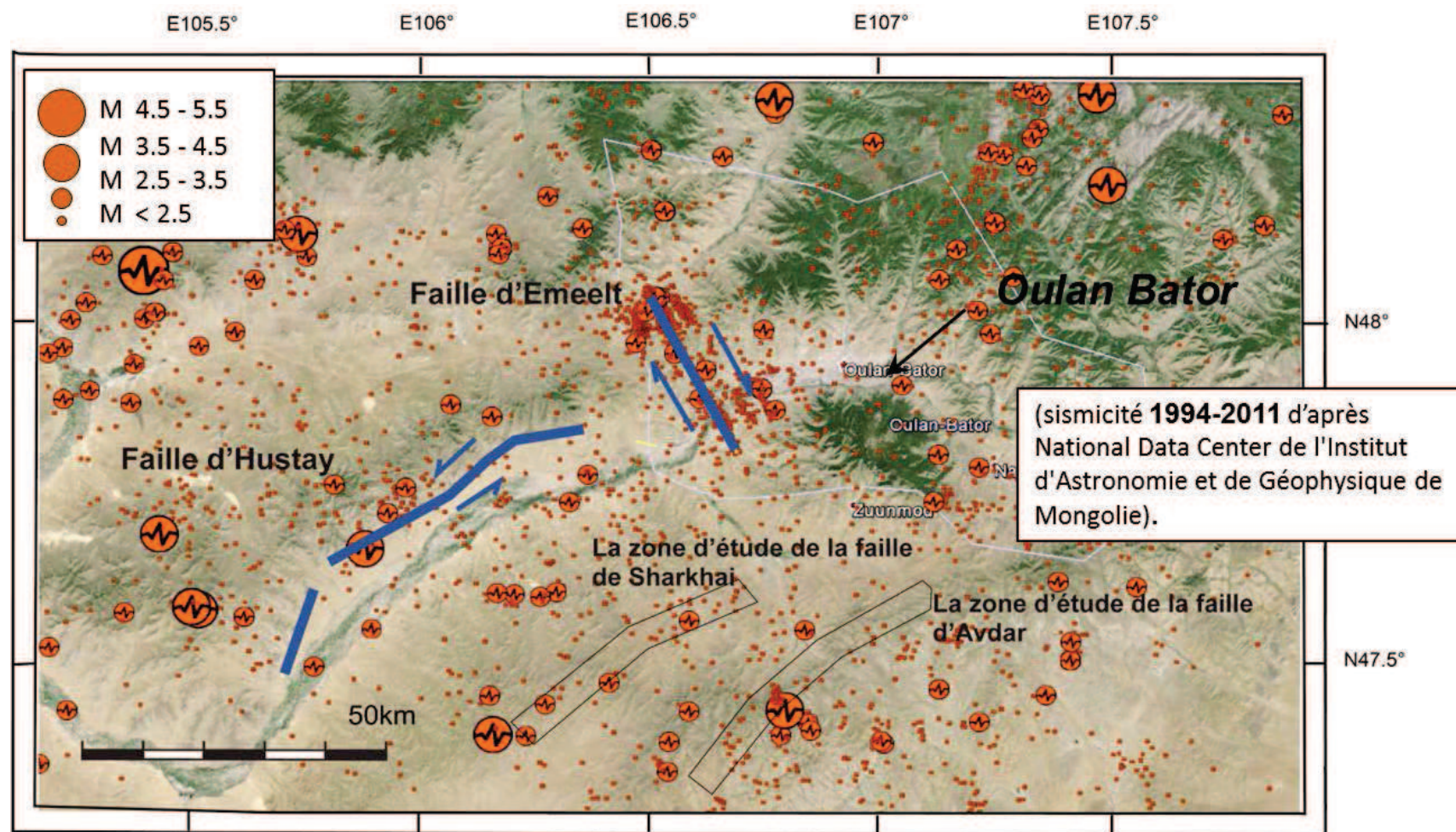


Figure 1-2: L'activité sismique dans la région d'Oulan Bator entre 1994 et 2005. Les évènements sont de magnitude $M \leq 4.5$. Les lignes jaunes représentent les failles actives d'Hustai et d'Emeelt. La sismicité est concentrée le long de la faille d'Emeelt. Les zones encadrées sont celles étudiées dans cette thèse: Sharkhai et Avdar. Fond «Google Earth 2015».

1.2. Contexte sismotectonique.

1.2.1.Contexte sismotectonique de la Mongolie

La Mongolie, située en Asie centrale, comprend des structures et failles actives liées à la collision Inde-Asie et à l'extension au niveau du Baïkal (Molnar and Tapponnier, 1975; Baljinnyam et al., 1993; Schlupp, 1996; Bayasgalan and Jackson, 1999) (Figure 1-1). En Mongolie occidentale, la chaîne de l'Altaï est caractérisée par des failles actives décrochantes dextres avec une composante inverse. Les structures du Gobi-Altaï et de Bolnaï sont marquées par des failles principalement senestres. Entre l'Altaï et le Gobi-Altaï, les déformations sont compressives, alors qu'entre Bolnaï et le Gobi-Altaï au niveau du dôme de Hangaï les déformations sont extensives. Par contre, Walker et al. (2008) indiquent la présence aussi de structures compressives.

La région au nord de la faille Bolnaï est marquée, à l'Est, par des bassins extensifs et à l'Ouest par des failles inverses associées avec des chaînes de montagne. En Mongolie centrale, des failles normales marquent le dôme du Hangaï. Au nord-est du dôme du Hangaï, des failles dextres et inverses sont observées (région du séisme de Mogod, 1967). Les déformations dans l'est de la Mongolie sont plus faibles (Schlupp, 1996) (Figure 1-1).

Au cours du XXème siècle, la Mongolie occidentale a été secouée par quatre très forts séismes, de magnitude comprise entre $M = 8$ et $M = 8.4$, associés à des ruptures de surface dont la longueur varie entre 130 km et 375 km. A noter aussi le séisme de Mogod (1967) qui a secoué la capitale. Les autres séismes importants sont résumés dans le Tableau 1-1a et Tableau 1-1b. Cependant, la sismicité du XXème siècle est exceptionnelle.

Le séisme de Tsetserleg: Le séisme de Tsetserleg de Magnitude $M_w=8$ (Schlupp et Cisternas, 2007) a eu lieu le 7 juillet 1905. La rupture totale de 1905 s'étend sur 130 à 190 km (Schlupp et Cisternas, 2007) selon une direction $N60^\circ E$. Dans le nord-est, la faille est sénestre avec une composante inverse et un pendage vers le nord-ouest. Près de son intersection avec la faille de Bolnaï, le mouvement de la faille est purement senestre. Le glissement moyen est d'environ 2.3 ± 0.5 m senestre et

environ 1m pour la composante inverse (Voznesenskii et Dorogostaiskii, 1914; Baljinnyam et al., 1993; Schlupp et Cisternas, 2007) (Figure 1-2).

Le séisme de Bolnaï: Le séisme de Bolnaï du 23 juillet 1905 a nucléé au niveau de l'interaction entre la faille de Bolnaï (faille principale) qui fait 375 km de long et la faille de Teregtiin (N160°, rupture de 80 km dextre avec une composante inverse près de l'intersection avec la faille de Bolnaï). Les ruptures de surface sur la faille de Bolnaï sont orientées N95°E; elles se sont propagées bilatéralement vers l'ouest avec 100 km de longueur et vers l'est avec 275 km de longueur (Schlupp et Cisternas, 2007) (Figure 1-2). Les ruptures de surface entre 97.18°E et 98.33°E montrent 8.9 ± 0.6 m de décalage senestre associé au séisme de 1905 suggérant une vitesse de glissement de 3.1 ± 1.7 mm/an pour le Pléistocène supérieur - Holocène. La période de retour des forts séismes a été estimée à 2700-4000 ans (Rizza et al., 2015).

Le séisme de Fuyun: Ce séisme a eu lieu le 11 août 1931 à la bordure ouest de la chaîne de l'Altaï. Sa magnitude est de $M=7.9$ (Lee et al., 1988). Les ruptures de surface associées à ce séisme s'étendent sur 160 km le long de la faille de Fu-Yun. C'est une faille dextre avec une composante normale à l'extrémité nord et une composante inverse à l'extrémité sud de la rupture (Etchebes, 2011) (Figure 1-3). Molnar and Deng (1984) ont estimé à 8 ± 2 m le décalage dextre co-sismique. Klinger et al. (2011) ont mesuré 290 décalages et estimé un décalage moyen de 6.3 m pour le séisme de 1931. Ils montrent également que cette valeur correspond à un décalage caractéristique. Une vitesse de glissement long terme est estimée à 3.8 ± 0.2 mm/an (Etchebes, 2011).

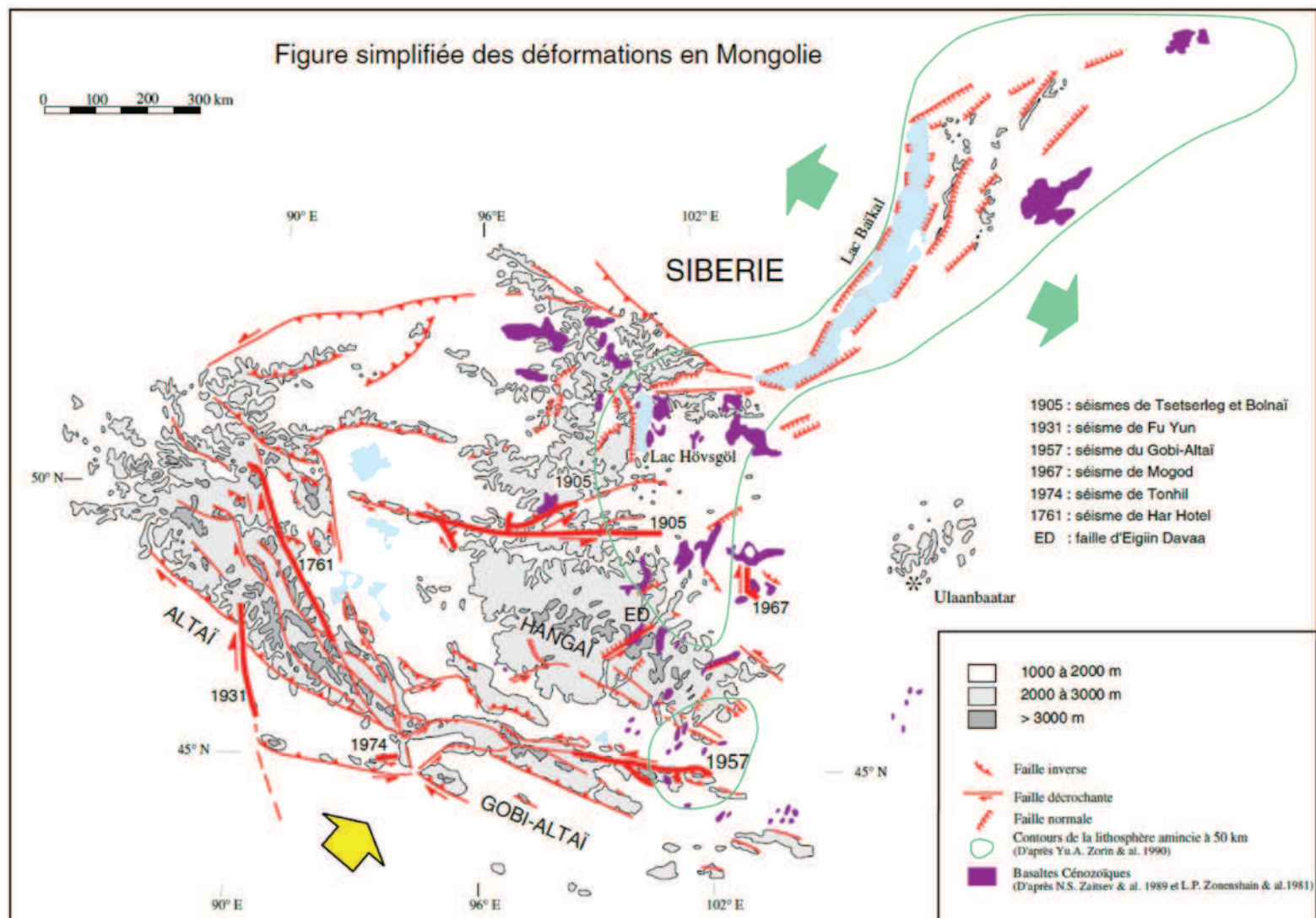


Figure 1-1: Déformation de la Mongolie occidentale (d'après Schlupp, 1996).

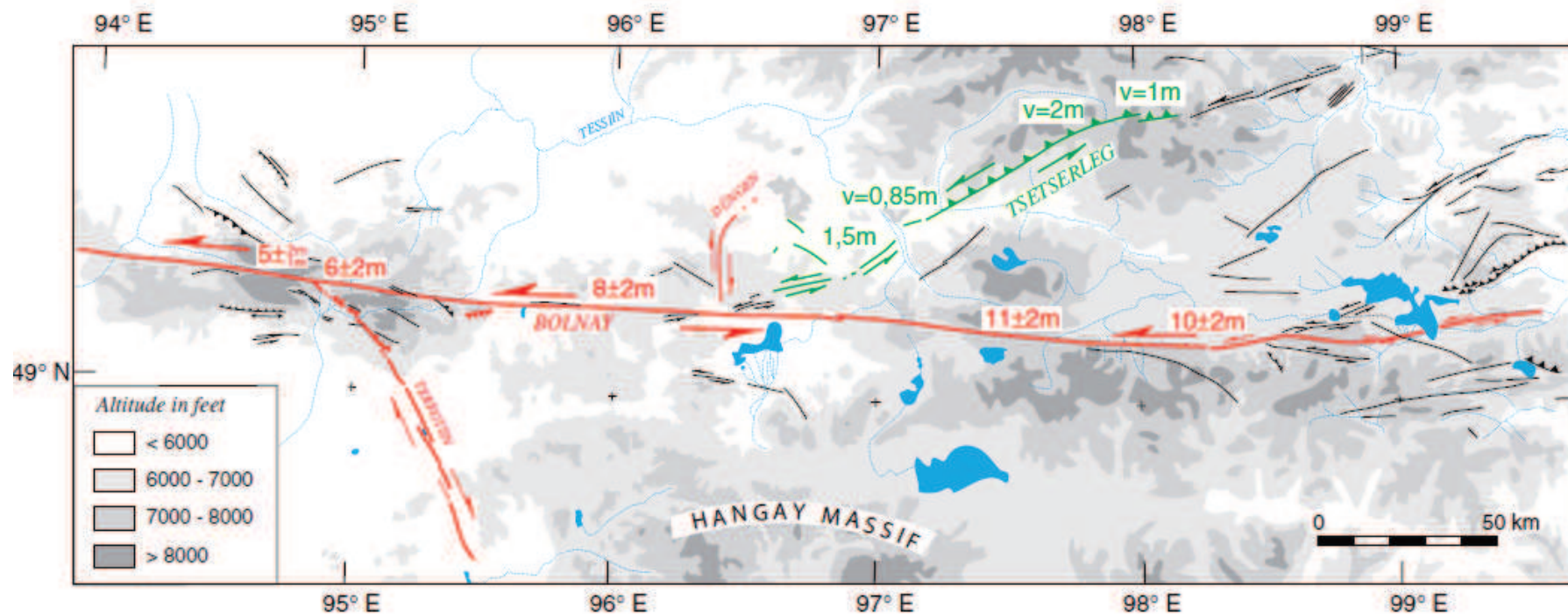


Figure 1-2: Les ruptures de surface associées aux séismes de Tsetserleg (9 juillet 1905, en vert) et de Bolnai (23 juillet 1905, en rouge). Les failles de la région de Hangay sont représentées en noir (d'après Schlupp et Cisternas, 2007). La faille de Tsetserleg est senestre avec une composante inverse dans sa partie nord-est. Le décalage moyen est de 2 ± 0.5 m pour le mouvement senestre et de 1 m pour la composante verticale. La faille de Bolnai (375 km de longueur) est senestre avec un décalage moyen de 10 ± 2 m sur 200 km, 8 ± 2 m sur 100 km et 5 ± 2 m sur 75 km de longueur (Baljinnyam et al. 1993).

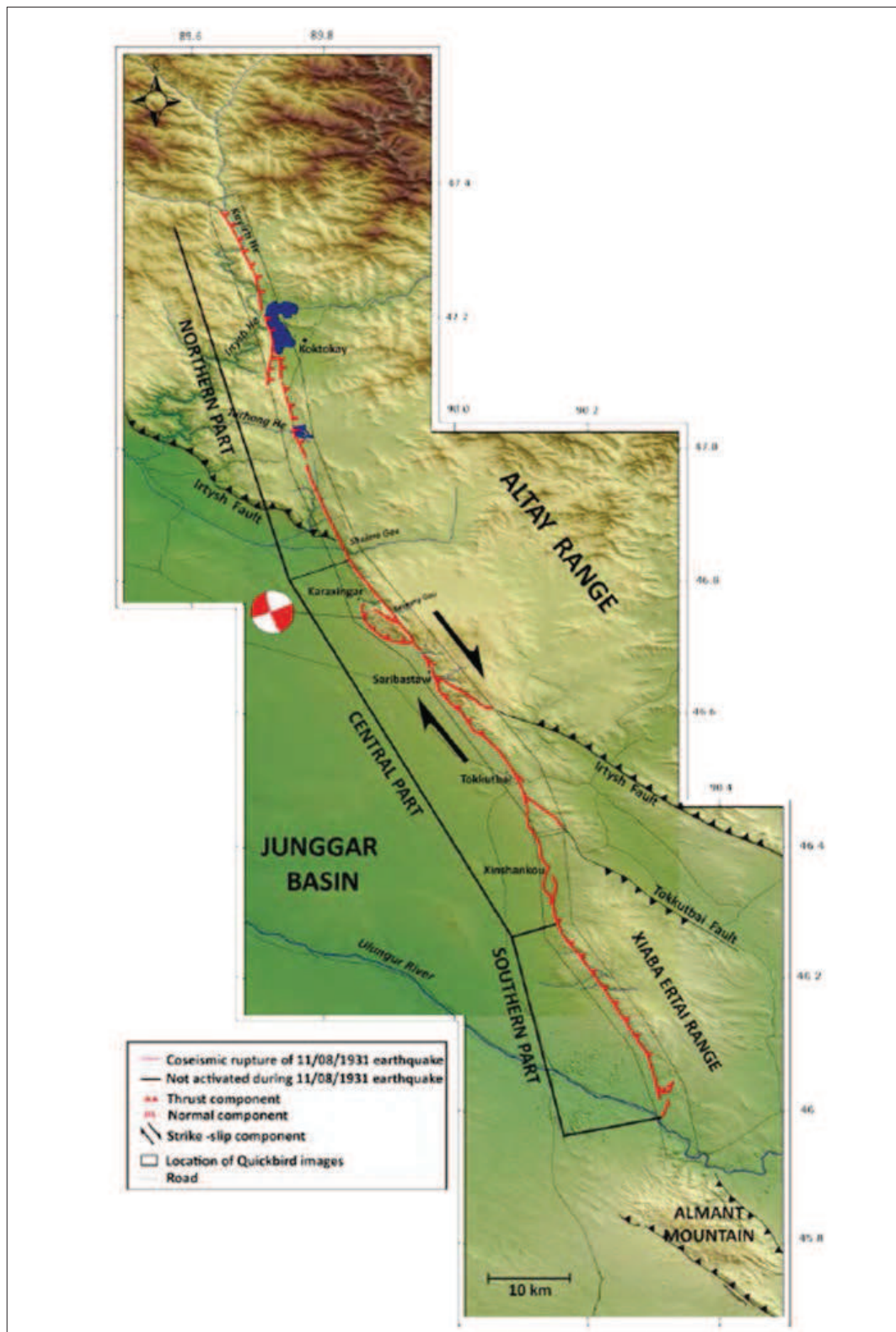


Figure 1-3: Ruptures de surface du séisme de Fuyun en 1931. La faille est dextre et comporte trois segments différents selon le changement d'azimut. Le segment nord a une composante normale; les segments central et sud ont une composante inverse (d'après Etchebes, 2011).

Le séisme du Gobi-Altaï: il s'est produit sur la faille de Bogd. La longueur de la faille, située dans la chaîne du Gobi-Altaï, qui a cassé pendant le séisme de 1957 (Figure 1-4) est de 260 km. Ce séisme est le séisme historique le plus fort de cette région avec une magnitude $M_w = 7.78 - 7.95$ (Rizza et al., 2011). Les ruptures de surface, orientées $N100^\circ E$ en moyenne, comportent plusieurs segments avec des directions différentes (Ritz et al., 1995; Schlupp, 1996). Le réseau de drainage montre 6.6 ± 0.3 m de décalage senestre maximum et un décalage cumulé maximum de 223 ± 13 m enregistré au niveau des cônes alluviaux. Ritz et al. (1995) réalisent la première étude de vitesse de glissement sur la faille de Bogd en utilisant des datations par ^{10}Be . Ainsi, la surface d'un cône alluvial, daté à 80 ka, est déplacée de 100 m indiquant une vitesse moyenne de 1.2 mm/an. Ce résultat a permis de montrer que les failles lentes (≈ 1 mm/an) sont capables de produire des séismes majeurs ($M 8$) séparés par de longues périodes de retour ($\approx$ milliers d'années). Des travaux plus récents donnent une vitesse de glissement senestre de ≈ 1.5 mm/an (Ritz et al., 2006) et une période de retour des séismes caractéristiques comprise entre 3000 et 4000 ans. Rizza et al. (2011) ont estimé à 1.2-1.6 mm/ans la vitesse de glissement sur le segment orienté $N95^\circ E$.

La faille de Gurvan Bulag, située dans l'extrémité est de la chaîne de Gobi Altaï et au sud du massif de Bogd, s'étend sur 23 km. C'est une faille inverse, qui a cassé pendant le séisme de 1957 (faille décrochante de Bogd, Figure 1-4). Les valeurs de décalage vertical observées sur la faille montrent une variation de la vitesse de glissement avec le temps, suggérant un comportement épisodique de la faille (Ritz, 1997). La vitesse de glissement verticale est 0.14 ± 0.03 mm/an au Pléistocène supérieur-Holocène et entre 0.44 ± 0.11 et 1.05 ± 0.25 mm/an depuis le Pléistocène supérieur (Ritz et al., 2003).

Les deux failles, Bogd et Gurvan Bulag, montrent le même temps de récurrence, suggérant que ces failles cassent pendant le même «séisme caractéristique».

Le séisme de Mogod : Le séisme de Mogod a eu lieu à $E102.90^\circ/N48.22^\circ$ (Huang et Chen, 1986) le 5 janvier 1967 avec une magnitude $M=7.1$. Il est le plus fort en

Mongolie depuis 1960. Le séisme a été suivi de nombreuses répliques. La secousse principale est divisée en trois événements ayant lieu successivement sur trois segments: 1) Le premier est associé à une rupture dextre orienté NS; 2) Le deuxième événement est plus fort et associé avec une rupture marquée par une composante inverse. Son pendage est orienté vers l'Est ; 3) Le troisième est associé avec une rupture NO-SE inverse. Cette dernière est située à l'extrémité SE de la rupture dextre (orientée NS). La réplique ($M = 6.4$), du 20 janvier 1967, est associée avec plusieurs segments inverses (Bayasgalan and Jackson, 1999) (Figure 1-5).

L'activité sismique depuis 1900 est surtout reliée aux failles actives ayant rompu pendant le XXème siècle. La sismicité dans la région d'Oulan Bator est modérée sur cette période (Figure 1-7).

De la synthèse précédente, on peut déduire que la vitesse géologique des déformations sur les failles actives en Mongolie est lente, de l'ordre du millimètre par année. Ces valeurs sont en accord avec la vitesse géodésique dérivée des stations GPS entre 1994 et 2002 (Calais et al., 2003) (Figure 1-6a et Figure 1-8b). La vitesse identifiée sur la faille de Bolnaï est de 2.6 ± 1 mm/an, en accord avec la vitesse géologique estimée à 3.1 ± 1.75 par Rizza et al. (2015). Sur les failles du Gobi Altaï, la vitesse géodésique est de 2 ± 1.2 mm/an compatible avec la vitesse géologique de 1.5 mm/an estimée par Ritz et al. (2006). La vitesse géodésique sur la faille de Fuyun est elle aussi cohérente avec la vitesse géologique, 2.6 ± 0.5 mm/an et 3.8 ± 0.2 mm/an respectivement (Calais et al., 2003; Etchebes, 2011). Les données géodésiques indiquent aussi que 15 % de la collision Inde-Asie est accommodée par des failles actives en Mongolie (Calais et al., 2003).

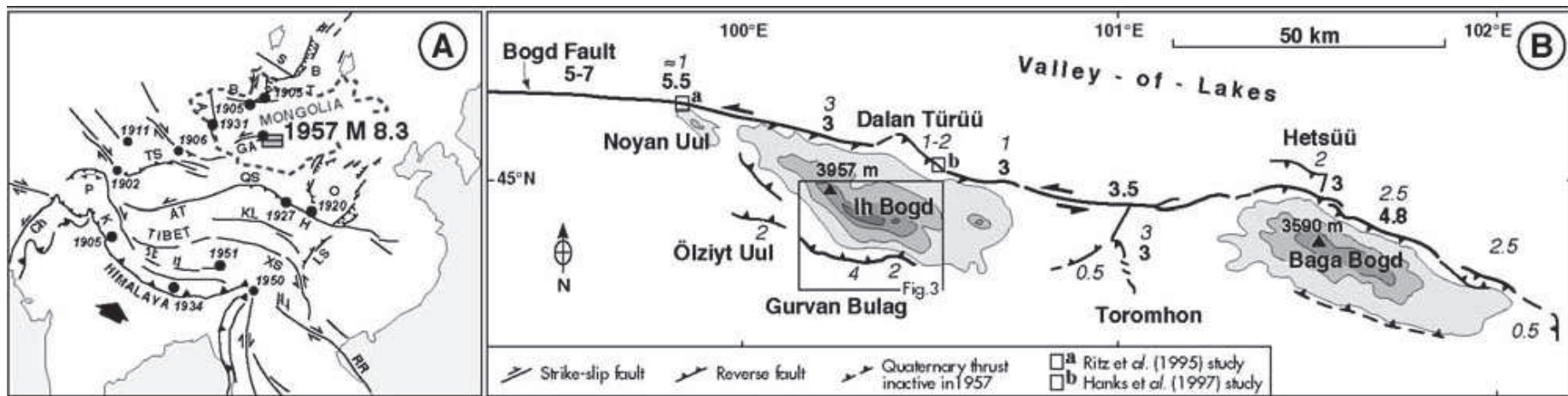


Figure 1-4: A) Carte simplifiée des failles actives en Asie centrale avec les séismes de $M \geq 8$ pendant le XXème siècle. B) Carte des ruptures de surface associées au séisme de 1957. Les décalages horizontaux et verticaux sont indiqués par des numéros gras et italiques, respectivement (d'après Ritz et al. 2003).

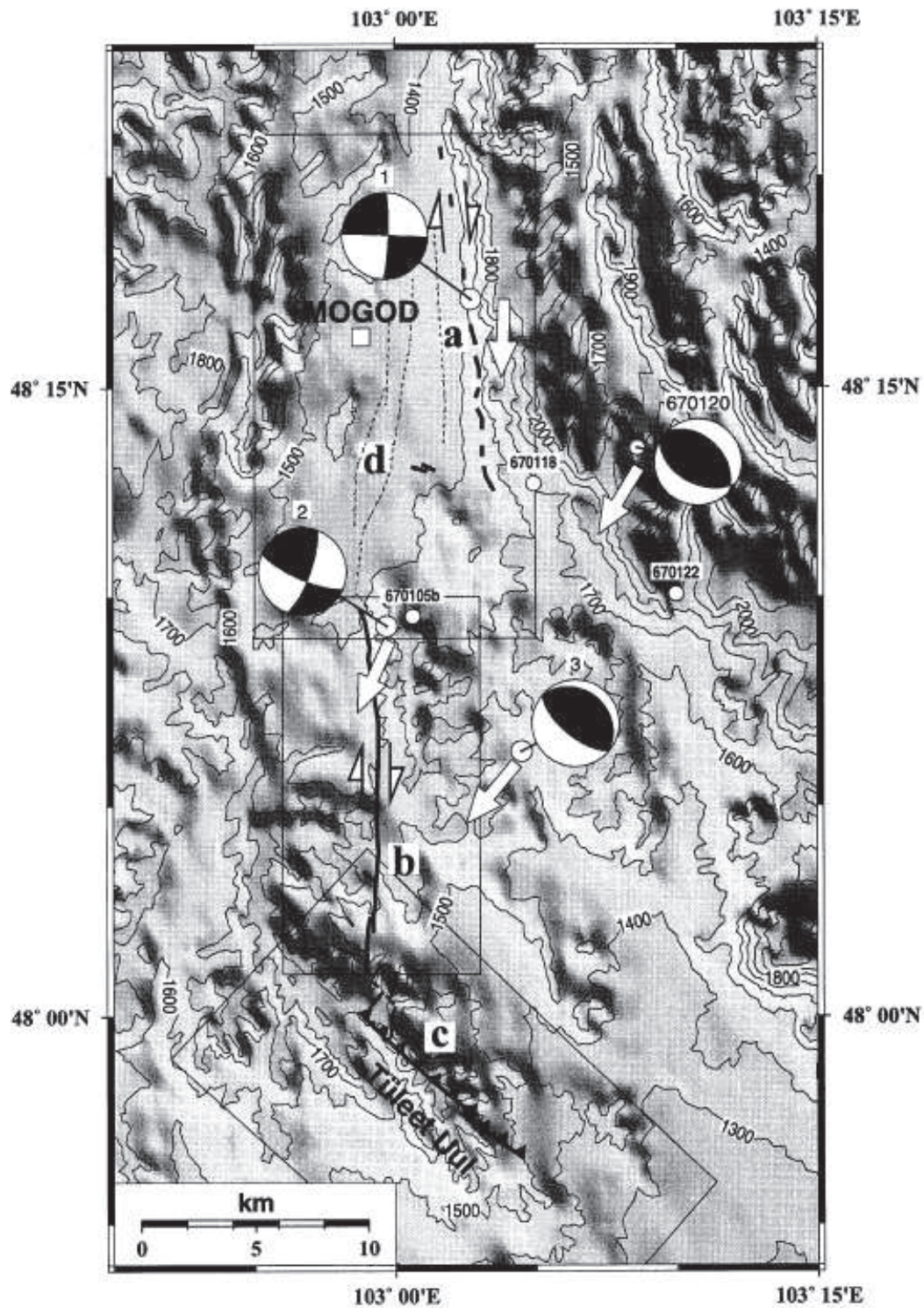


Figure 1-5: Carte des événements de 1967 sur la faille de Mogod et les mécanismes au foyer associés. Les ruptures principale sont notées a et b. Les répliques sont indiquées par 1, 2 et 3 au niveau des mécanismes au foyer. Les flèches blanches indiquent les sens de mouvement (d'après Bayasgalan and Jackson, 1999).

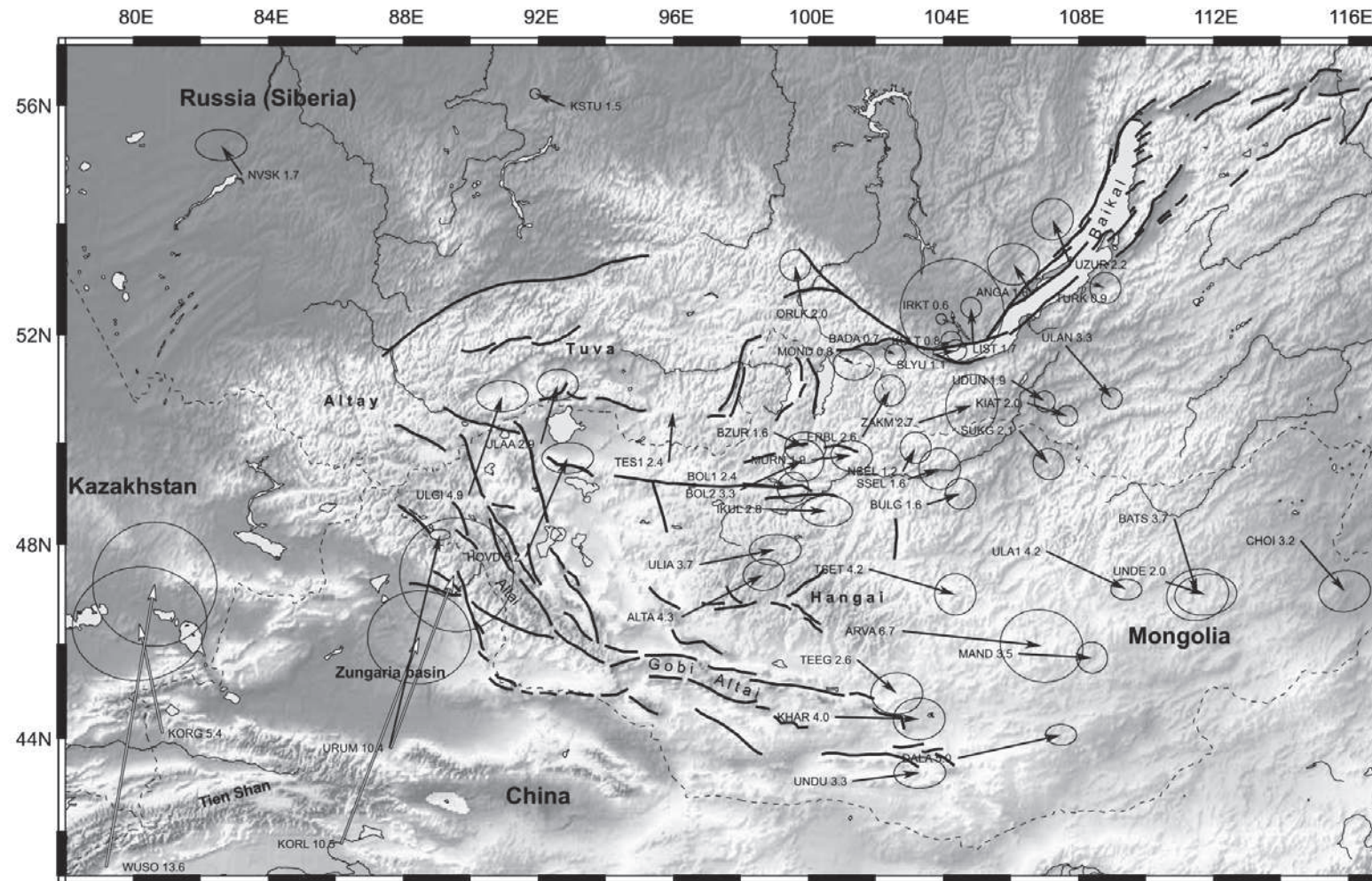


Figure 1-6a: Vitesses dérivées de données GPS dans la région de la Mongolie et le rift du Baïkal entre 1994 et 2002. Ces vitesses sont estimées par rapport à l'Eurasie et exprimées en mm/an (d'après Calais et al., 2003).

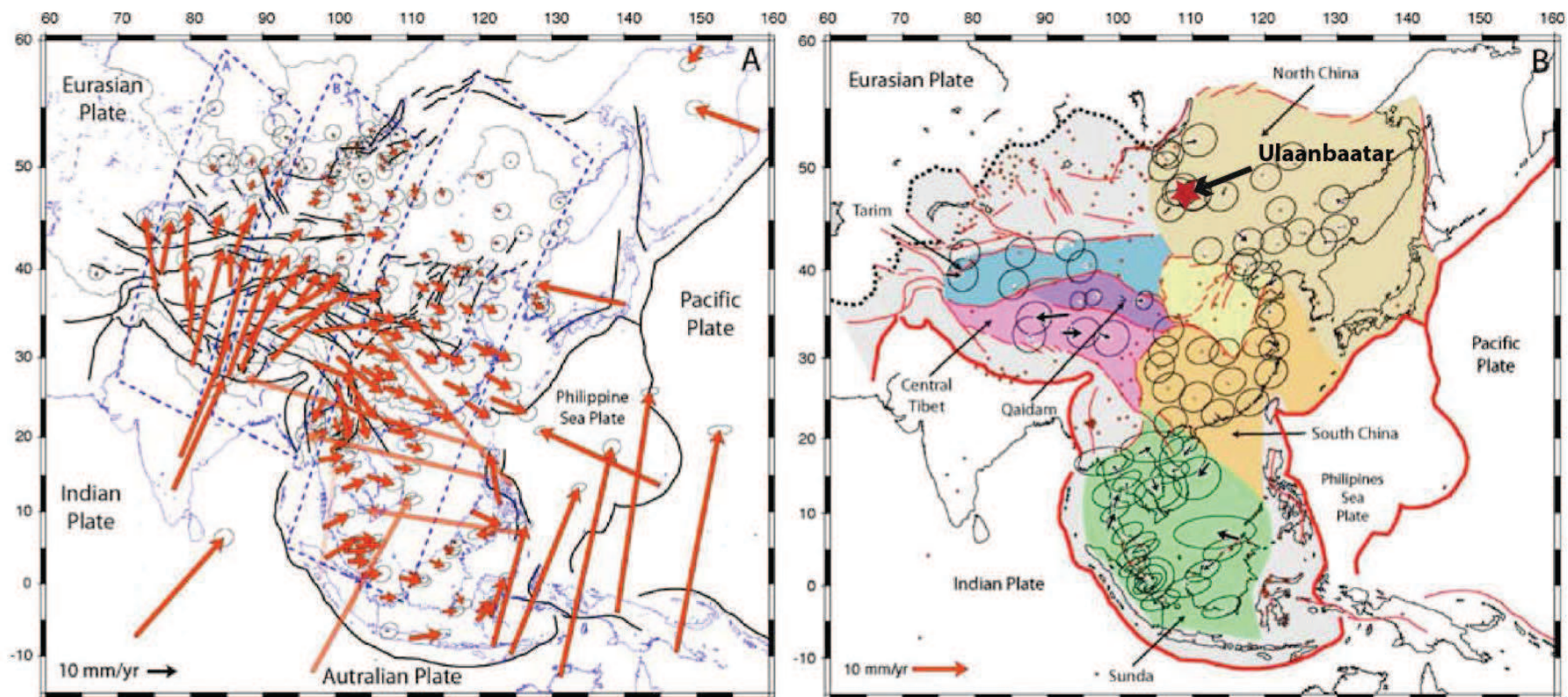


Figure 1-8b: A) Vitesses horizontales calculées à partir des données GPS (la référence est l'Eurasie). Les grandes vitesses sont marquées par des flèches transparentes. Notez que la vitesse de la déformation en Mongolie est faible par rapport aux autres domaines de l'Asie ; pour la Mongolie, la vitesse de la déformation dans la partie orientale est plus lente que dans la partie occidentale. B) Vitesse résiduelles après la soustraction de la rotation des blocs (d'après Calais et al., 2006).

1.2.2. Contexte sismotectonique de la région d'Oulan-Bator

Oulan Bator est édifée le long de la rive nord de la rivière Tuul. Badarch et al. (2002) ont indiqué la présence d'Oulan Bator dans le terrain d'Harra. Ce terrain consiste en des dépôts métamorphiques du Cambrien inférieur - Ordovicien: grès, siltite, argilite, phyllithe, schiste, conglomérat et tuf recoupés par des granites et granodiorites. Ces dépôts sont recouverts par des dépôts volcaniques Silurien, Dévonien, Mississippien et Permien ainsi que par des roches sédimentaires Dévonien et Carbonifère, et des granites et leucogranites Triasique inférieur - Jurassique (Kotlyar et al., 1998).

La capitale est située sur un bassin sédimentaire de dépôts alluviaux d'épaisseur maximale d'environ 120 m (G. Tserenjab and D. Unurjargal, 2000). La roche mère est constituée du Cambrien, Dévonien et Carbonifère (d'après la carte géologique de la Mongolie, 1998; voir Figure 1-10a et Figure 1-10b); elle est recoupée par des roches métamorphiques granitiques du Jurassique à Trias (Figure 1-10a).

La sismicité historique est assez mal connue en Mongolie et en particulier dans la région de la capitale. On ne connaît que quelques séismes, avant la période instrumentale, ressentis pendant le XXème siècle. La période qui concerne la sismicité instrumentale ne commence qu'en 1957, quand la première station sismique a été installée par le RCAG (Centre de recherche astronomique et sismologique de la Mongolie) à Oulan-Bator. Le réseau national s'est développé dans les années suivantes, mais ce n'est que depuis 1994 que le nombre de stations de surveillance sismique a augmenté autour d'Oulan-Bator. Un nouveau réseau télémétré sismique, numérique, de haute sensibilité, a été installé depuis 1994 autour de la capitale. Dix stations sismiques temporaires ont été installées depuis 2008, après une augmentation de l'activité sismique ($M \leq 5$), à 10 km au nord-ouest d'Oulan Bator (communication personnelle de Munkhsaikhan Adiya) (Figure 1-9).

Entre 2005 et 2011, quatre essaims de séismes modérés $M \leq 4.5$ sont enregistrés à proximité d'Oulan Bator (Munkhsaikhan et al., 2012). La grande majorité de ces événements est concentrée sur une zone réduite, à l'ouest d'Oulan-Bator. Une analyse morpho-tectonique de la région a permis de découvrir la faille d'Emeelt en 2008 (Schlupp et al., 2010).

Les études géomorphologiques et paléosismologiques sont très récentes dans la région (depuis 2008) et se sont concentrées sur les failles de Hustai et d'Emeelt.

(Ferry et al., 2010; Schlupp et al., 2010; Fleury et al., 2011; Fleury et al., 2012; Dujardin et al., 2014). Un bref descriptif de ces deux structures est présenté ci-dessous

La faille d'Emeelt, à moins de 15 km d'Oulan-Bator (Figure 1-2), est orientée NNW-SSE. Elle a fait l'objet d'études morpho-tectoniques, de géophysique de surface et sismologiques (Schlupp et al., 2010; Fleury et al., 2011). C'est une faille dextre avec une composante extensive. Un déplacement de 2m, co-sismique ou cumulé, d'un paléo-chenal a été identifié à partir de mesures géoradar (Dujardin et al., 2014). Le pendage de la faille, à proximité de la surface, est compris entre 23° et 35° vers le NE (Dujardin et al., 2014). La localisation de la sismicité ne suit pas le pendage de la faille, l'activité sismique étant sub-verticale (Munkhsaikhan et al., 2012).

La faille d'Hustai:

Cette faille est bien connue morphologiquement mais elle n'a été étudiée que récemment (Ferry et al., 2010; Schlupp et al., 2010; Fleury et al., 2011; Fleury et al., 2012; Dujardin et al., 2014; stage de master de Gillard M., 2011). Située à environ 10 km de l'extrémité ouest de l'actuelle zone urbaine de la capitale (Figure 1-2), elle est orientée NNE-SSW avec un pendage vers le SE compris entre 34° et 42°. Une composante normale est observée sur les profils géoradar (Gillard M., 2011) et une hypothèse de mouvement senestre a été proposée (Ferry et al., 2010; Schlupp et al., 2010; Fleury et al., 2011; Ferry et al., 2012; Fleury et al., 2012). La faille de Hustai, composée de plusieurs segments, a une longueur totale d'environ 110 km. Les 80 km au NE sont orientés N60 et les 30 km au SO sont orientés N20. Des déplacements cumulés de plusieurs dizaines de mètres y ont été mis en évidence (Ferry et al., 2012). La longueur de la faille suggère l'occurrence de séismes de magnitude $M = 6.5-7.5$.

La faille enregistre des déplacements quaternaires montrant une activité récente, la dernière rupture ayant eu lieu il y a ~1000 ans (Ferry et al., 2010).

Deux failles découvertes récemment font l'objet de cette thèse: La faille de Sharkhai et la faille d'Avdar (Figure 1-2).

Tableau 1-1a: Synthèse des principaux séismes qui ont eu lieu en Mongolie occidentale jusqu'en 1995 (tableau issu de Schlupp, 1996).

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	Achitmur	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	Onreg Nur	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

Tableau 1-1b: Synthèse des principaux séismes qui ont eu lieu en Mongolie entre 1995 et 2015 (d'après le Centre International de sismologie, ISC).

Date	Latitude(°)	Longitude (°)	Magnitude	Profondeur (km)
12/03/1996	48.49	88.14	-	10
24/09/1998	46.3480	106.4070	Ms =5.7	33
21/11/1998	49.21	88.89	Mw= 5.1	15
07/05/2003	48.5710	89.6090	Ms=5	33
13/03/2004	48.7	89.1	Ms=5.6	15
06/03/2010	48.897	91.478	MI=5.4	33
12/09/2015	47.3	93.29	5.2	10

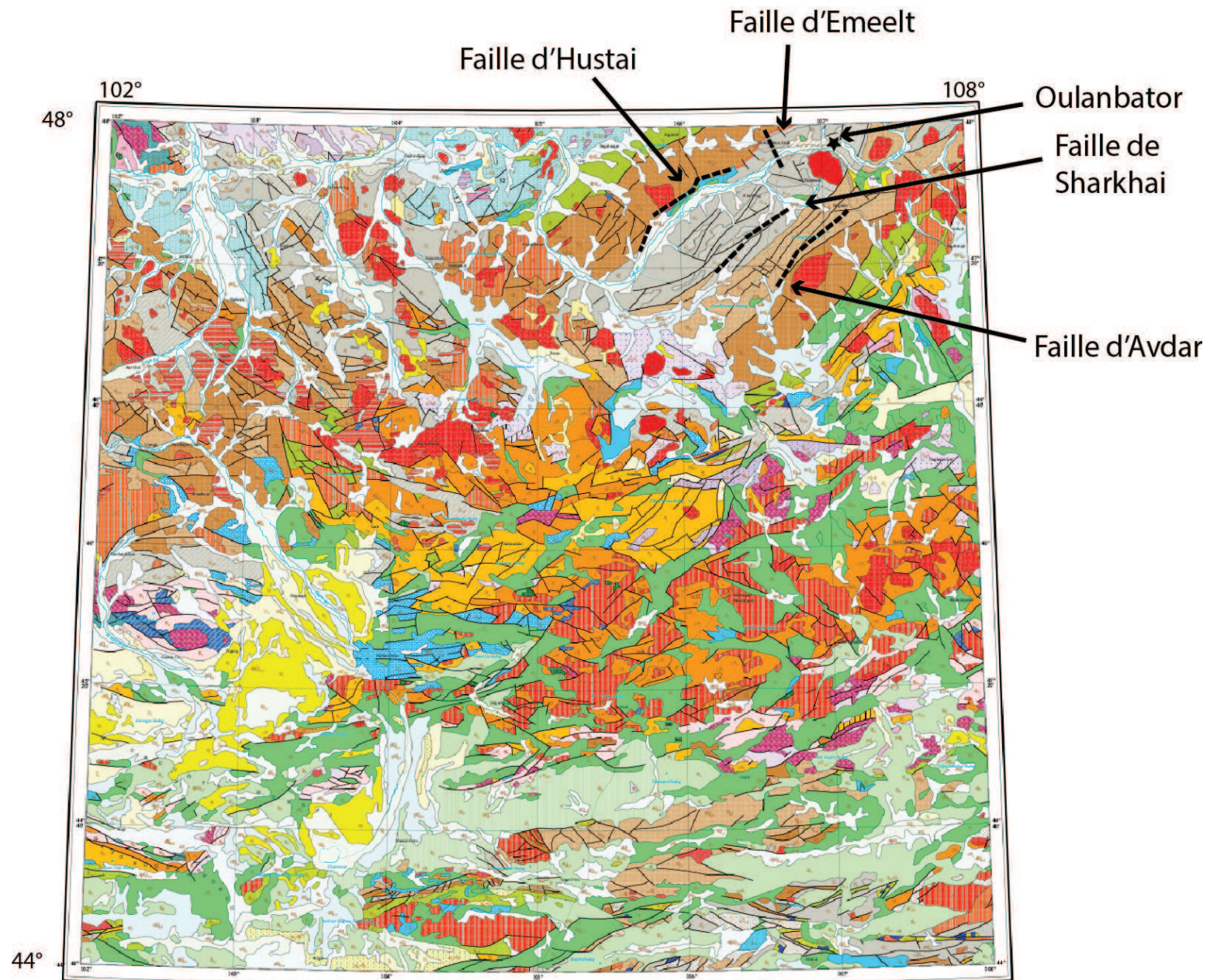


Figure 1-8a: Carte géologique de la région d'Oulan-Bator et alentours. Les roches d'Oulan-Bator sont en gris comprenant les formations d'Altan Ovoo (Carbonifère inférieur) et Orgioch (Carbonifère inférieur-supérieur). Les roches d'Asralt Terrain (Dévonien-supérieur) sont indiquées en marron; le granite triassique est en rouge; l'intrusion jurassique est marquée en bleu clair et les dépôts quaternaires sont en blanc. (D'après "Project of Preparation for the publishing of the Geological Map of Mongolia at a scale of 1:1,000,000 and its explanatory notes", 1998).

SEDIMENTARY, VOLCANIC AND METAMORPHIC ROCKS

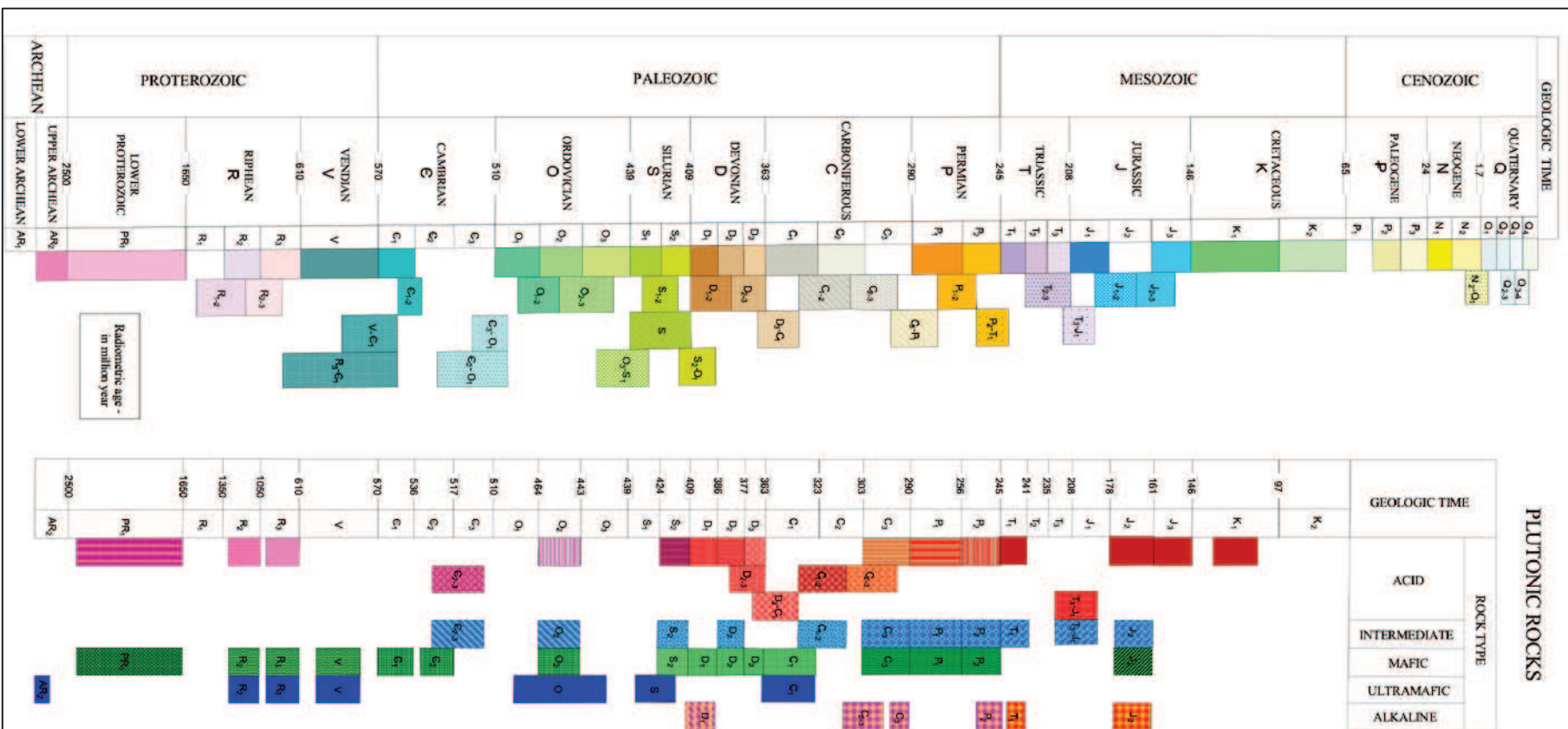


Figure 1-10b: Légende de la carte géologique de la Figure 1-10a.

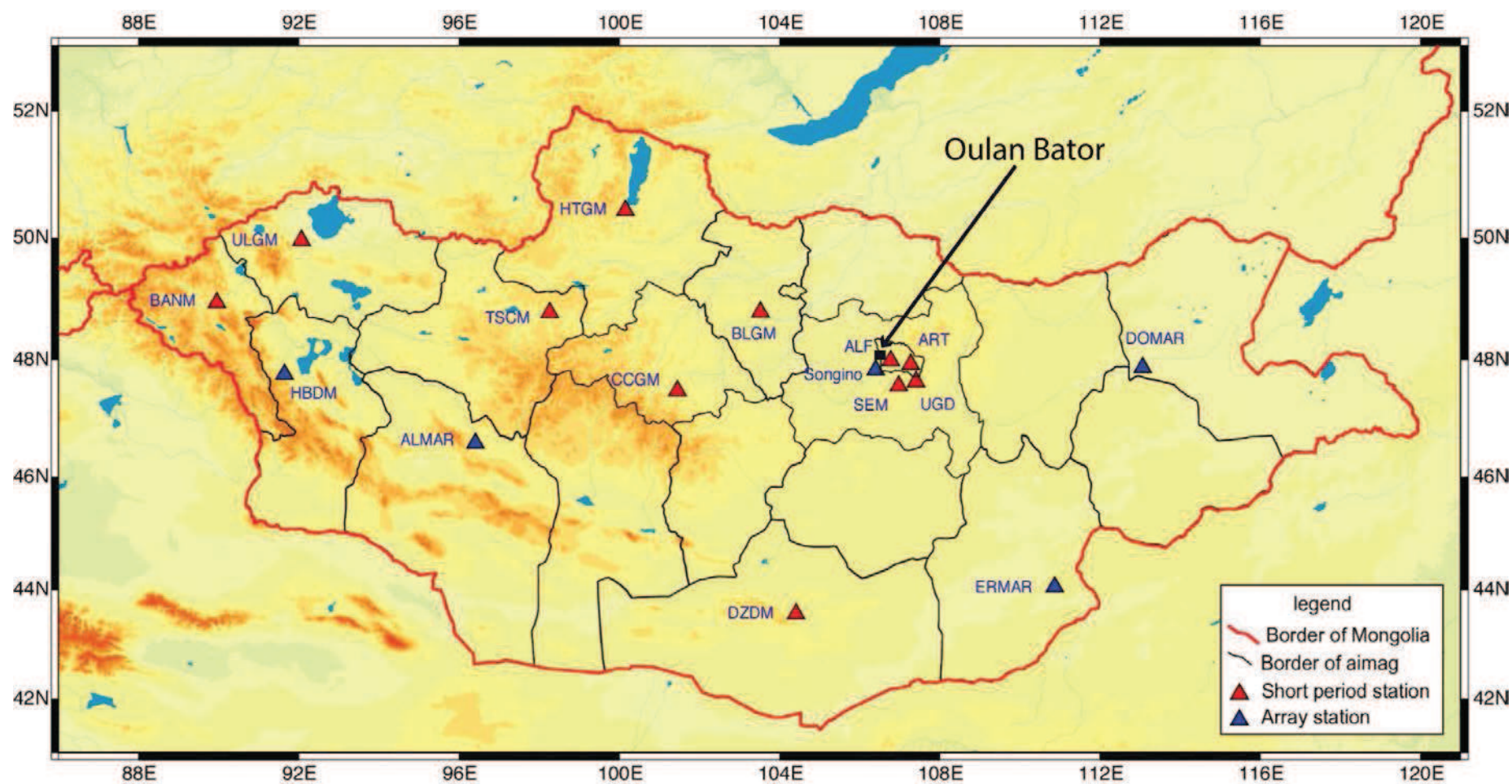


Figure 1-9: Stations sismiques installées en Mongolie. (D'après le RCAG: Centre de Recherche Astronomique et Géophysique, Mongolie).

1.3. Failles actives

1.3.1. Généralités

Une faille active est une faille qui montre une activité sismique au cours du quaternaire [Pliocène supérieur (10^5 ans) – Holocène (10^4 ans)], où les contraintes continuent à s'accumuler et pouvant se libérer lors de séismes futurs (Meghraoui, 2001). Ici, nous nous intéressons aux failles pouvant produire des séismes avec des ruptures de surface, c'est à dire de magnitude 6 et plus. Pour caractériser une faille active, il faut identifier les structures sismogéniques (segments de faille) et déterminer son comportement sismique (activité sismique récente, déplacement co-sismique, âges des ruptures de surfaces, vitesse de glissement, temps de récurrence de forts séismes, etc.). Pour atteindre cet objectif, on utilise notamment des approches morpho-tectoniques, géologiques, paléosismologiques, sismologiques et géodésiques. L'étude morpho-tectonique combine l'étude des structures (marqueurs) géomorphologiques et les déformations qui les affectent. Cette étude permet de déterminer la géométrie des failles, le sens des déplacements (cinématique de la faille) des marqueurs géomorphologiques (drainages, escarpement de faille, cônes et terrasses alluviaux...) et de quantifier les déplacements et la vitesse « long terme » de déformation le long de la faille. En outre, la paléosismologie étudie les séismes passés (taille, temps, localisation) de forte magnitude pendant le Quaternaire récent. La datation des dépôts affectés par la faille permet de dater le paléoséismes et d'estimer la période de retour des forts séismes. En conséquence, les résultats des analyses morpho-tectoniques et paléosismologiques sont indispensables pour l'évaluation de l'aléa sismique dans une région.

1.3.2. Segmentation de faille

Des études sismotectoniques montrent que les grandes failles cassent en général par parties, ou segments, avec plusieurs séismes, ces segments étant activés indépendamment (Schwartz and Coppersmith, 1984; Sibson, 1986; Crone and Hailer, 1991). Les frontières entre les segments peuvent arrêter, ou parfois seulement ralentir, la propagation des ruptures co-sismiques. La segmentation permet d'identifier la taille des sources sismiques et ainsi d'estimer la magnitude du

séisme (Wells and Coppersmith, 1994). On peut définir plusieurs types de segmentations:

Les segments sismiques: ils représentent des parties de faille qui cassent pendant un séisme individuel (De Polo et al., 1991, Machette et al., 1991).

Les segments de faille: ils représentent la subdivision de la faille en plusieurs portions selon des critères géométriques, structuraux et comportementaux (Barka and Kadinsky-Cade, 1988; De Polo et al., 1989; De Polo et al., 1991).

La segmentation géométrique: Il s'agit de segments séparés par des discontinuités géométriques (zones de relais, sauts, changement de direction de la faille, interruptions) (Figure 1-12). Ces discontinuités jouent le rôle de barrières de propagation de la rupture sismique si leurs dimensions sont de l'ordre kilométrique, et contrôlent alors la taille des séismes (Crone and Hailer, 1991; De Polo, 1991; Harris and Archuleta, 1991; Wallace, 1990). Barka et Kadinsky-cade (1988) ont montré qu'un changement de plus de 5° de la direction de la faille et des zones de relais séparées par plus de 1km peut avoir un impact sur la propagation des ruptures. Par contre, d'autres auteurs indiquent que pour que les discontinuités puissent contrôler la taille et la propagation de la rupture, elles doivent avoir plus de 3-5 km de largeur et qu'il n'y ait pas de structures reliant les deux segments (Harris and Archuleta, 1991; Wesnousky, 2006). En effet, il existe des séismes qui ont été générés à partir de zones de relais de 1-2 km (Lettis et al., 2002).

La segmentation structurale est basée sur la subdivision de la rupture selon des discontinuités structurales : changement du sens du pendage de la faille, extrémités de structures croisées, présence de branches bordant les segments, et interaction avec d'autres ruptures (De Polo et al., 1991).

La segmentation comportementale: dépend du changement de comportement de la faille comme le changement de la direction de glissement ou de la vitesse de déformation ou du temps de récurrence le long de la faille. Ce type de changement est déduit des investigations paléosismiques (Howard et al., 2005). Pour quelques failles, des segments sont identifiés selon la présence d'un ou de plusieurs de ces critères. Par exemple, Machette et al. (1991) ont subdivisé la zone de la faille

normale de Wasatch (USA), de longueur 33 km, en dix segments selon des critères géométriques, structuraux, comportementaux et d'observations paléosismologiques.

En l'absence de sismicité historique (et instrumentale) connue, l'identification de segments reste difficile. Afin de résoudre ce problème, l'analyse et la cartographie de la faille en surface (morpho-tectonique) et la réalisation de plusieurs tranchées paléosismiques le long de la structure est nécessaire, voir indispensable.

1.4. Approches et méthodes

1.4.1. Images satellitaires utilisées: Pléiades

Les images satellitaires Pléiades représentent un outil majeur utilisé dans ce travail de thèse. Elles ont permis de cartographier les ruptures de surfaces de Sharkhai et Avdar, de documenter leur géométrie et leur segmentation, de déterminer leur cinématique et de mesurer les décalages co-sismiques et cumulés. Ces images qui sont acquises par des satellites Pléiades et diffusés par Astrium, nous ont été fournies par le RCAG (Centre de Recherche Astronomique et Géophysique, Académie des sciences de la Mongolie).

Le système optique Pléiades est développé par le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES). C'est une nouvelle génération d'images satellitaires fournies par deux satellites, Pléiades A1 et B1. Le satellite A1 a été lancé par le lanceur Soyouz, depuis le centre spatial guyanais en décembre 2011 et B1 en décembre 2012. Ils sont placés sur la même orbite à 180° l'un de l'autre à 650 km d'altitude. A1 et B1 fournissent des images pour toute la Terre en moins de 24 h.

Les images Pléiades sont caractérisées par une haute résolution de 50 cm en noir et blanc (Panchromatique) et 2 m en couleur (Multi spectral) couvrant une zone de 400 km² (20 km X20 km).

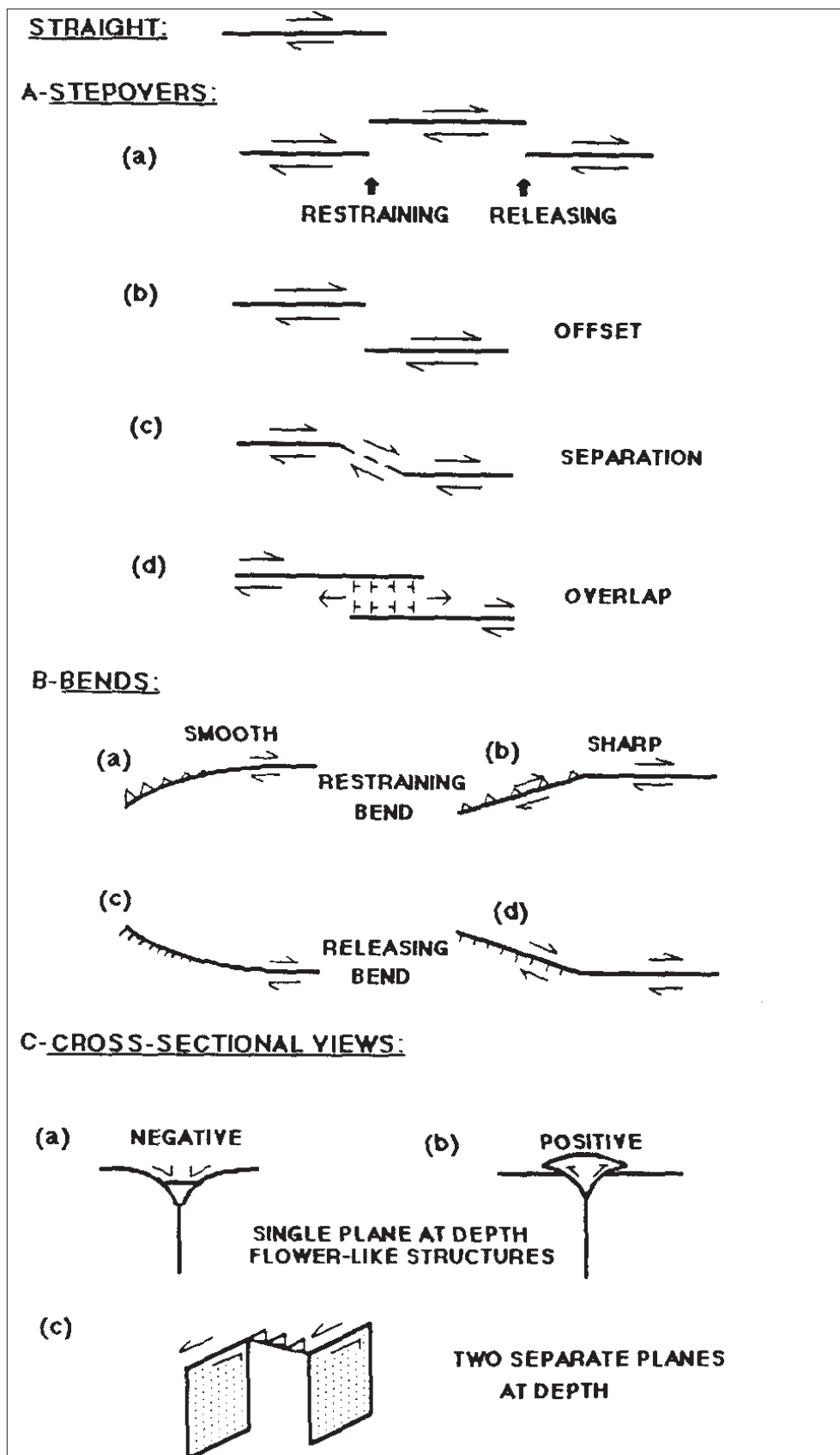


Figure 1-12: Discontinuités géométriques pour les failles décrochantes (Barka et Kadinsky-Cade, 1988).

1.4.1.1. Analyses morpho-tectoniques: Les marqueurs géomorphologiques signant l'activité récente des failles décrochantes et la mesure des décalages co-sismiques

La géomorphologie enregistre l'activité des failles. Par exemple, quand une faille décrochante est active, elle déplace les reliefs par un mouvement horizontal. Si ces reliefs affectés par la faille comportent des dépôts récents (quaternaires), cela prouve l'activité récente de la faille. Les reliefs marquants des déformations décrochantes sont généralement des vallées, des rivières décalées ou déviées, des rides, des bassins, des escarpements, des moles et des grabens (Costa and Baker, 1981; Keller, 1986) (Figure 1-13). Les chenaux de drainages, les terrasses fluviales et les cônes alluviaux représentent les marqueurs géomorphologiques qui enregistrent les décalages co-sismiques et cumulées des paléoséismes. Dans les zones des failles de Sharkhai et d'Avdar, les marqueurs qui enregistrent les décalages co-sismiques sont des drainages.

Enregistrement de la déformation par les drainages

Quand la faille décrochante coupe les réseaux de drainage, elle déplace le chenal latéralement (Figure 1-14). Quand l'amont et l'aval du drainage sont clairement déterminés, la cinématique de la faille est elle aussi déterminée. Le drainage ainsi déplacé nous fournit une mesure locale des décalages co-sismiques et cumulés. Puis, si les dépôts affectés par ce décalage sont datés, on peut calculer la vitesse de glissement sur la faille. Le décalage des drainages varie le long de la faille parce qu'il résulte de deux processus: la sédimentation/érosion et le mouvement de la faille (Wallace, 1991). Ainsi, chaque drainage a son histoire tectonique qui peut être compliquée. Huang (1993) a montré cette complexité et classifié les chenaux et le type de mouvement associé (Figure 1-15). Une relation entre la largeur de drainage et le décalage est proposée par Wallace (1991): quand la largeur du chenal est inférieure ou égale au décalage, ce dernier est bien préservé; si la largeur de chenal est beaucoup plus importante que le décalage, l'érosion va effacer le décalage.

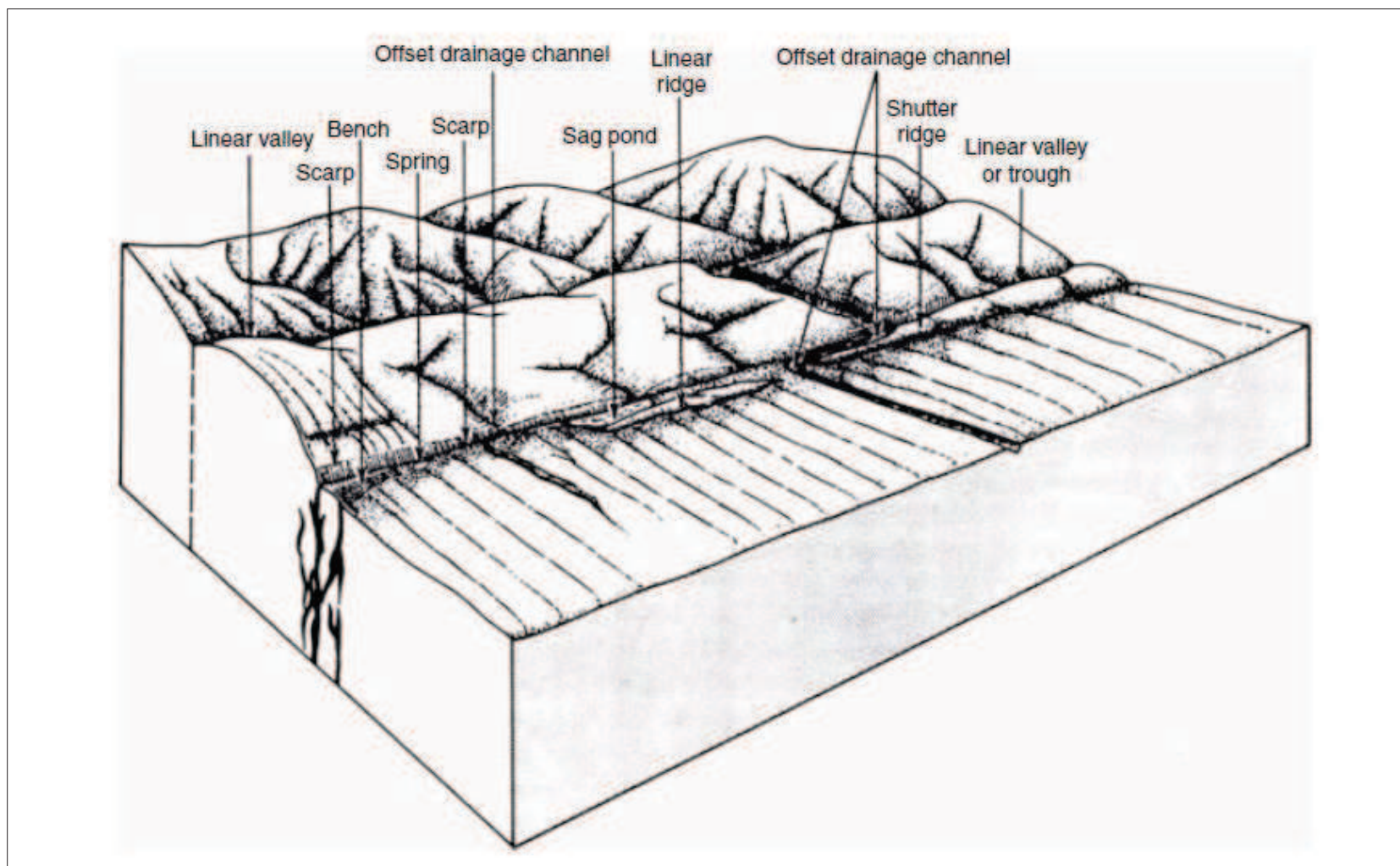


Figure 1-13: Reliefs associés aux failles décrochantes (Costa and Baker, 1981).

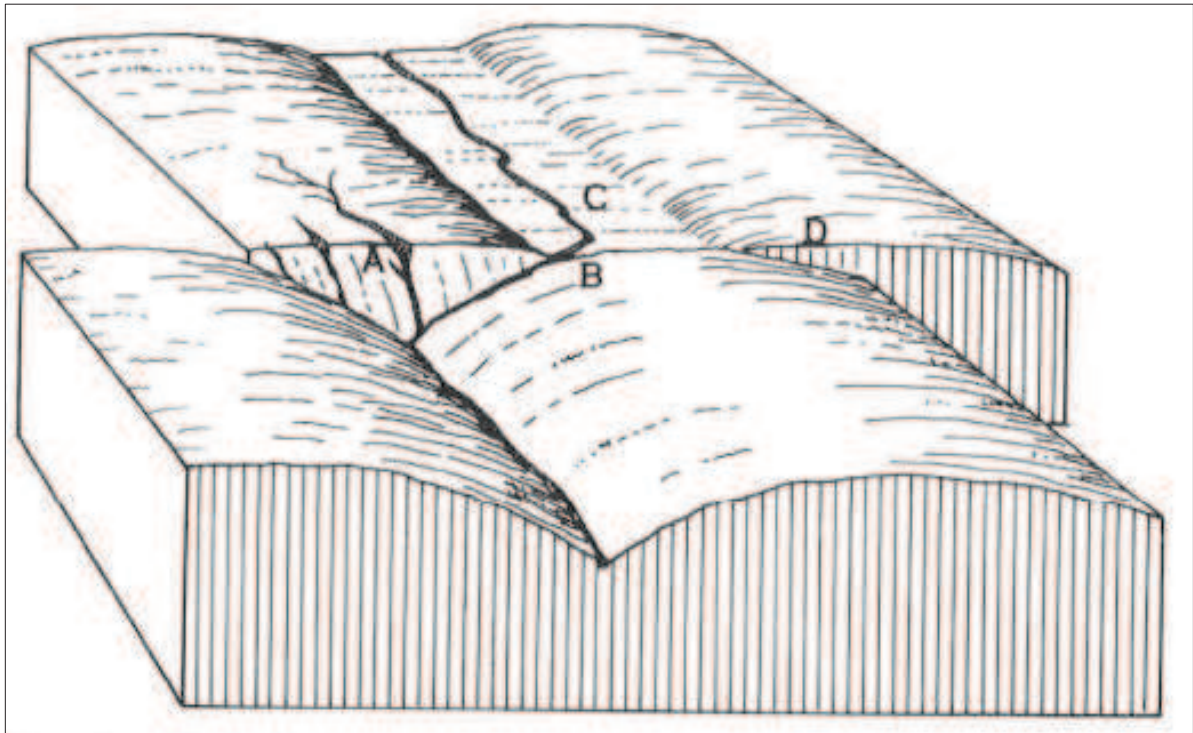


Figure1 - :14Diagraame montrant le décalage d'un drainage par un mouvement dextre. La faille bloque le drainage et provoque le dépôt d'alluvions de l'amont au point C. Lorsque l'épaisseur du dépôt arrive au niveau du col au point B, le drainage s'écoule à nouveau dans son cours aval. Dans l'alignement de son cours aval, une érosion régressive se met en place, vers l'amont (point A). Quand le mouvement le long de la faille progresse, le chenal le long de la faille entre A et B s'allonge et le remplissage en amont augmente (Wallace, 1991).

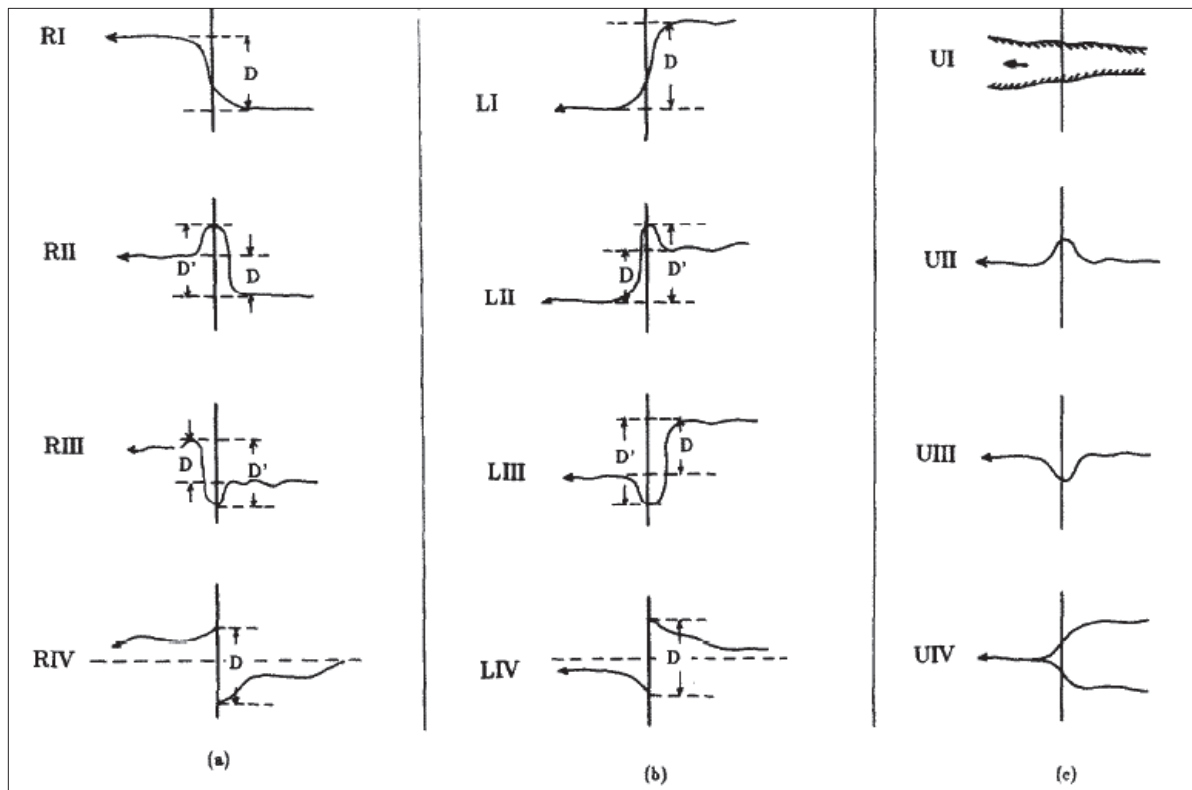


Figure 1-15: Classification de la complexité du drainage affecté par un mouvement latéral: a) drainage déplacé par un mouvement dextre; b) drainage déplacé par un mouvement senestre; c) drainage non déplacé. D est le décalage réel et D' le décalage apparent (d'après Huang, 1993).

Dans notre zone d'étude, le climat aride permet de mieux conserver les décalages, ce qui est spécialement utile dans un contexte où les taux de déformation estimés sur plusieurs failles en Mongolie sont faibles (Ritz et al., 1995; Ritz et al., 2003; Rizza et al., 2011). La mesure du décalage co-sismique (et cumulé) se fait selon plusieurs méthodes. Dans cette thèse, trois méthodes sont utilisées selon la complexité du drainage et les données disponibles (par exemple: carte topographique). Les drainages qui coupent les failles de Sharkhai et d'Avdar marquant un décalage co-sismique/cumulé sont en général étroits.

La première méthode, appliquée sur la majorité des drainages, est celle présentée notamment par Fu et al. (2005). Cette méthode consiste à projeter le cours moyen de l'amont et de l'aval du drainage sur la trace de la faille (Figure 1-16).

Quand la géométrie du drainage est compliquée (comme dans le cas du drainage P4, voir Figure 2-15), le décalage est mesuré par reconstruction du chenal dans sa situation initiale en reconnectant les deux parties décalées (Peltzer et al., 1988; Klinger et al., 2011; Ferry et al., 2007; Rizza et al., 2015).

Quand une carte topographique est disponible, la méthode de Lienkaemper (2011) est appliquée. Elle est illustrée sur la Figure 1-17.

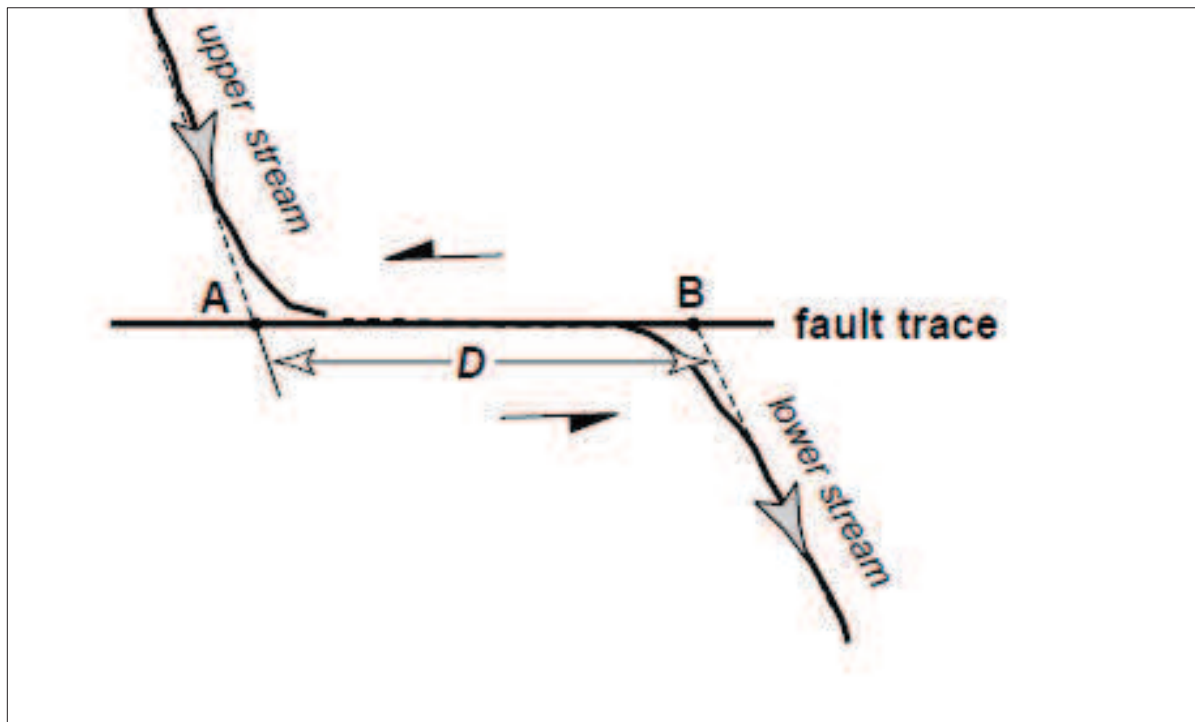


Figure 1-16: Méthode de mesure du décalage (D) du drainage proposée par Fu et al. (2005).

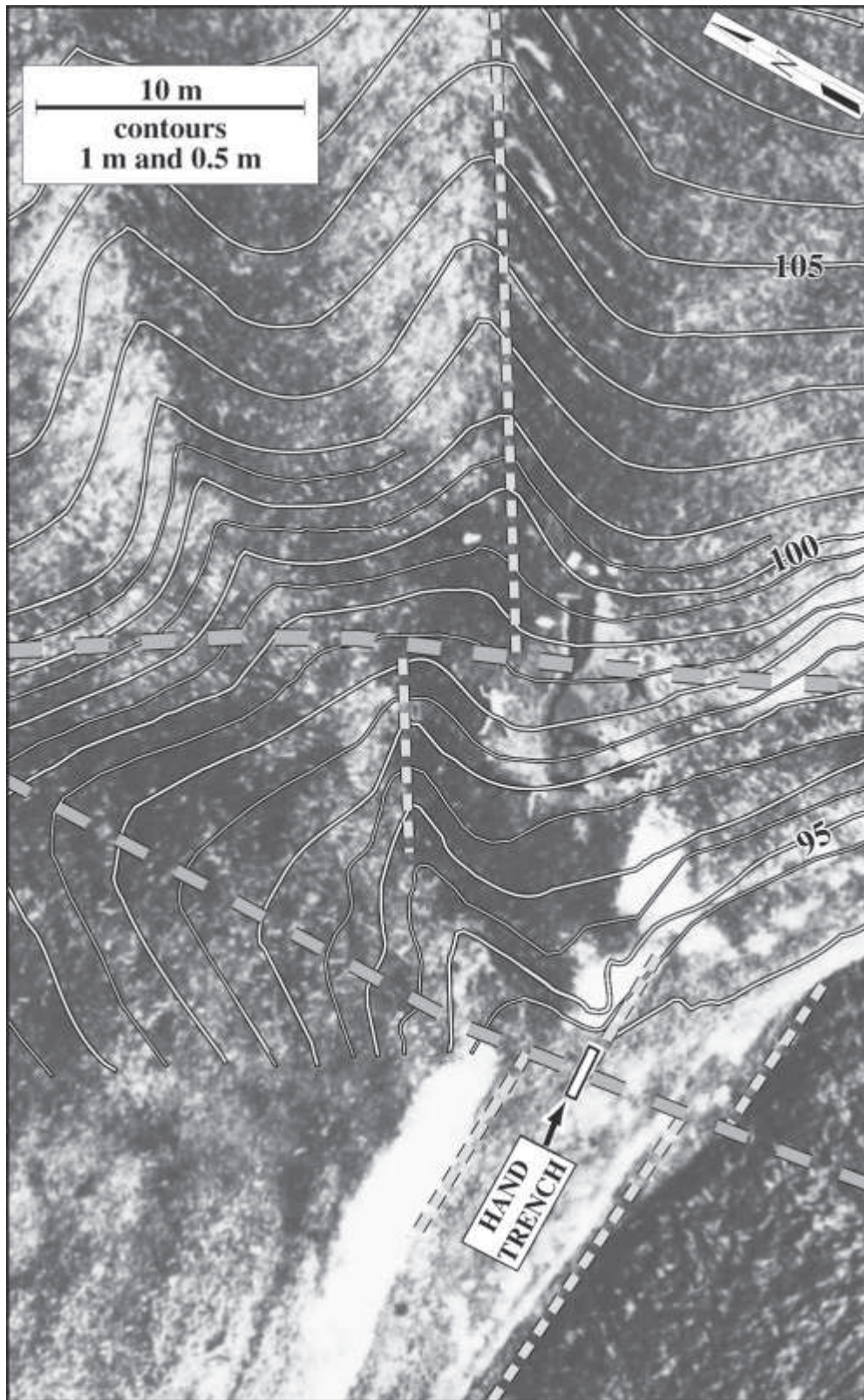


Figure 1-17: Carte topographique pour une partie de la faille de San Andreas (Californie, USA). Les lignes pointillées épaisses représentées en gris sont les ruptures de surface ; les lignes pointillées en blanc montrent les meilleures interprétations d'un marqueur décalé (drainage) (d'après Lienkaemper, 2011).

1.4.2. Approche paléosismologique

1.4.2.1. Définition et principe

La paléosismologie est l'identification et l'étude des séismes passés, avant la sismicité instrumentale et historique, qui se sont produits sur des failles actives pendant le quaternaire récent (Pléistocène supérieur - Holocène) (J. McCalpin, 2009). La méthode consiste principalement à réaliser des tranchées au travers de la zone de faille afin de déterminer les caractéristiques de la faille sismogénique, notamment l'âge et l'intervalle de récurrence des forts séismes voire, dans certains cas, la magnitude des paléoséismes, la vitesse de déformation et les déplacements co-sismiques. Les premières investigations paléosismiques ont commencé aux Etats unis et au Japon ; depuis, de nombreuses études ont été réalisées sur certaines failles actives dans le monde (en voici quelques exemples: Sieh, 1984 - faille de Pallett Creek, Californie ; Schwartz and Coppersmith, 1984 - zones des failles Wasatch et San Andreas, Californie ; Meghraoui et al., 1988 - faille d'El Asnam, Algérie ; Machette et al., 1991 - zone de la faille de Wasatch ; Philip et al., 2001 - faille de Pambak-Sevan-Sunik, Arménie ; Rockwell et al., 2001 - segment de Gazikoy-Saros de la faille nord-anatolienne, Turquie du nord ; Gomez et al., 2003 - faille de Serghaya, Syrie ; Ferry et al., 2005 - faille de Basel-Reinach, Suisse ; Rizza et al., 2015 - faille de Bolnaï, Mongolie). L'estimation de l'aléa sismique dans une région nécessite une étude paléosismologique.

1.4.2.2. Tranchées paléosismiques

La technique de la tranchée consiste à étudier la relation entre les ruptures de surface et les dépôts stratigraphiques dans une tranchée pour atteindre les couches anciennes. L'étape critique est le choix du site de tranchée, car il faut choisir un site qui peut apporter les meilleures informations. La tranchée doit recouper des déplacements co-sismiques (ruptures de surface ou proches de la surface) et ceux-ci doivent affecter des dépôts récents que l'on peut dater. Ainsi, on peut espérer identifier des séismes passés, estimer le temps écoulé depuis le dernier séisme et l'intervalle de temps moyen entre deux séismes (temps de récurrence). Aussi des investigations géomorphologiques préliminaires sont indispensables avant

l'ouverture d'une tranchée. Le site de la tranchée est choisi avec les conditions suivantes:

- la trace de la faille est clairement identifiée en surface afin de limiter la longueur de la tranchée et de s'assurer que l'on recoupe la structure majeure ;
- la présence d'une sédimentation régulière qui préserve et enregistre les paléoséismes.

Les sites privilégiés sont des dépressions où il existe des couches de sédiments fins ayant pu piéger des éléments de carbone pour des datations ou des dépôts favorables à d'autres types de datations, par exemple ; luminescence par stimulation optique (OSL), palynochronologie, nucléides cosmogoniques, etc.

La tranchée est en général perpendiculaire à la faille. Si le mouvement sur la faille est très majoritairement normal/inverse, une tranchée perpendiculaire permet d'évaluer des déplacements co-sismiques. Pour une faille décrochante, des tranchées en 3D (parallèles et perpendiculaires) sont préférables: parallèles à la faille pour mesurer les déplacements horizontaux sur des marqueurs, tels que des paléochenaux, et perpendiculaires afin de recouper la zone de la faille et sa largeur et relier les observations faites dans les tranchées parallèles (J. McCalpin, 2009). Cependant, ce type d'investigation en 3D demande une présence très longue sur le terrain avec des moyens, notamment humains, importants ce qui n'est pas notre cas en Mongolie.

Le levé détaillé des parois (le log) est important car c'est lui qui illustrera les observations, analyses et permettra les interprétations. Pour réaliser un « log » des murs de la tranchée, il faut :

- 1) nettoyer et lisser les parois «salies par les moyens d'excavations» avec différents outils (gratter, brosser, homogénéiser, lisser la surface des murs, etc.) selon le type des sédiments rencontrés dans la tranchée, pour assurer la meilleure observation des unités stratigraphiques et leur relation avec les ruptures sismiques ;
- 2) installer une grille (lignes horizontales et verticales) de 1×1 m de coté en général, repère indispensable pour un levé exact des horizons et des structures qui les affectent ;

3) sécuriser la tranchée: une tranchée profonde d'environ 3 m est une zone à risque car les terrains ont souvent tendance à s'effondrer (voir le chapitre sur la tranchée de Sharkhai). La sécurisation des lieux (planches et traverses) ainsi que celle des personnes (casque, masque anti-poussière, lunettes de protection, chaussures de sécurité, présence permanente d'une personne hors de la tranchée, etc.) est une obligation.

1.4.2.3. Indicateurs stratigraphiques des paléoséismes

Pour identifier les ruptures sismiques dans une tranchée, il est indispensable de chercher des indicateurs stratigraphiques ou structuraux attestant d'un événement sismique, et de s'assurer de ne pas mélanger ce qui est d'origine tectonique et ce qui est d'origine non tectonique. Par exemple, dans le cas de la tranchée qui a été ouverte au travers de la faille d'Avdar, les déformations cryogéniques (par exemple: fentes de contraction thermique) résultant des cycles de gel/dégel du sol sont distribuées sur toute la tranchée.

Les indicateurs peuvent être:

- terminaison supérieure de la rupture (événement horizontal = ancienne surface du sol au moment de la rupture): c'est la première évidence à chercher dans les unités stratigraphiques; elle indique le dernier séisme (Figure 1-18: A). Dans certains cas, quand l'érosion affecte la surface de sol après la rupture (le séisme), on ne peut pas considérer cette surface comme événement horizon. Pour assurer que la rupture avec une terminaison supérieure est sismique, il faut identifier cette rupture sur la même unité stratigraphique dans plusieurs sites le long de la tranchée et sur les deux murs, ou regarder si elle est associée avec des fissures ou un colluvium escarpement.

- Discordance angulaire: un séisme peut causer l'inclinaison des couches vers la faille (Figure 1-18: B), mais l'origine de cette discordance peut être non tectonique, par exemple l'inclinaison des couches due au "creep" aiséismique ou dynamique fluviale.
- Coin colluvial: ce type de dépôt se forme quand la faille est associée à un escarpement (composante verticale réelle ou apparente due à un mouvement latéral), avec "free face". Ce coin se dépose au niveau de cet escarpement et est associé à son collapse et son érosion. C'est une bonne indication d'un événement sismique (Figure 1-18: C).
- Fissures et injection de sable: ce sont d'excellents indicateurs des paléoséismes. Les fissures sont remplies par des sédiments de la couche supérieure ou par le sable injecté. Les injections de sable sont éoliennes et ce dernier était à la surface au moment du séisme. Le mieux est que ces indicateurs soient associés aux déplacements co-sismiques pour assurer leur origine sismique (Figure 1-18: D et E).
- Liquéfaction: lors du séisme, les sédiments sableux saturés d'eau se liquéfient (passent d'un état solide à un état liquide dû à la variation de la pression interstitielle induite par le passage des ondes sismique) (Figure 1-18: F).
- Croissance des déplacements vers le bas: c'est un marqueur d'un ou de multiples séismes. C'est cependant difficile à identifier quand la faille est décrochante et que les dépôts ne sont ni planaires, ni horizontaux, ni continus. Les déplacements en tranchée ne sont, sauf cas particuliers, que des déplacements apparents. Il est donc préférable de chercher des indicateurs d'événements sismiques.

L'estimation de l'aléa sismique dans une région nécessite la connaissance du temps de récurrence de forts séismes. Le temps de récurrence est l'intervalle entre deux séismes le long du même segment de la faille. La tranchée paléosismologique permet d'identifier les paléoséismes. Une fois que l'indicateur stratigraphique est identifié dans la tranchée, le niveau stratigraphique qui était à la surface pendant le séisme peut être aussi identifié, ce niveau indiquant l'horizon de l'événement. Puis, chaque horizon d'évènement doit être daté pour contraindre l'âge de paléoséismes ; cela se fait en datant les sédiments au-dessus et au-dessous de l'horizon. Ainsi, la

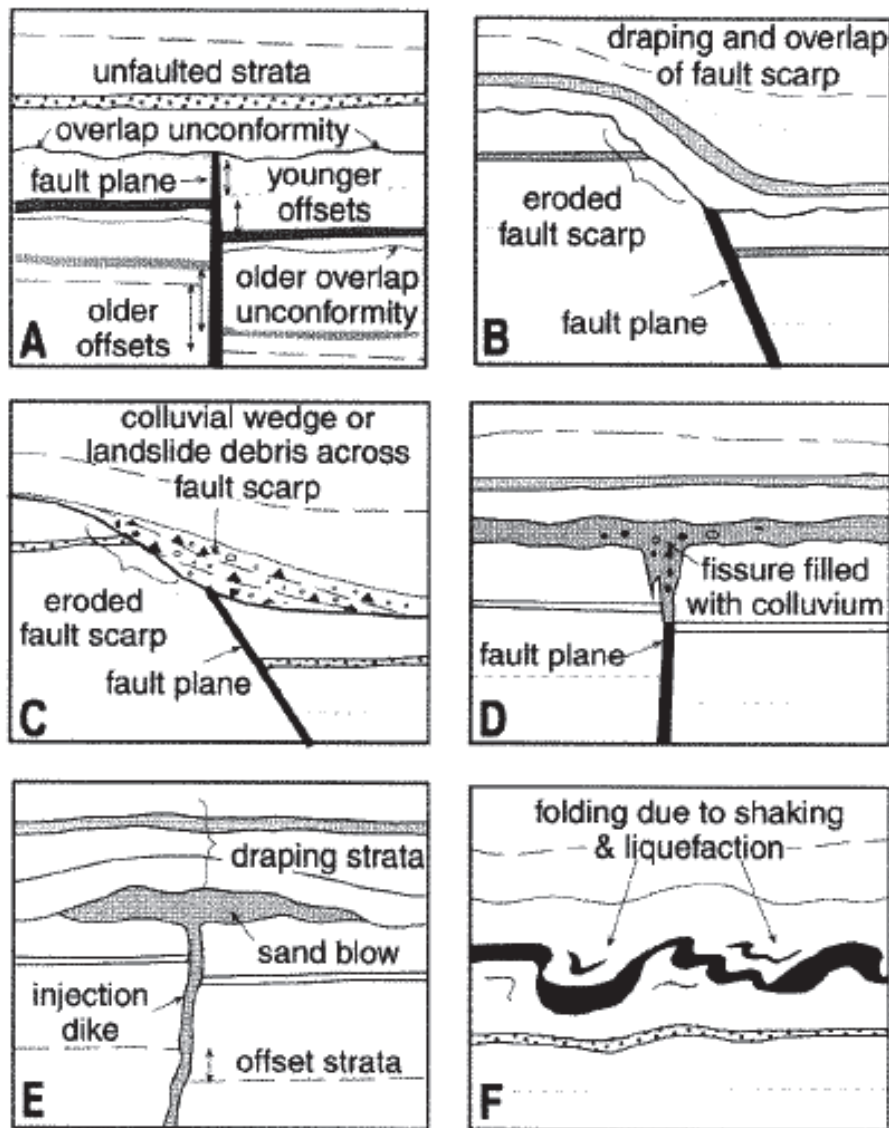


Figure 1-18: Indicateurs stratigraphiques de paléoséismes. Les unités stratigraphiques dans ces exemples sont affectées par un séisme le long de la faille (ligne noire épaisse) ou du dike. A : la terminaison supérieure de la rupture décale les couches et est recouverte par des unités non déformées (âge du séisme compris entre ceux des couches déformées et des couches non déformées) ; B : escarpement de faille érodé et recouvert par un dépôt en discordance (âge du séisme entre dépôts supérieurs et dépôt en discordance); C : escarpement de faille érodé recouvert par un « coin colluvionnaire » (âge du séisme entre dépôts supérieurs et dépôt du "coin colluvionnaire") ; D : faille qui se termine près de la surface par une fissure remplie par des colluvions issus de la surface (âge du séisme entre dépôt supérieur et dépôt des colluvions dans la fissure) ; E : dike de sable injecté le long de la faille et injection de sable en surface (sand blow) puis recouvert de dépôts plus récents ; F couches déformées dues à la secousse et à la liquéfaction (d'après Allen, 1986 et modifié par Burbank et Anderson, 2001).

tranchée permet de construire une chronologie de l'histoire sismique de la faille. Cependant, plusieurs difficultés existent.

Si le nombre de paléoséismes peut être déterminé à partir d'une analyse de la tranchée, des difficultés peuvent être rencontrées :

- par exemple, quand les déformations co-sismiques sont affectées par des déformations cryogéniques, comme c'est le cas de la faille d'Avdar étudiée dans cette thèse ;
- lorsque les séismes ne sont pas datés exactement, on essaiera de dater les sédiments ou le marqueur géomorphologique affecté par la faille. Cela entraîne une certitude sur l'âge des paléoséismes.

Aussi, une bonne estimation du nombre de paléoséismes qui se sont produits sur la faille est difficile quand:

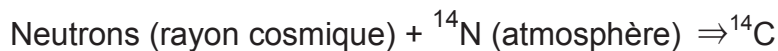
- La tranchée n'est pas creusée assez profondément, à cause de présence de l'eau (par exemple) comme c'est le cas de la région étudiée dans cette thèse. Dans ce cas le nombre d'événements est limité.
- En présence de lacunes sédimentaires et d'érosion: une lacune sédimentaire indique une interruption de la sédimentation, impliquant des discontinuités « temporelles » dans l'enregistrement sédimentaire ; une conséquence est que des séismes ne sont pas enregistrés dans les dépôts. Le processus de l'érosion cause le même problème.
- L'événement horizon est mal identifié: comme dans le cas de la terminaison supérieure de la rupture, afin d'être sûr que la rupture est d'origine tectonique, il faut l'identifier sur la même unité stratigraphique dans plusieurs sites le long de la tranchée et sur les deux murs.
- Le décalage co-sismique est mal estimé : dans une tranchée ouverte sur une faille décrochante, il est difficile d'estimer le décalage horizontal, qui est parfois confondu avec le décalage apparent.
- La précision de datation des dépôts : le nombre limité des échantillons, ou une incertitude de la méthode de datation utilisée, entraîne des mauvaises estimations de temps de récurrence.

1.4.3. Méthodes de datation appliquées et problèmes associés.

L'objectif essentiel de la paléosismologie, en plus d'identifier la zone de la faille, est de dater les séismes passés à partir des dépôts quaternaires affectés par la faille. Dans ce travail, trois techniques de datation ont été utilisées: ^{14}C , OSL et analyses de Pollen, parce que les matériaux datables par le radiocarbone (^{14}C) sont très rares dans la zone d'étude.

1.4.3.1. Radiocarbone (datation ^{14}C): Principe général

L'élément: le carbone a trois isotopes, ^{12}C , ^{13}C et ^{14}C . Le radiocarbone est le nom commun de l'atome ^{14}C qui diffère d'atomes de carbone par sa masse et sa radioactivité. La production de ^{14}C est due à l'interaction des rayons cosmiques avec les atomes d'azote de l'atmosphère :



Il circule dans l'atmosphère principalement sous forme de dioxyde de carbone CO_2 et peut alors être intégré à la matière organique par les plantes. La datation ^{14}C suppose que le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ est stable dans l'organisme vivant (Libby, 1947), et que le ^{14}C cesse d'entrer dans l'organisme lors de sa mort. En conséquence, la quantité de ^{14}C diminue avec le temps en raison de sa désintégration radioactive. Cette désintégration est caractérisée par la période radioactive (ou la demi-vie) du ^{14}C qui est de 5730 années. Par conséquent, après 5730 années la moitié des atomes de ^{14}C restent, après 11460 années cette proportion diminue à 1/4.

Libby (1947) est parti de l'idée que la comparaison du rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ mesuré dans un échantillon de matière organique morte avec celui de l'atmosphère permet de déterminer l'âge de l'échantillon. Cet âge quantifie le temps écoulé entre la mort de l'organisme et le moment de la mesure. Deux méthodes sont utilisées pour mesurer le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$: 1) conventionnelle: mesure indirecte de l'activité de radiocarbone; 2) spectrométrie de masse (AMS), méthode directe pour calculer le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$. La deuxième méthode est privilégiée car elle demande peu de temps (1 heure), contre quelques jours ou semaines pour la première méthode et ne nécessite qu'une

faible quantité de matière organique, soit moins d'un milligramme contre plusieurs grammes de ^{14}C .

La relation qui permet d'estimer l'âge est donnée par : $t = \text{Ln } A/A_0 \times T/0.6931$,

avec:

- «t» = le temps écoulé depuis la mort de l'organisme,
- «A» = la quantité actuelle de ^{14}C ,
- «A₀» = la quantité initiale,
- «T» = la demi-vie du ^{14}C .

L'âge de l'échantillon est donné en «BP» (« before present »). Il y a trois éléments important à connaître sur ces datations: 1) Libby suppose que la quantité de $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ est stable, alors que la concentration de ^{14}C n'est pas la même aujourd'hui qu'en 1950 à cause de l'activité humaine; 2) la demi-vie donnée par Libby est 5568 ans mais d'autres études indiquent un âge de 5700 ans; 3) 1950 est la date de référence à partir de laquelle le temps écoulé depuis la mort de l'organisme est mesuré. Donc il faut calibrer l'âge obtenu par cette relation ou le convertir en âge calendaire.

Matières datables par ^{14}C : matière organiques, charbon de bois, bois, graines, des os, de la tourbe, Pollen, tuf, coquilles, les boues d'un lac, le sol, les coraux, les textiles et tissus, restes de poissons.

Limitation et incertitude sur les âges

- La limite de datation est 50 000 ans, au-delà de laquelle la quantité de ^{14}C dans l'organisme devient trop faible pour être mesurée avec la technique actuelle utilisée en datation ^{14}C .

- Le taux $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ n'est pas constant au cours de temps, donc le laboratoire doit corriger l'âge obtenu pour l'échantillon en utilisant des courbes de calibration dérivées d'échantillons de bois dont l'âge est connu (Pearson et al., 1986). Dû à l'irrégularité de ces courbes, l'âge calibré ne sera pas l'âge réel, on obtient pratiquement une fourchette d'âges.

- Contamination des échantillons par des matériaux naturels ou artificiels qui donne un âge plus récent ou plus ancien pour les résultats (Hogg, 1982). Exemples

de contaminations artificielles : cendre de cigarettes, cheveux, huile, papiers, etc. Exemples de contamination : pénétration des racines, acide humique, circulation de l'eau, etc.

1.4.3.2. OSL (Luminescence par stimulation optique)

Les sédiments enfouis depuis des milliers d'années à l'abri de lumière s'exposent à l'énergie résultant de la radioactivité du Potassium ^{40}K , de l'Uranium ^{238}U et du Thorium ^{232}Th qui sont naturellement présents dans le sol. Cette radioactivité fait que les électrons changent de niveaux énergétiques et s'accumulent dans des pièges présents dans les cristaux de quartz, zircon et feldspath. Si les sédiments sont exposés à nouveau à la lumière (irradiation de laboratoire), avec des longueurs d'ondes spécifiques, l'énergie accumulée va se libérer et les électrons reviennent à leur position initiale, provoquant l'émission d'un signal lumineux. Ceci est appelé la «luminescence stimulée optiquement ». Le signal émis se mesure via un appareil de haute sensibilité. L'intensité du signal dépend de la radioactivité du milieu où les sédiments sont enfouis ainsi que du temps d'exposition à cette lumière.

Ainsi, si on connaît l'énergie initiale cumulée dans le sédiment depuis sa dernière exposition à la lumière (dose équivalente «De»), c'est-à-dire quand il était à la surface, et la quantité annuelle d'énergie accumulée (dose annuelle «D»), on peut alors estimer la date de la dernière exposition à la lumière.

Pour la dose équivalente, elle peut se mesurer au laboratoire en comparant le signal de luminescence de l'échantillon avec son signal de luminescence à son état naturel en effectuant un blanchiment (remise à zéro par une exposition à la lumière du jour) (Figure 1-19).

$$\text{Age (k an)} = \text{De (Gy)} / \text{D (Gy/y)}$$

Gy est Gray, l'unité de radioactivité.

Limitation et incertitude d'âge

- La datation OSL permet de dater des dépôts jusqu'à 40 000 ans.
- l'échantillonnage doit être effectué suivant un protocole précis (voir la page 142), l'échantillon ne doit pas être exposé à la lumière car cela entraîne une incertitude sur l'âge obtenu.

1.4.3.3. La palynologie

Il s'agit d'une méthode biologique basée sur l'étude des spores et grains de pollen accumulés, qui sont en général bien préservés dans les sédiments. Les spores et les grains de pollen se préservent bien dans le milieu humide comme les lacs, les chenaux, et résistent à la corrosion dans le milieu sec d'où ils sont extraits. L'analyse pollinique permet de dater les couches sédimentaires et surtout de connaître l'environnement végétal auquel appartiennent les spores ou les grains de pollen. Cela donne des informations sur le paléoclimat depuis le dernier maximum glaciaire, il y a environ 20 000 ans.

Au laboratoire, un traitement chimique s'applique aux échantillons par attaque acido-basique pour éliminer les minéraux et les matières organiques. Chaque échantillon est étudié par microscope. Le spécialiste compte et identifie la famille des spores et des pollens, et détermine leurs caractéristiques (taille, forme, structure, etc.). Ensuite, le spécialiste construit un spectre pollinique pour estimer le pourcentage de chaque famille (Maurice Reille, Leçon de palynologie, 1990) pour enfin réaliser un diagramme pollinique. La dernière étape est l'interprétation du diagramme: identification du milieu, de la végétation, du climat et de la période à laquelle les spores et les grains de pollens appartiennent.

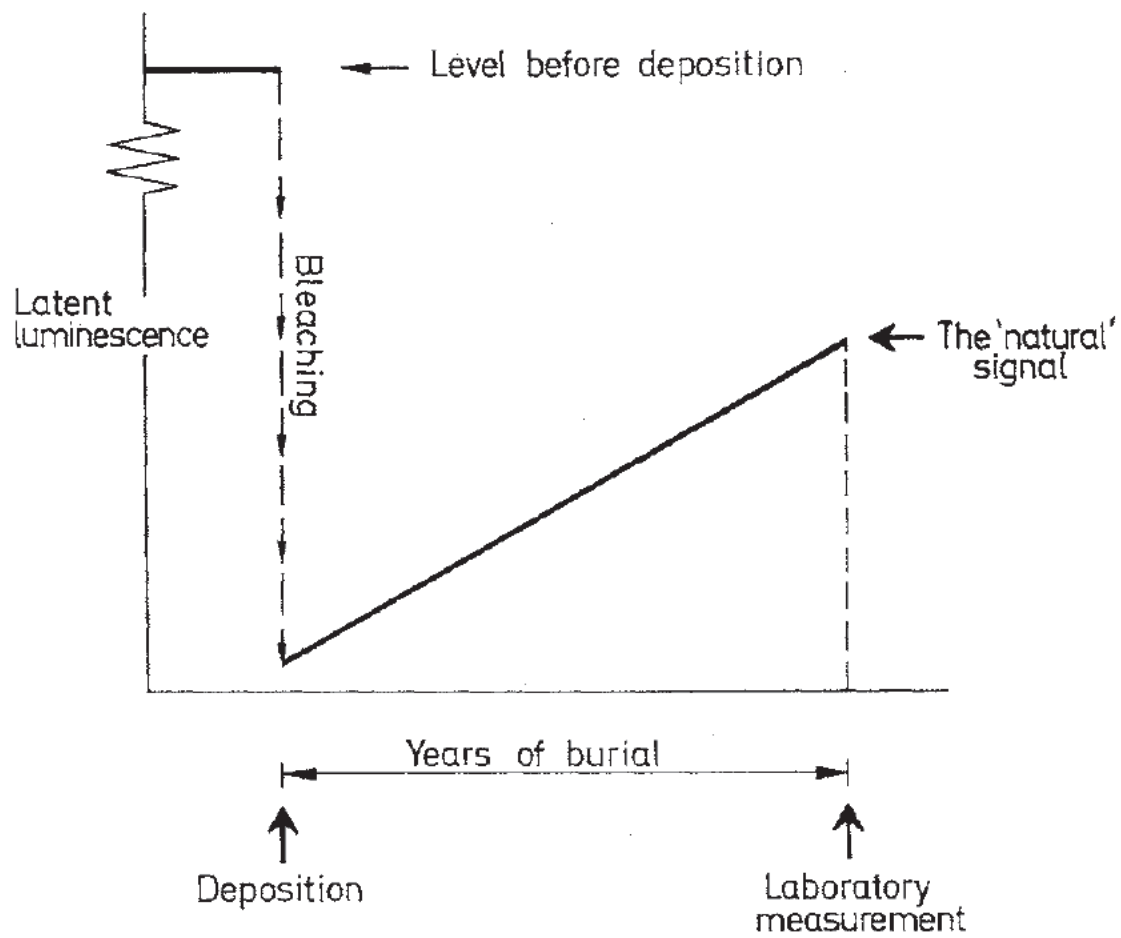


Figure 1-19: Datation par OSL (d'après Aitken, 1998).

1.5. L'aléa sismique

L'aléa sismique est la mesure de la probabilité, pour une région donnée, de l'occurrence d'un séisme, d'une intensité donnée et pour un temps de récurrence donné (Giardini, 1999). L'aléa est exprimé en plusieurs sites, toujours en termes de dimensions du séisme, de fréquence d'occurrence, d'atténuation des ondes sismiques et de mouvement du sol associé (McGuire. 1995). L'évaluation de l'aléa sismique est la première étape pour estimer le risque sismique dans une région donnée (Giardini, 1999). Il existe deux méthodes pour évaluer l'aléa sismique:

- Approche déterministe

Cette approche répond à la question suivante: quel est le scénario le plus pénalisant en cas de séisme dans une région donnée? Pour cela, il faut identifier la source sismotectonique (la faille), connaître le séisme historique le plus fort s'étant produit dans cette région, supposer que ce séisme peut se reproduire en tout lieu de cette zone et, enfin, estimer l'accélération maximale du sol pendant le séisme. Le temps de récurrence n'est pas pris en compte dans cette approche.

- Approche probabiliste

Cette méthode est la plus commune aujourd'hui. Elle estime la probabilité que différents niveaux de mouvement de sol pendant un séisme seront dépassés, à un endroit donné et dans une période donnée, dans le futur. Les résultats de cette analyse sont exprimés en probabilités estimées par an ou par fréquences annuelles. On utilise un catalogue complet de la sismicité historique afin d'estimer la probabilité d'occurrence de différents niveaux d'agression sismique, en général exprimée par l'accélération du sol. Le principe est que, dans une zone sismotectonique donnée, il existe une relation linéaire entre la magnitude et le nombre de séismes. On peut calculer l'accélération maximale du sol, associée à différentes périodes de retour, en utilisant une loi d'atténuation.

1.5.1.Paramètres importantes pour l'évaluation de l'aléa sismique

Par définition, l'estimation de l'aléa sismique répond à trois paramètres essentiels (Figure 1-20: Les paramètres importants pour l'évaluation de l'aléa sismique (Modifié après Schlupp et al., 2006)).

1- Source sismique

Parmi les éléments essentiels d'évaluation de l'aléa sismique dans une région, que la méthode soit de type déterministe ou probabiliste, il est nécessaire d'identifier les sources sismiques pouvant affecter la région. L'identification et la détermination des paramètres des sources sismotectoniques exigent une connaissance de la géologie locale et régionale, de la sismicité et du contexte tectonique (Tavakoli and Ghafory-Ashtiany, 1999). Les différents types de sources sismiques sont (Cornell, 1969):

- a) Les points sources: ce sont des sources sismiques concentrées géographiquement par rapport à la distance focale au site.
- b) Les zones-sources: il s'agit des systèmes, ou domaines, de structures actives marquées par une sismicité faible.
- c) Les failles sources: elles indiquent les failles actives marquées par une forte sismicité le long de leur trace.

Partant, la connaissance du comportement des failles actives est un paramètre important pour l'évaluation de l'aléa sismique. Pour l'évaluation du potentiel sismique, une étude de la sismicité historique et des failles quaternaires sont indispensables. Pour identifier la faille-source, sa longueur, la magnitude des séismes qui peuvent se produire, l'intensité et le temps de retour des forts séismes, etc., des investigations paléosismologiques, géologiques et géomorphologiques sont nécessaires.

2- Relation d'atténuation

L'évaluation de l'aléa sismique dans une région exige la caractérisation du mouvement du sol pendant un séisme. Pour évaluer le potentiel sismique, les paramètres du mouvement du sol (exemple: PGA, PGV, SA, SV) doivent être

estimés. La loi d'atténuation est une relation reliant l'intensité, l'atténuation du mouvement de sol fort avec la distance à la faille, avec les caractéristiques de la source sismique, du trajet des ondes, des conditions de site locales, etc. (Papoulia and Stavrakakis, 1989).

Plusieurs relations d'atténuation ont été établies (exemple: Ambraseys et Bommer, 1992; Fukushima et al., 2003; Ambraseys et al., 2005 ; Kanno et al., 2006. Ces relations sont caractérisées par la magnitude et la distance au site (distance épacentrale ou la distance la plus proche entre la faille et le site considéré). Donc, pour établir une loi d'atténuation, des enregistrements d'accélérogrammes pour différentes distances et magnitudes sont nécessaires. Partant, les paramètres de mouvements du sol (PGA, SA) peuvent être estimés à partir d'une loi d'atténuation.

Accélération maximale du sol (PGA): elle correspond à la valeur maximale de mouvement de sol pendant le passage des ondes sismiques.

Pendant un séisme, les ondes sismiques causent un mouvement horizontal et vertical du sol. La longueur de la faille, la magnitude et la distance à la faille, la nature du sous-sol au site, sont les paramètres qui contrôlent la valeur et la fréquence de ce mouvement. Ainsi, l'accélération du sol, pendant un séisme de magnitude moyenne à forte, varie avec la distance (y compris les courtes distances). En général, le PGA diminue avec la distance à la faille. L'accélération est donnée en g (g est l'accélération de la pesanteur qui vaut 9.81 m/sec^2) ou g%. Sa valeur est de 0,4g à 0,6g dans les zones très sismiques (exemple: Japon, Turquie), et de 0 à 0,1g pour les zones à sismicité faible à modérée (exemple: Belgique) (Plumier, 2009). Pour les séismes de Magnitude $M < 3$, la population ressent surtout l'accélération (Wu et al., 2003).

Spectre d'accélération(SA): alors que le PGA indique le mouvement subi par une particule du sol, le SA est le mouvement subi par les bâtiments. Cette valeur représente l'accélération maximale que le mouvement du sol entraînera pour un oscillateur linéaire avec une période naturelle et un d'amortissement donnés.

L'accélération SA est la mesure aujourd'hui la plus couramment utilisée de l'intensité pour l'analyse des bâtiments.

3- Condition de site géologique (Effet de site)

En général, l'amplification des ondes sismiques et le mouvement du sol sont maximaux le long du segment activé pendant un séisme. Cependant, le mouvement du sol varie selon les conditions de sol, la géologie locale et de la topographie (Giardini, 1999). Ceci représente la variabilité de l'aléa sismique en raison d'un effet local, comme par exemple les caractéristiques géologiques, généralement appelé « effet de site ».

Afin d'évaluer ces effets, la structure locale du sous-sol doit être étudiée. Les couches sédimentaires du sous-sol et au-dessus de la roche mère filtrent les ondes sismiques ; les irrégularités de surface (par exemple la transition alluvions - roche mère) peuvent aussi amplifier ces ondes, dû au changement des matériaux (Plumier, 2009)

Carte de l'aléa sismique

C'est une carte représentant l'amplitude maximale du mouvement horizontal du sol. Elle donne une estimation de la probabilité de dépasser une certaine valeur du mouvement horizontal du sol, sur une période de 50 ans. Elle montre la distribution du niveau du mouvement de sol, qui a une certaine probabilité de se produire dans une région donnée (zonage sismotectonique). Le séisme a une magnitude et un épipcentre, mais il produit une large gamme des niveaux des secousses sur les sites de la région en fonction de la distance, les conditions de roche et de sol sur les sites, et les variations de la propagation des ondes sismiques en raison de la complexité de la structure de la croûte. Ainsi, les mouvements forts générés par un séisme varient d'un endroit à l'autre ; ainsi, la carte d'aléa sismique est variable aussi. Les valeurs maximales des composantes verticales ne sont pas utilisées dans la construction des cartes, car ils sont, en moyenne, inférieures à la valeur des mouvements horizontaux du sol. Un exemple de carte de l'aléa sismique est montré sur la Figure 1-21.

Ce travail de thèse est consacré au paramètre « source sismique ». Je vais présenter une carte détaillée des failles actives (Sharkhai et Avdar), préciser leurs caractéristiques (longueur, segmentation, magnitude, temps de récurrence et vitesse de déformation) et puis appliquer ces résultats pour une évaluation de l'aléa sismique dans la région de la capitale Oulan Bator.

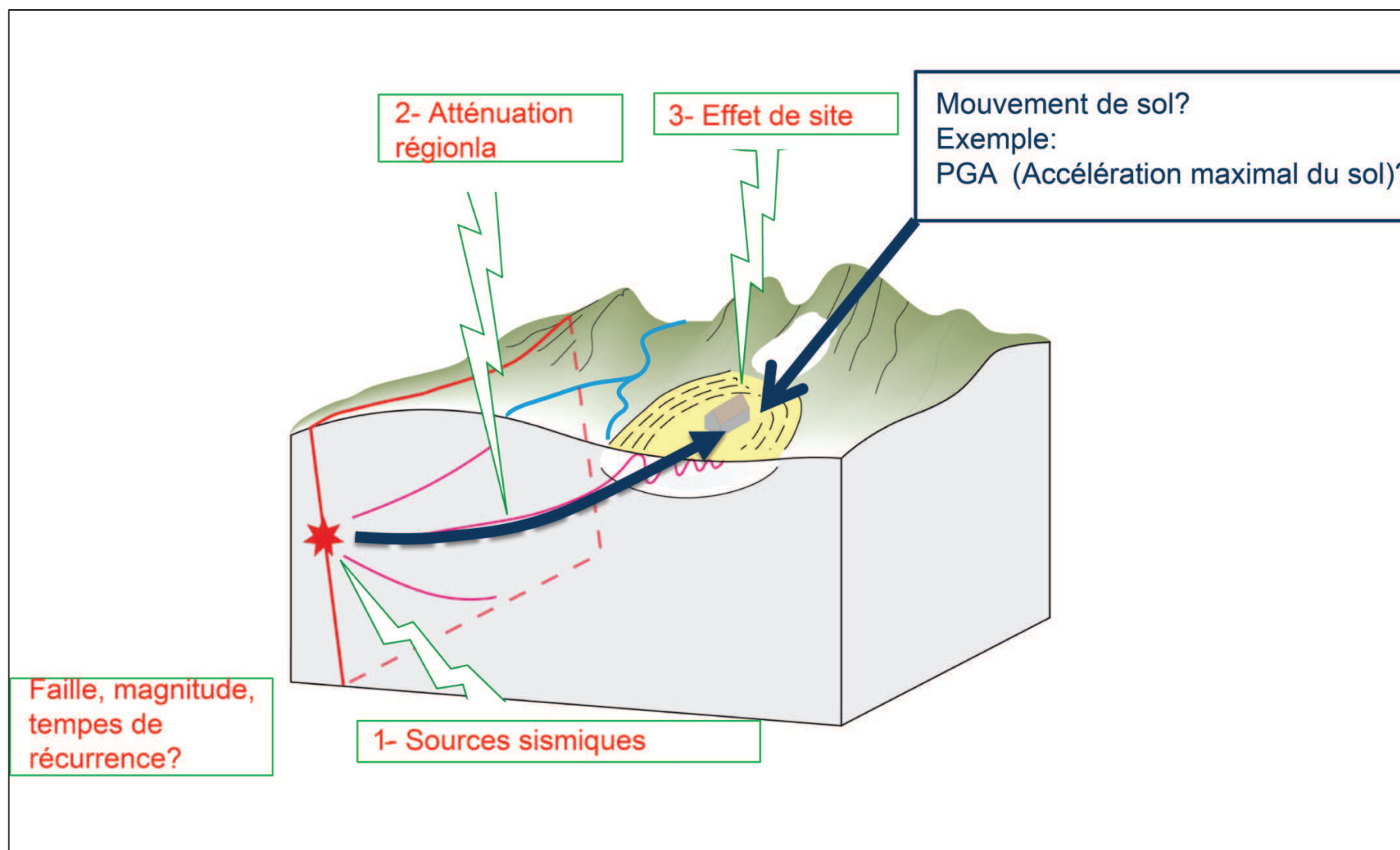


Figure 1-20: Les paramètres importants pour l'évaluation de l'aléa sismique (Modifié après Schlupp et al., 2006).

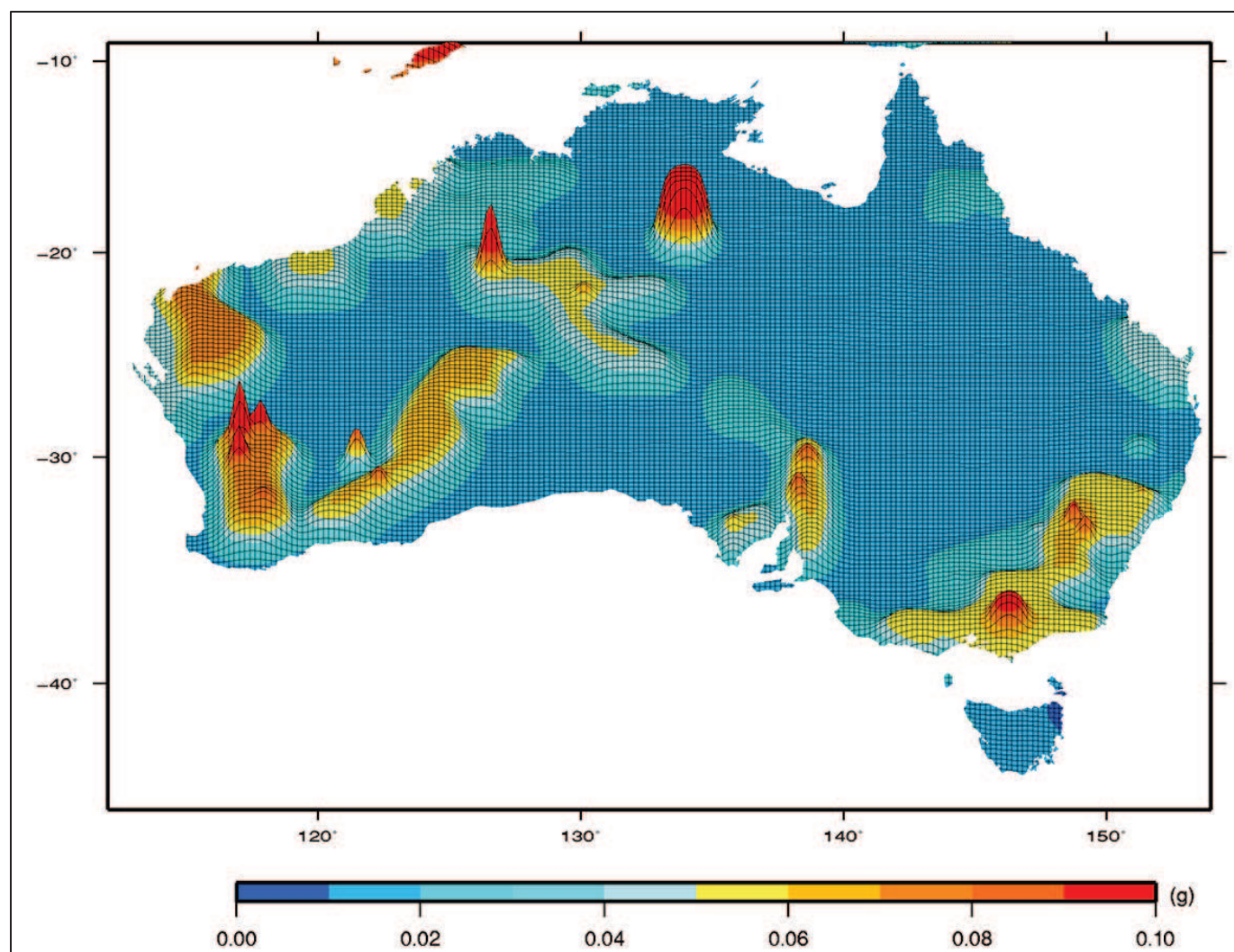


Figure 1-21: Carte de l'aléa sismique de l'Australie. Elle est représentée en 3D et donne une évaluation pour des composantes horizontales au rocher et pour une période de retour de 500 ans avec une période de réponse spectrale de 0,0 s (PGA) (d'après Burbidge, 2012).

Chapitre2: The Sharkhai Fault: a new discovered active fault in the region of Ulaanbaatar, Mongolia

2.1. General introduction

This chapter focuses on a new fault, Sharkhai, which has been discovered in 2011 from HR satellite images and confirmed by rapid field investigations. Its northeast end is located at about only 32 km from Ulaanbaatar city (Figure 2-1). This thesis is the first study conducted on it.

As far, historical seismicity knowledge is poor for Ulaanbaatar area and no large earthquake is documented. No important earthquake occurred along this fault since the beginning of instrumental recording in 1957, only few small events ($M \leq 4$) were recorded since 1994 (the year of installation of the new seismic network around the capital) (Figure 1-7).

The goal of the study, presented in this chapter, is to:

- Map in detail the surface ruptures, and document the fault geometry and segmentation.
- Identify recent seismic activity (late Pleistocene-Holocene until present) on the fault.
- Constrain the kinematic of Sharkhai fault.
- Measure co-seismic and cumulated displacements produced by previous earthquakes.
- Date previous events and/or the geomorphic markers affected by the fault.

- Estimate the recurrence time for large earthquakes ($M \geq 6$) produced by Sharkhai fault.
- Estimate the geological slip rate.

For it, multidisciplinary approaches were used:

- Pleiades satellites images Analysis (high resolution Multispectral and Panchromatic with a resolution of 2-m and 0.5-m, respectively).
- Geomorphological observations along the area under investigation done during the 2012 and 2013 fieldworks.

Thus, two fieldworks were conducted on the Sharkhai fault by French-Mongolian team. The first one lasted three weeks in August 2012. Its targets were to: **(1)** Realize geomorphological observations along the fault in order to identify the surface ruptures and the geomorphological features displaced by the fault; **(2)** Select the site of future paleoseismic trenches for Sharkhai (opened in 2013) and for Avdar fault (opened in 2012). The second fieldwork lasted 2 weeks during June 2013 for paleoseismological investigations on the Sharkhai fault (trench and sampling for dating).

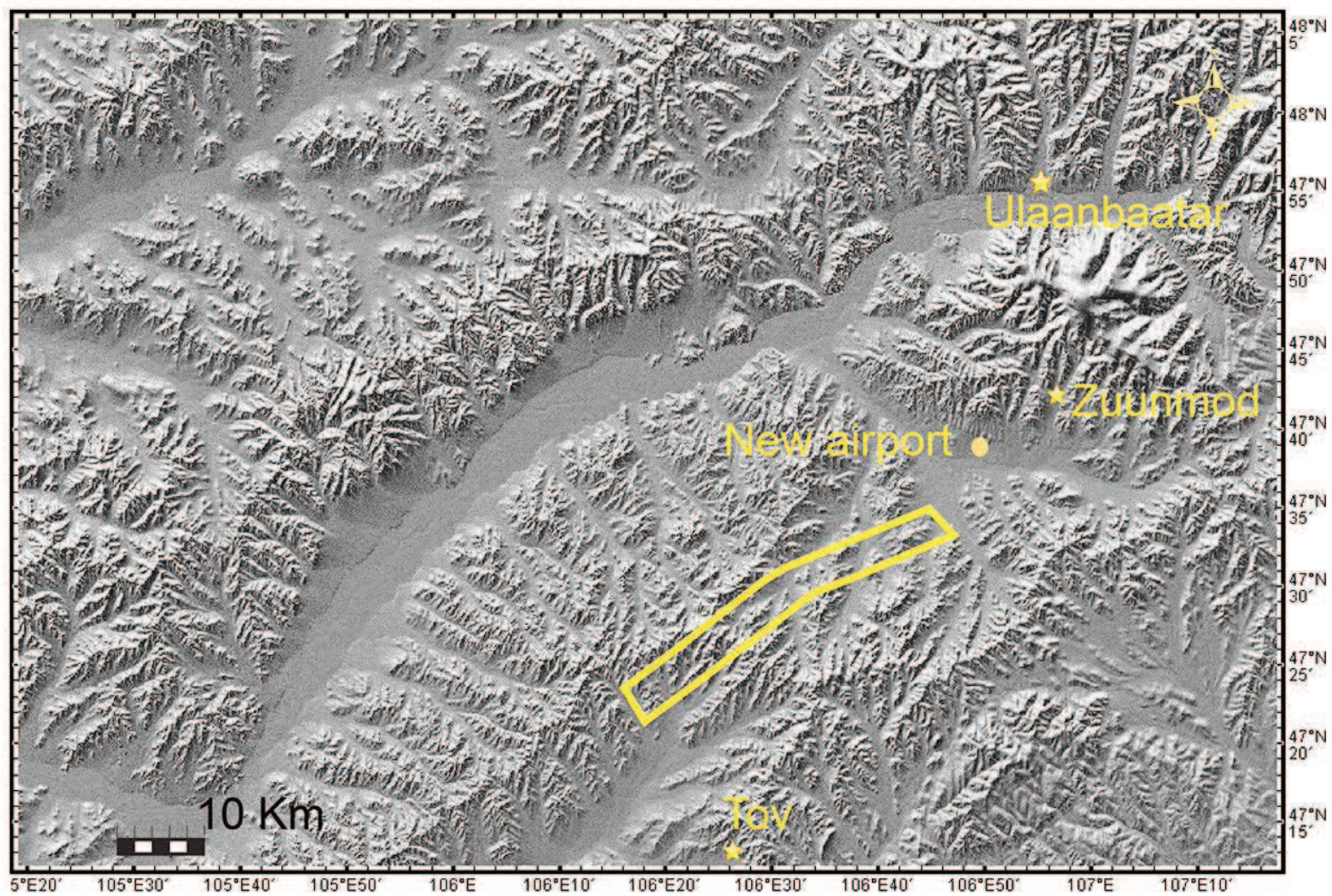


Figure 2-1: Digital Elevation Model (DEM) with 90-m ground resolution, generated by SRTM3 data. The study area of the Sharkhai fault is in yellow and is covered by Pleiades satellite images (5 km width and 44 km length).

2.2. Surface rupture mapping using high resolution Pleiades satellite images: Description, geometry, geomorphology and segmentation

Overview of the data and software used for the mapping

New generation of satellites images, Multispectral and Panchromatic Pleiades images with high resolution of 2m and 0.5m respectively, combined with field investigations are used to map Sharkhai surface ruptures. Pleiades images that were acquired in October 2012 cover the total fault zone. The acquisition area is 5 km width and 44 km long (Figure 2-2). These satellite images, acquired by Astrium satellites, were provided by RCAG (Research Centre of Astronomy and Geophysics, Academy of Sciences of Mongolia). In addition, Google earth satellite images are used also to follow parts of the fault and geomorphologic markers, even if less clear on Pleiades images.

I used Adobe Photoshop software: 1) to improve the image clarity by changing image setting (luminosity/contrast, tint/saturation and colors balance) helping mapping surface ruptures and drainages offsets; 2) to reconstruct, in their initial position, some geomorphic markers shifted by the fault movement in order to estimate co-seismic and cumulated offsets.

Smoothed geomorphology observed in the field and on images

During our field observations in august 2012 along the Sharkhai fault, the surface rupture traces, as well as its geomorphologic expression, appeared eroded and smoothed and were sometimes very difficult to follow (Figure 2-10a and Figure 2-10b). The co-seismic slip recorded in the geomorphology is affected by climate/erosion processes, which suggests that the large earthquakes on this fault are associated with long recurrence time. Nonetheless, in some places, geomorphologic markers (drainage system) shifted by the fault as well as small vertical component can be observed in the field.

Conversely, the fault trace is most of time easily observable on satellites images with HR as Pleiades or QUICKBIRD (2.4 m Multispectral and 0.61 m Panchromatic) (Figure 2-2). Lower resolution (5 m or more) does not allow to identify the surficial

rupture and to document meter-scale offsets. The fault was undetectable on Google earth before the HR images have been available.

Therefore, the fault mapping and geomorphic description I present in this study is based mainly on the analysis of available Pleiades satellites imagery but also on field observations.

The main trace of the intracontinental Sharkhai fault, striking ENE-WSW, extends about 46 km between Zunnmod city in the northeast and Tov city in the south (Figure 2-1). It runs from southwest at $E106.31^{\circ}/N47.352^{\circ}$ to northeast at $E106.75^{\circ}/N47.57^{\circ}$, the surficial rupture dies off beyond these points. The northeast end of the fault is at about 32 km from the capital of Mongolia, Ulaanbaatar. According to the Geological Map of Mongolia made in 1998 (Figure 1-10a), the Sharkhai surface ruptures run through Lower Carboniferous (C1 Altan-Ovoo formation) and Lower-Middle Carboniferous (C1-C2 Orgioch-Uul Formation) et Quaternary deposits. The Altan-Ovoo and Orgioch-Uul formations are composed of sandstone, mudstone and alternating beds of sandstone and mudstone with small amounts of conglomerate, siliceous mudstone, chert, felsic tuff and basalt (Takeuchi et al., 2013). The Geological Map shows many tectonic faults distributed in the study area, but there are no detailed previous geologic or tectonic studies which can prove if they are active faults.

Owing to the paucity of historical seismicity, geomorphological and paleoseismic studies in the study area, we don't have any information about historic ruptures and earthquake rupture segmentation (for definition see page 41). Between $E106.48^{\circ}/N47.46^{\circ}$ and $E106.474^{\circ}/N47.473^{\circ}$, an extensional jog-bend of 1.4 km width and 5° clockwise change of fault strike is identified. The presence of this step suggests that the Sharkhai fault is subdivided into two majors segments: the south segment and the north segment (Figure 2-3a and Figure 2-3b). There is a change in the main strike (13° clockwise) between the south segment (N50) and the north segment (N63). The term fault segment used in the following discussion indicates fault portions separated by geometric discontinuities (fault bend or/and step-over) observed along the fault. Moreover, in the south segment, we observe at 5 km from it southern extremity a small change in the strike (N42 to N50) that could separate the south segment into two sub-segments (Barka and Kadinsky-Cade, 1988).

Global view on Pleiades satellite images reflects that the fault is characterized by linear and simple geometry on surface. The fault trace is lost in some locations. Secondary branches, ≤ 2 km length, are sub-parallel or oblique to the main trace. Small size (few meters to about 1.4 kilometer width) geometric discontinuities (Bend, right and left step-overs and jogs-bend) are observed along the fault. Drainage system along the fault splays complex pattern. However, displaced stream channels are the main geomorphic feature attesting the fault kinematic. Co-seismic horizontal cumulative displacement of tens meters are preserved over millennia despite erosion and sedimentation conditions

The following description is from southwest to northeast.

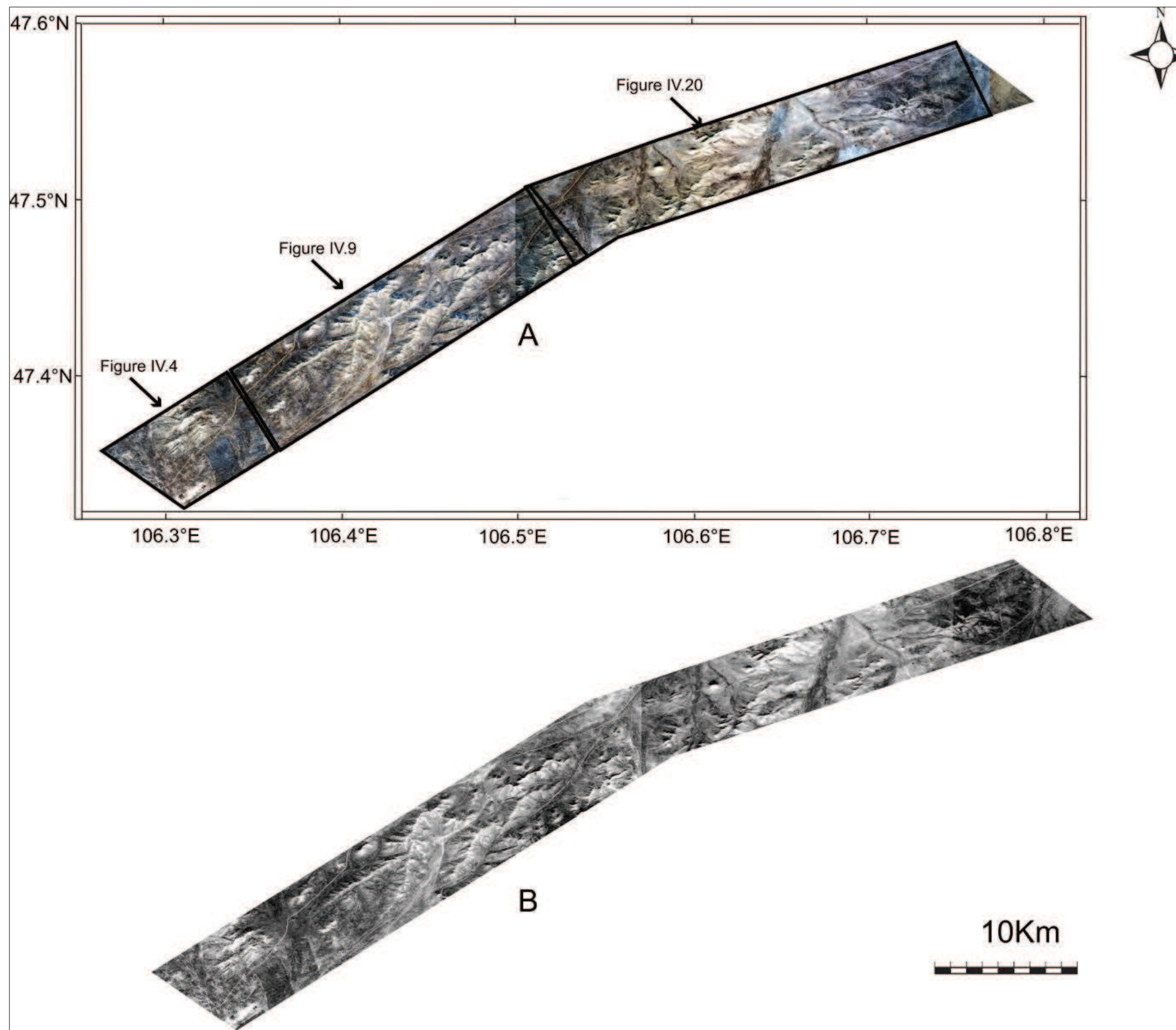


Figure 2-2: Pleiades imagery covers the Sharkhai fault area (acquired by Astrium satellites and provided by RCAG). The acquisition zone is 5 km width and 44 km long. A) Multispectral image of 2 m resolution. B) Panchromatic image of 0.5 m resolution. (Note: due to the dimension of this figure, it is found in a digital version (DVD)).

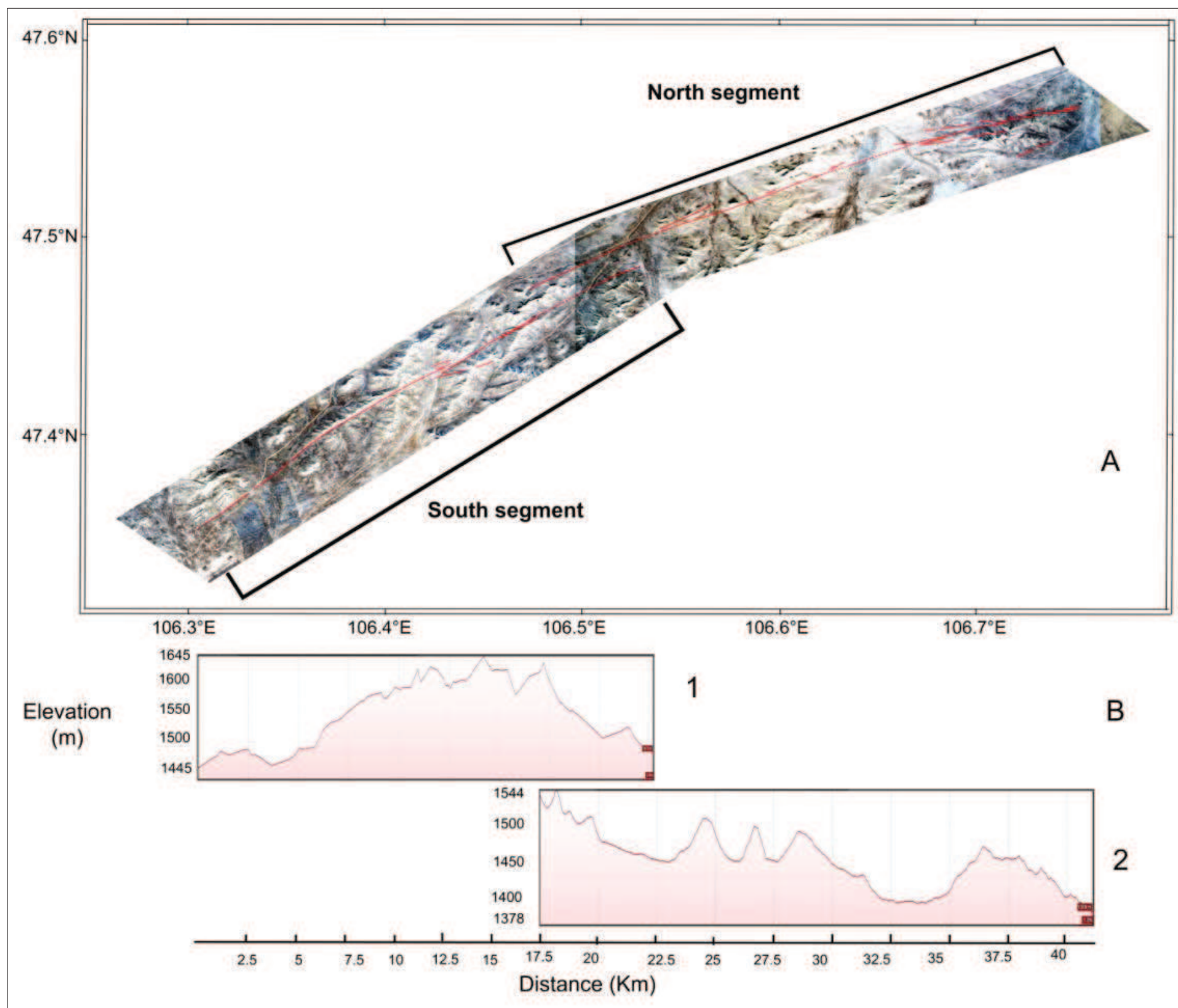


Figure 2-3a: A) Multispectral Pleiades image (2 m resolution) shows the Sharkhai fault (red line). The fault extends about 46 km, striking NNE-SSW. It is subdivided into two segments: 1) the south segment is about 23 km long; 2) the north segment is about 23 km long. The two segments are overlapped for about 5 km. B) Elevation profiles (derived from Google Earth) along the fault. The main part of the south segment (1) follows high topography (from about 5 km of its southern end) with an elevation between 1450 and 1645 m. Elevation of the north segment (2) is mainly less than 1500 m. The Sharkhai surface ruptures run through Lower Carboniferous, Lower-Middle Carboniferous and Quaternary deposits (cf. Figure 1-10a). (Note: due to the dimension of this figure, it is found in a digital version (DVD)).

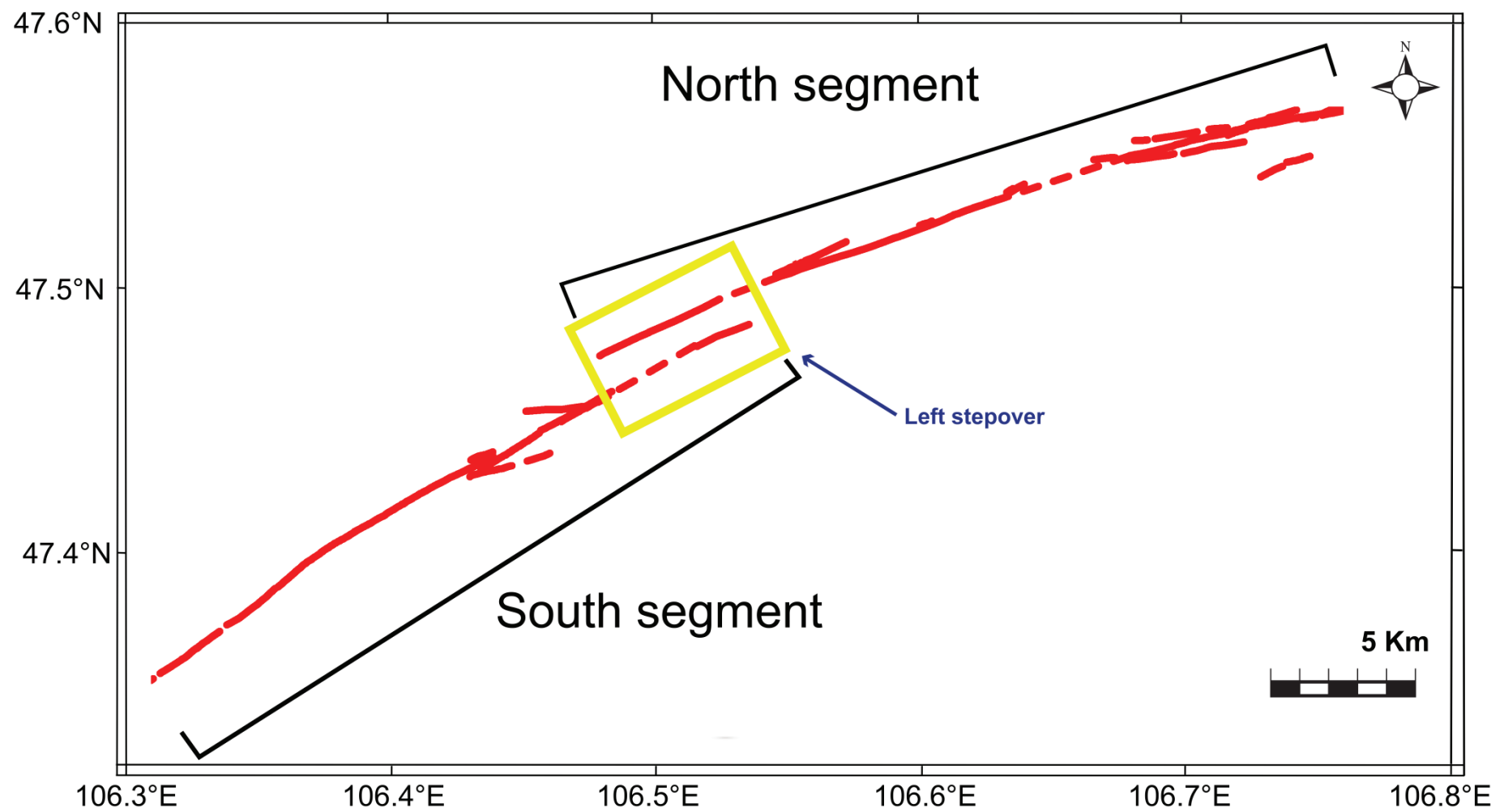


Figure 2-3b: Segmentation of the Sharkhai fault.

2.2.1. The south segment

This segment extends about 23 km between E106.306°/N47.352° and E106.53°/N47.485° where the fault trace dies out. In the first south 5 km, the fault strikes N42°E in average, lies at the south base of hills flank and cuts the surface in wide “lowland” at elevations between 1445 and 1475 m. In between, at E106.35/N47.39, the surface rupture azimuth turns about 8° clockwise, from N42°E to N50°E average strike, and climbs at high elevations between 1450 and 1645 m (Figure 2-4).

The south segment has a linear geometry. On satellites images, the surface rupture is obvious despite it is locally invisible due to erosion. In the field we can follow the fault trace despite its geomorphologic expression is weak (Figure 2-10a and Figure 2-10b). Clear geometric discontinuities of metric-scale (bends, left and right jogs, jogs-bends) are traced but without any clear associated features as sag pond, ridges etc. Following Barka and Kadinsky-Cade (1988), changes in the fault direction $> 5^\circ$ are indicated. Most of the streams crossing the fault have a weak morphology as they are narrow, shallow, smoothed by the erosion and dry except during rainfall (Figure 2-4).

In the following discussion, we describe the surface rupture from southwest to northeast.

The first southwest 5 km:

The fault shows several very local azimuth changes up to 9° . The local 9° anticlockwise change (Figure 2-5) is observed at E106.319°/N47.36°, where the surface rupture bends from N46°E to N37°E (Figure 2-6).

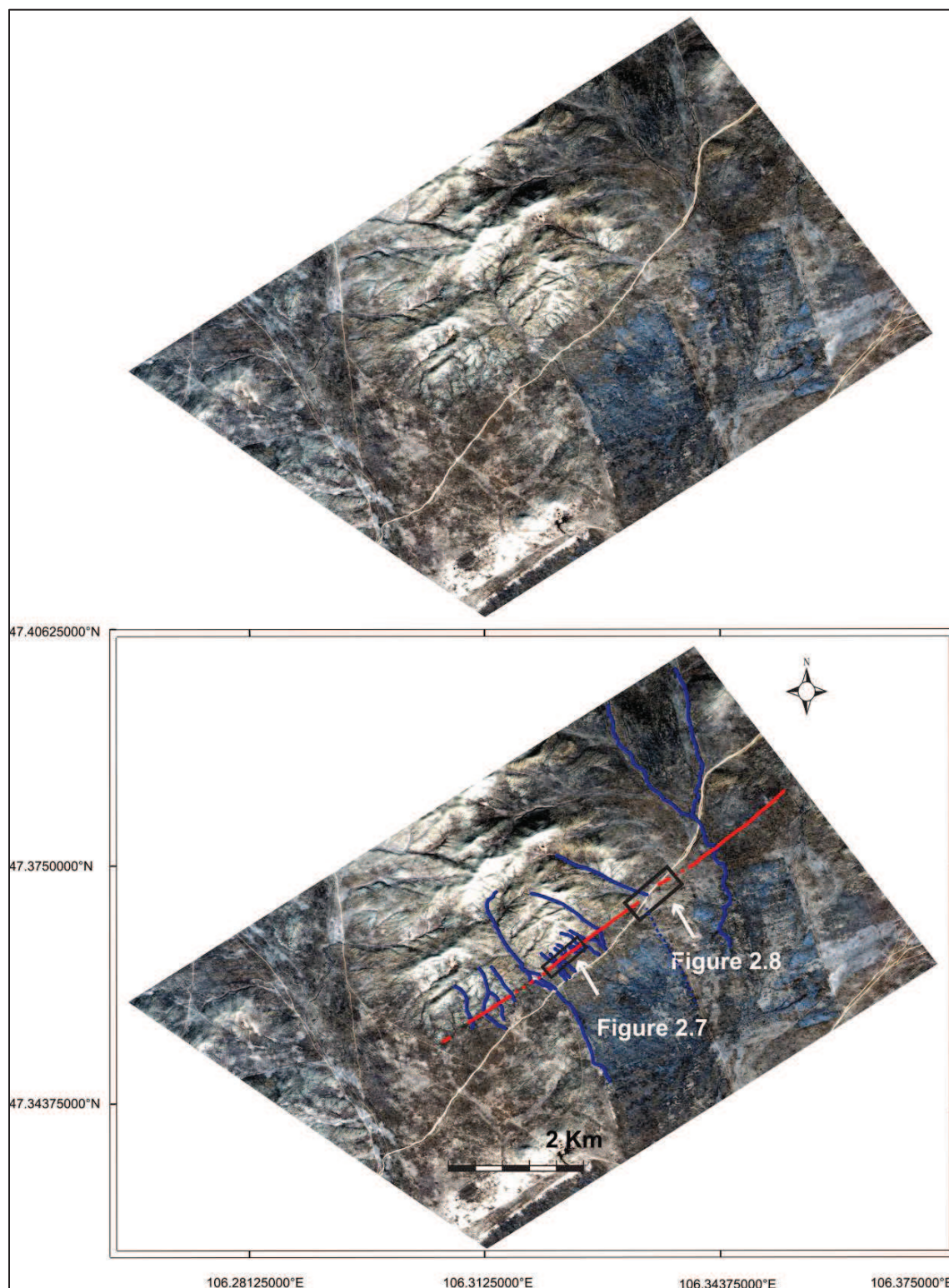


Figure 2-4: Southwest part (The first 5 km) of the south segment of the Sharkhai fault (for location see Figure 2-2). Fault trace is mapped on multispectral Pleiades image (continuous red line), completed locally by Google Earth images when the trace is clearer (dashed red line). Blue lines are drainage systems. Four step-overs of meter-scale are observed (see Figure 2-7 and Figure 2-8 (Note: due to the dimension of this figure, it is found in a digital version (DVD))).

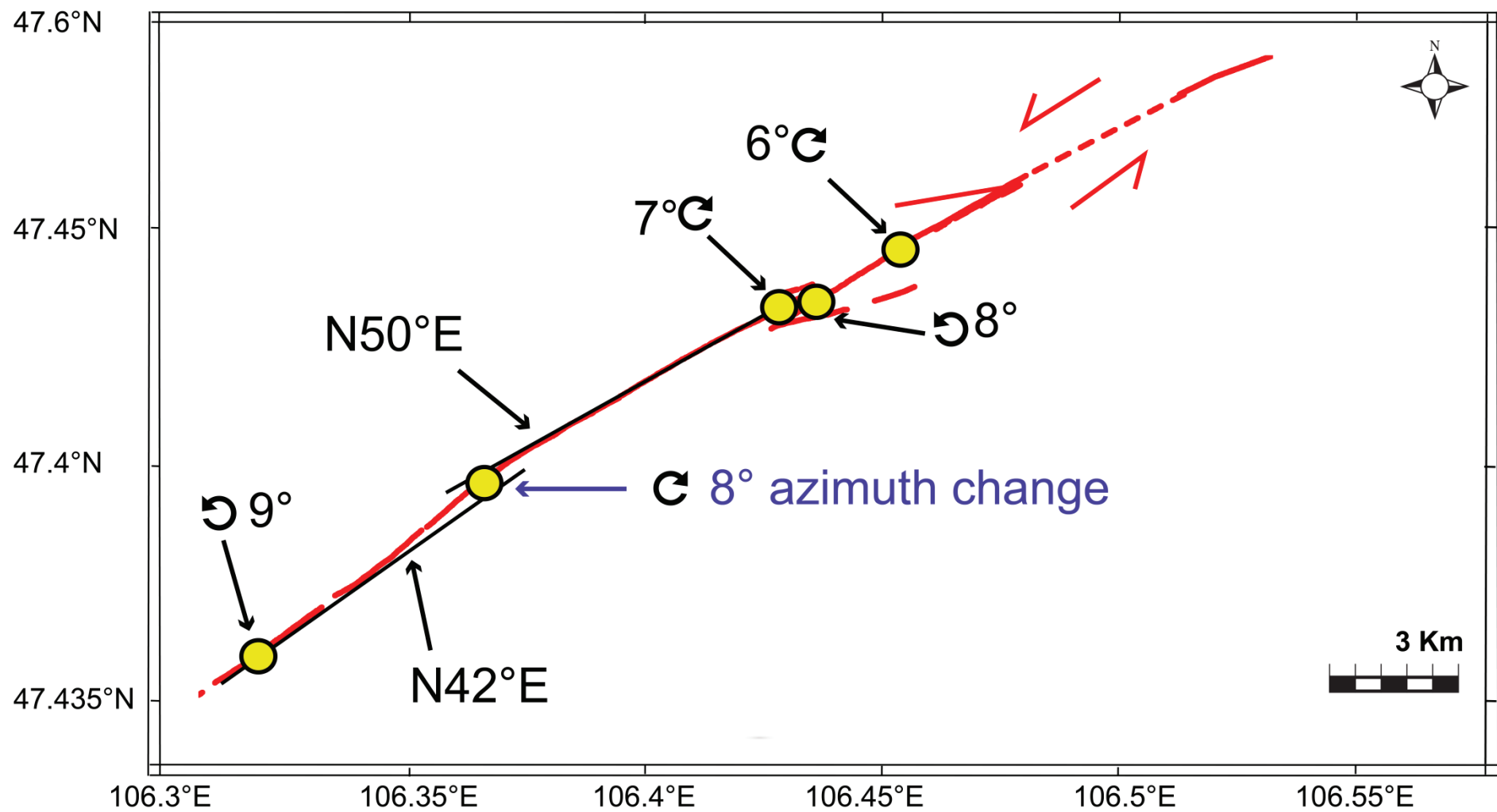


Figure 2-5: The south segment and its global and local azimuth changes. It shows clear bends (local) of 9°, 7°, 8° and 6° and 8° of global azimuth change (Change in the average strike).

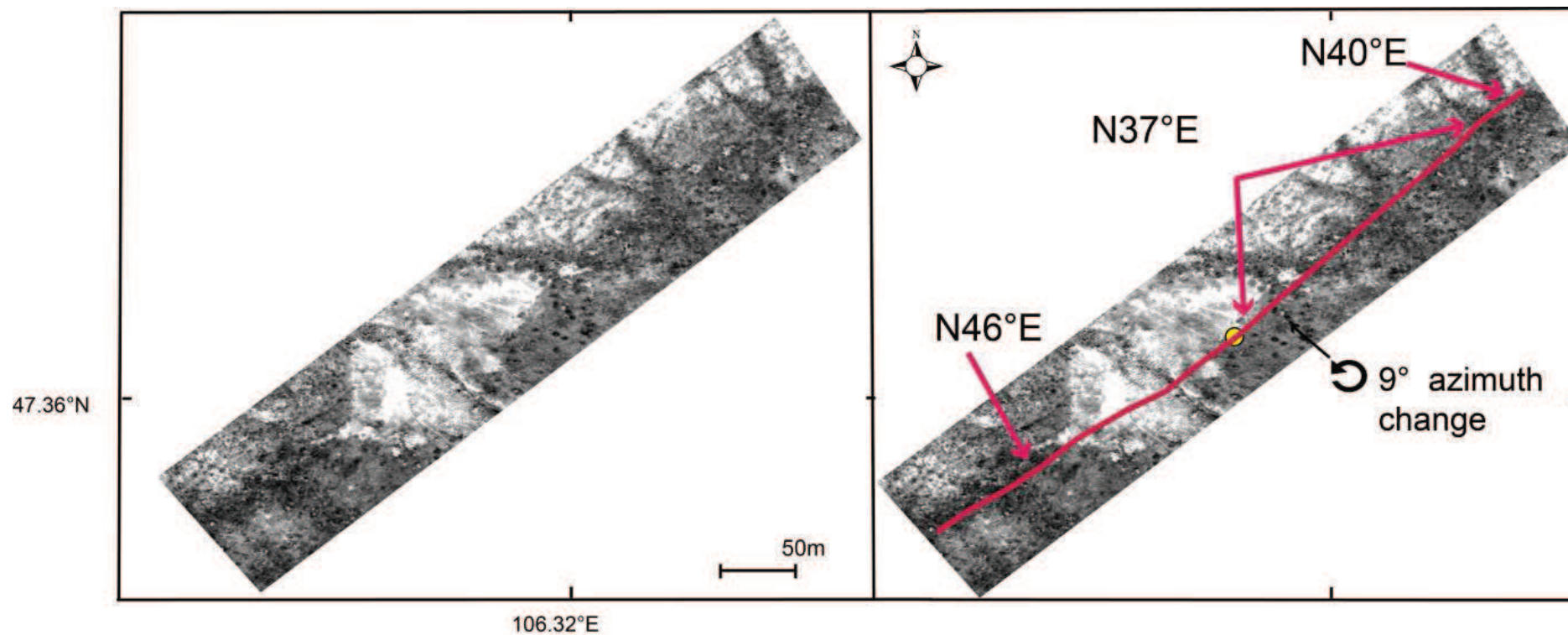


Figure 2-6: Local strike change of the Sharkhai fault (red line). The fault bends 9° anticlockwise (yellow circle).

At E106.322°/N47.363°, we observe, from south to north, a 3 m width left step-over, and then two right step-overs of about 4 m and 7 m width without other associated geomorphic features (Figure 2-7).

At E106.332°/47.37°N, it forms a left jog (separation jog) of 70 m width within recent deposits (Figure 2-8).

These step-overs are too small to act as a stop of the rupture propagation during large earthquakes (Barka and Kadinsky-Cade, 1988).

The northeast part of the south segment (between 5 and 23 km):

The fault here climbs a Carboniferous hill (Figure 2-9 and Figure 1-10a), many structure faults are identified in the area but they are not identified yet as active faults. Near E106.407°/N47.422°, the fault cuts the top of two successive hills oriented N5° and N330°. Two streams, bounding the second hill, recorded cumulative left-lateral displacements (observed on Pleiades images and during field survey). The first drainage P1, located at E106.41°/N47.42°, shows 57 ± 1 m of cumulated left-lateral offset (Figure 2-10). The offset is measured on Pleiades images, following the method used by Fu et al. (2005), by projecting the average upstream and the downstream strikes accurately to the rupture trace. This offset corresponds to the maximum left-lateral displacement observed from the drainage along the Sharkhai fault.

The second shifted drainage P2, located at E106.42°/N47.43°, displays 2.5 ± 0.4 m of left-lateral offset which has been measured on a DEM (digital elevation model) recorded by our team during a GPR survey (Figure 2-11). This is the minimum offset observed along the Sharkhai fault. On the other hand, we did not observe any vertical component neither in the field nor on the topographic profile (Figure 2-11D).

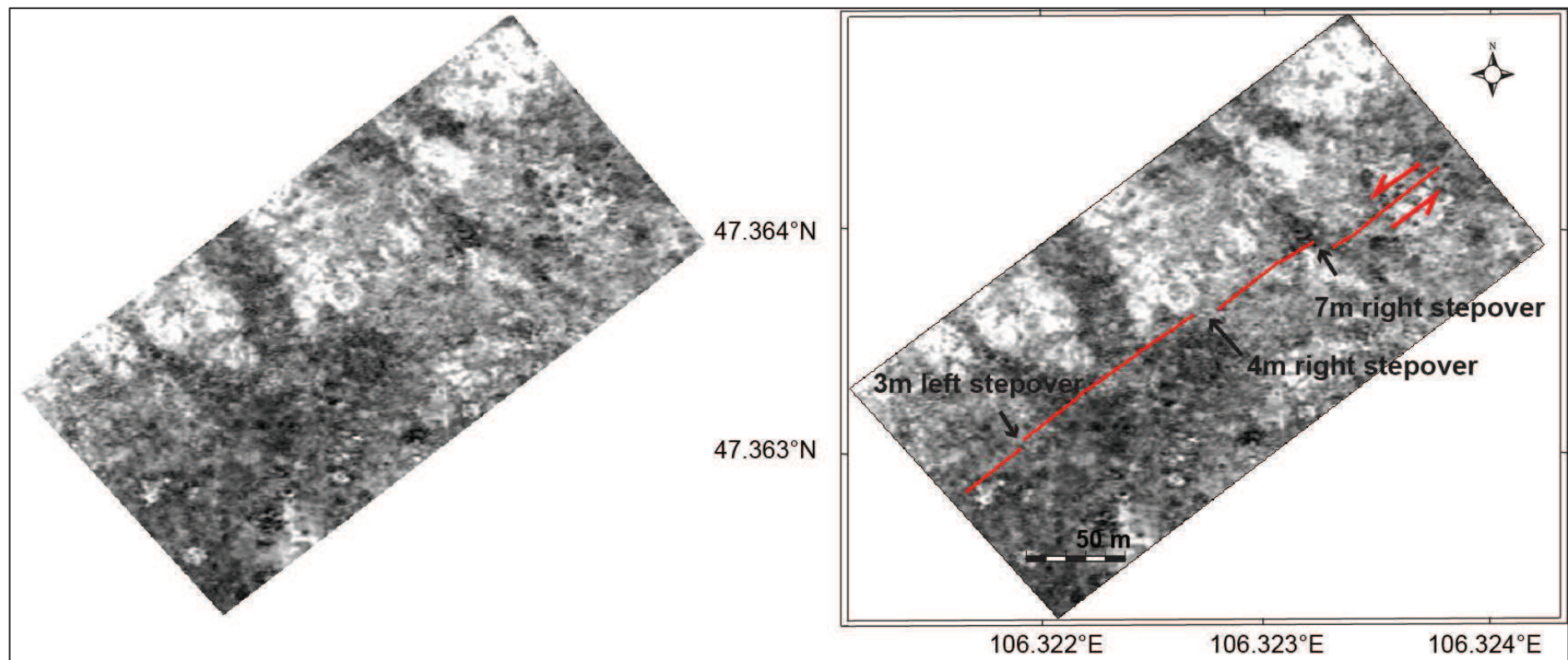


Figure 2-7: Geometric discontinuities observed in the south segment: 3 m left step-over and two successive right step-overs of 4 m and 7 m width. For location see Figure 2-4.

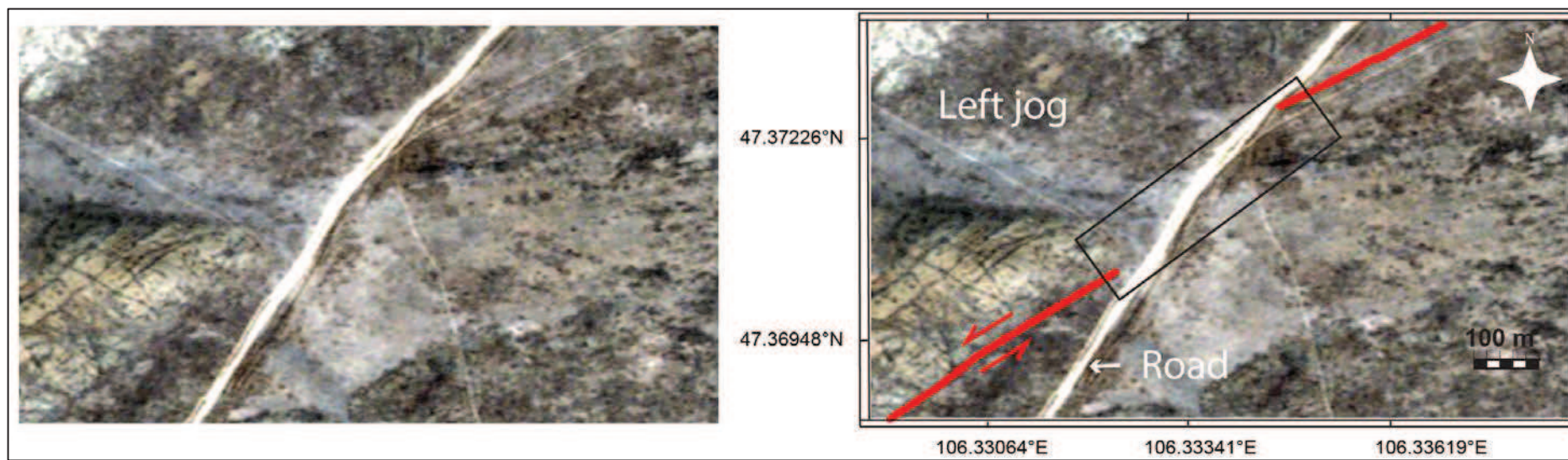


Figure 2-8: Left jog (Separation jog) of 70 m width. We cannot follow the fault trace between the two parts, which may be hidden by recent deposits or the road. For location see Figure 2-4.

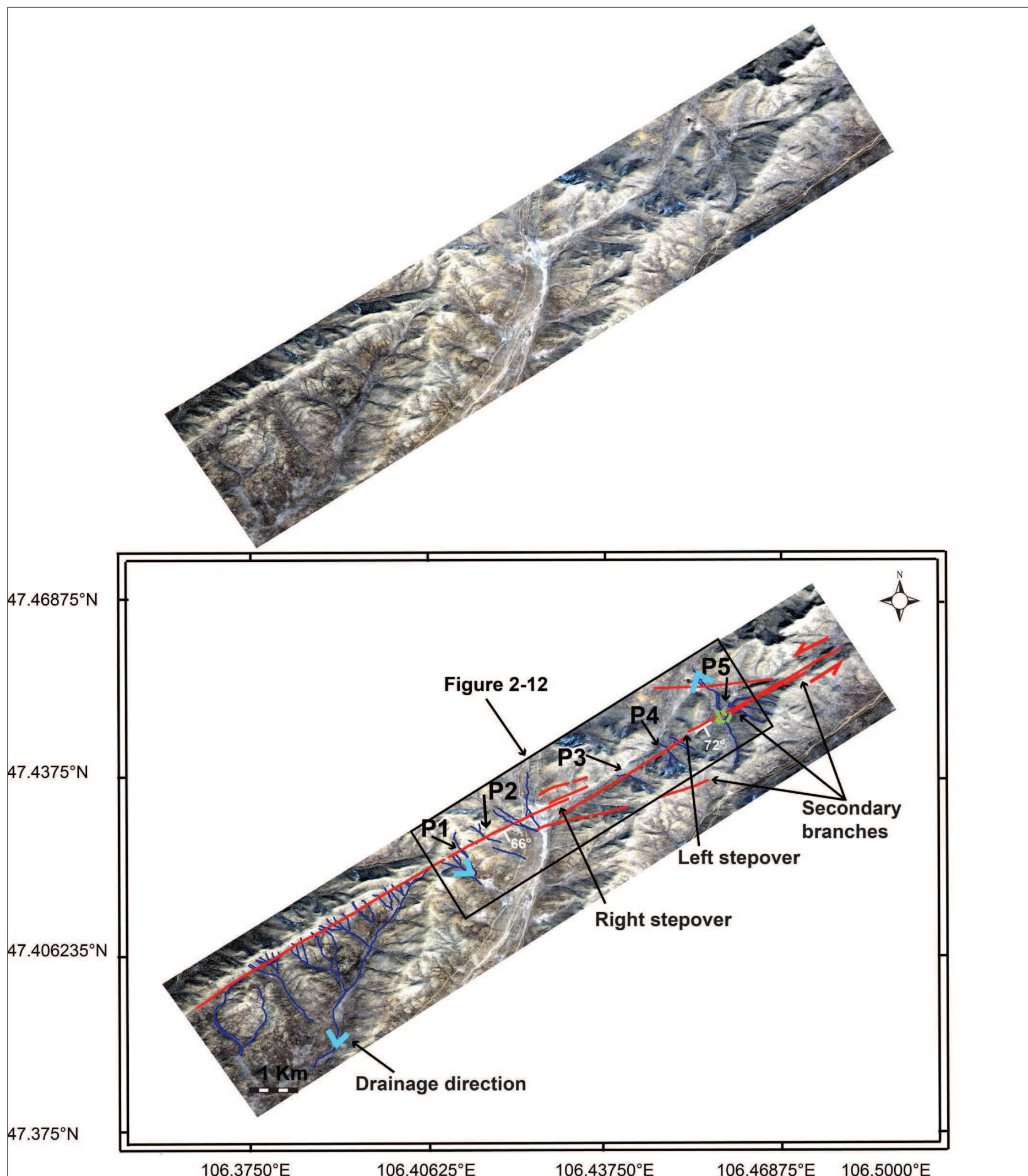


Figure 2-9: Northeast end of the south segment (For location see Figure 2-2). The fault runs (red line) on high topography until 1465 m elevations. Five shifted drainages (blue lines) exhibit evidence of left-lateral displacement: P1: $57 \pm 1\text{m}$, P2: $2.5 \pm 0.4\text{ m}$, P3: $32 \pm 1\text{m}$, P4: $11 \pm 2\text{ m}$ and P5: $36 \pm 1\text{m}$. Blue arrows indicate the drainages direction. The fault exhibits two step-overs, left and right, with 173 m and 61 m width, respectively (see Figure 2-12). Note the secondary branches sub-parallel or oblique to the main trace. (Note: due to the dimension of this figure, it is found in a digital version (DVD)).

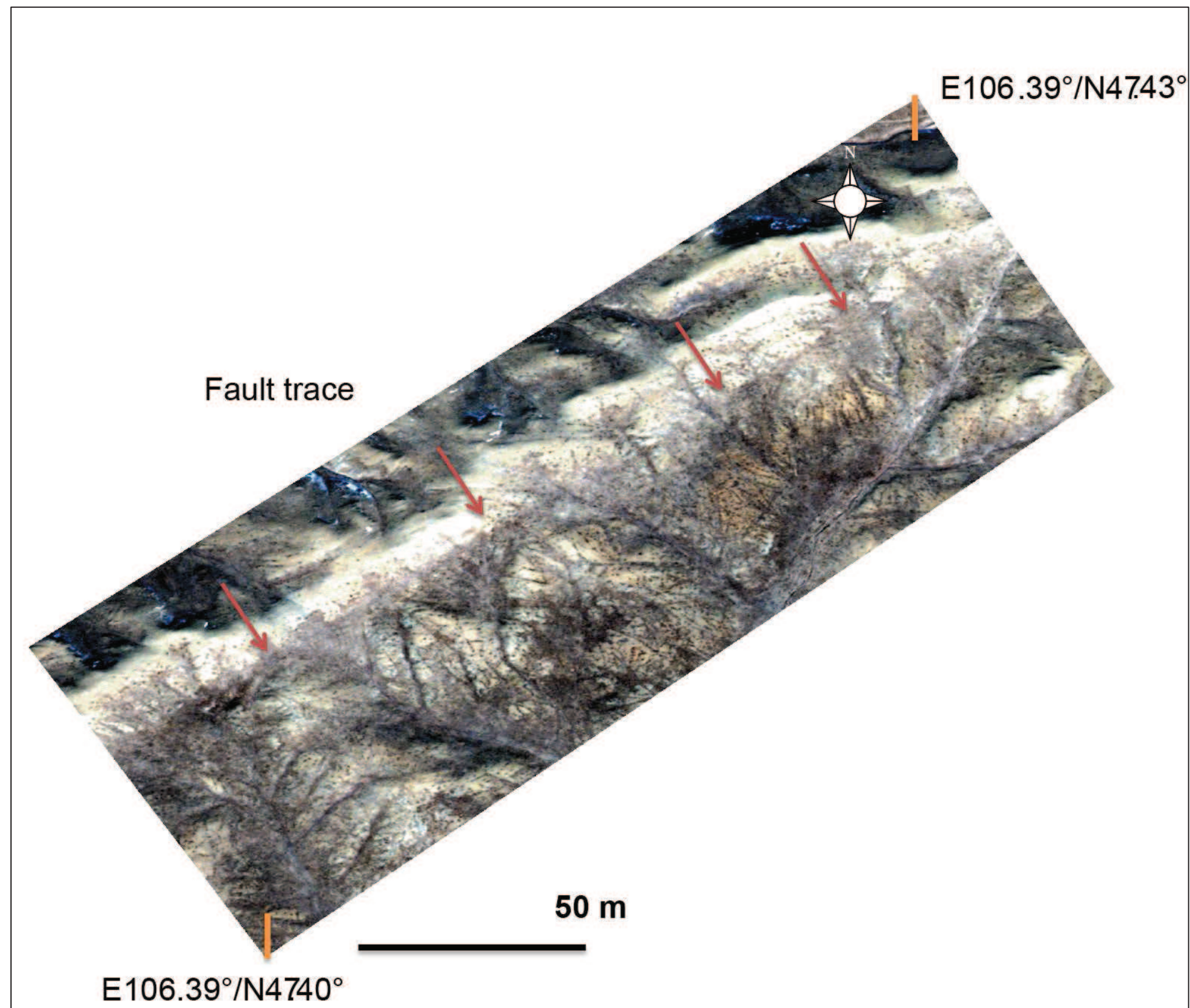


Figure 2-10a: The geomorphology of the Sharkhai fault. The trace is eroded in some locations (background is Google Earth). For location see Figure 2-10.

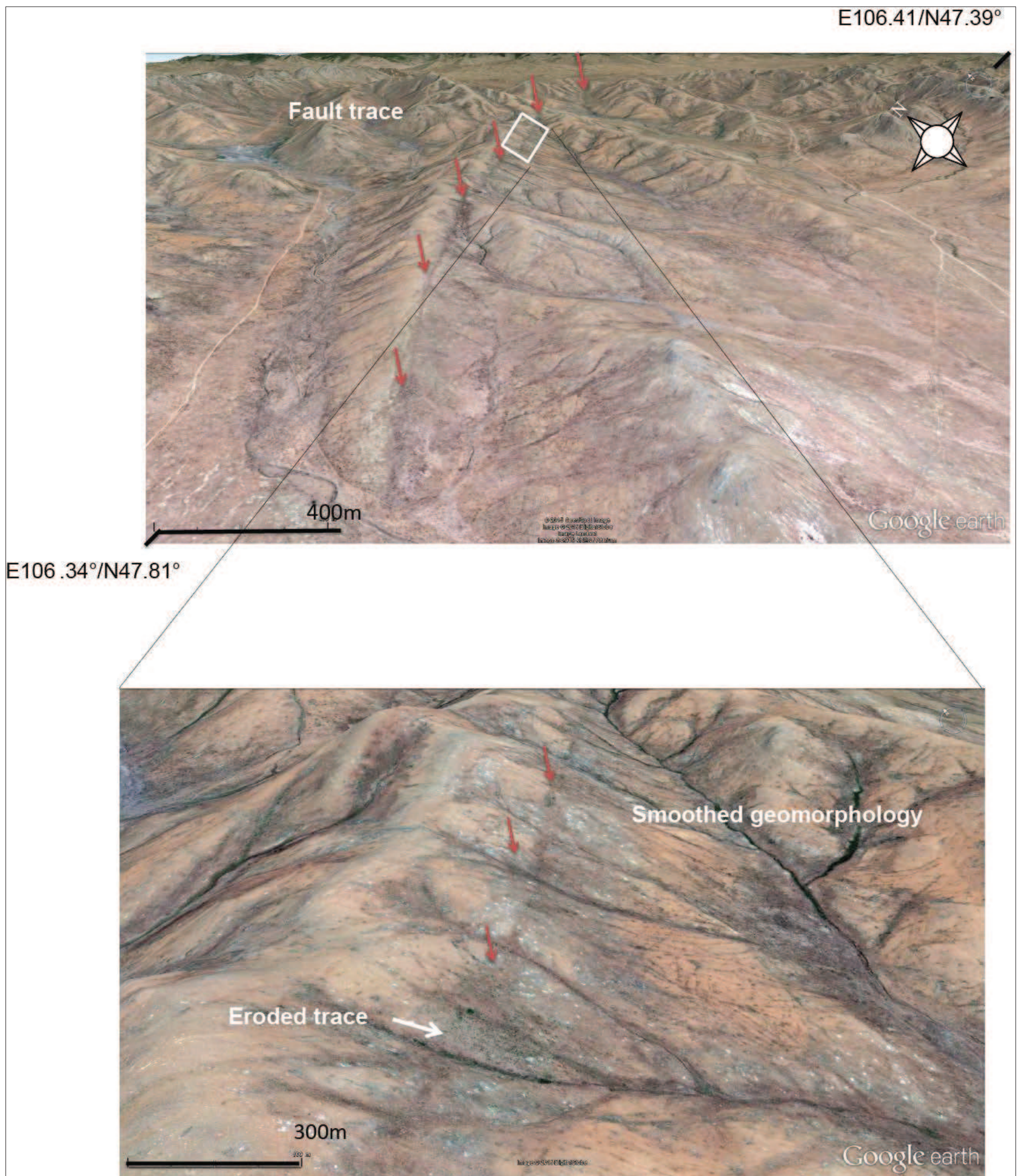


Figure 2-10b: The geomorphology of the Sharkhai fault. The geomorphology is smoothed and the trace is eroded in some locations (background is Google Earth). The photo is taken from eye direction on Figure 2-10.

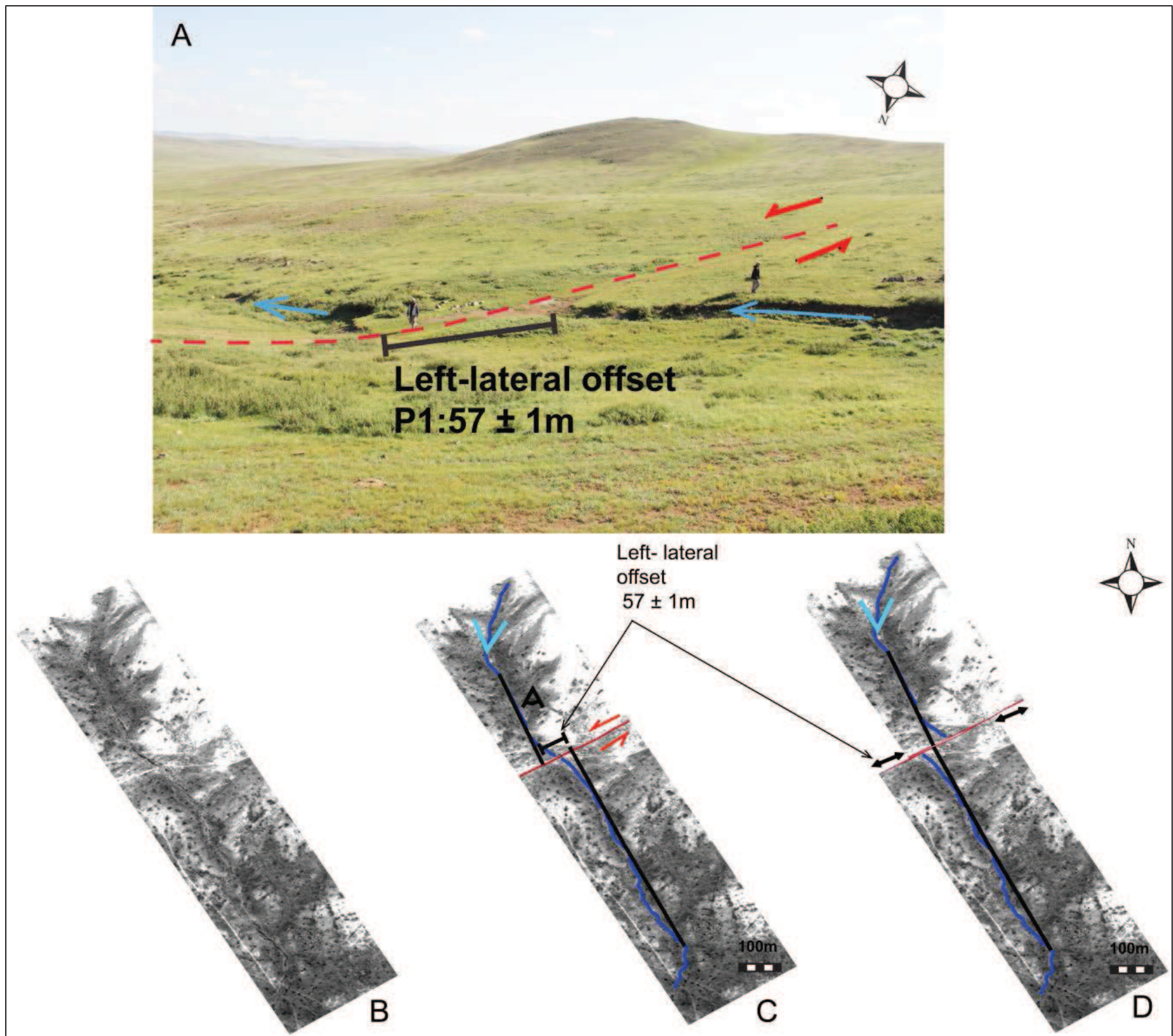


Figure 2-10: Drainage P1 shifted by left-lateral movement. A) Picture of shifted drainage (blue arrows). Red dashed line indicates the fault trace; black line is the measured offset. The north direction in the picture is approximate. B) Panchromatic Pleiades image displaying the shifted drainage. C) Present-day situation: the offset is measured on images by projecting the upstream and the downstream to the fault trace. D) Reconstruction of the drainage to its initial situation yields $57 \pm 1\text{m}$ of cumulative left-lateral offset. The uncertainty of the offset is estimated by realizing several tests. Light blue arrow shows the water flow direction. (For location see Figure 2-9). (Note: due to the dimension of this figure, it is found in a digital version (DVD)).

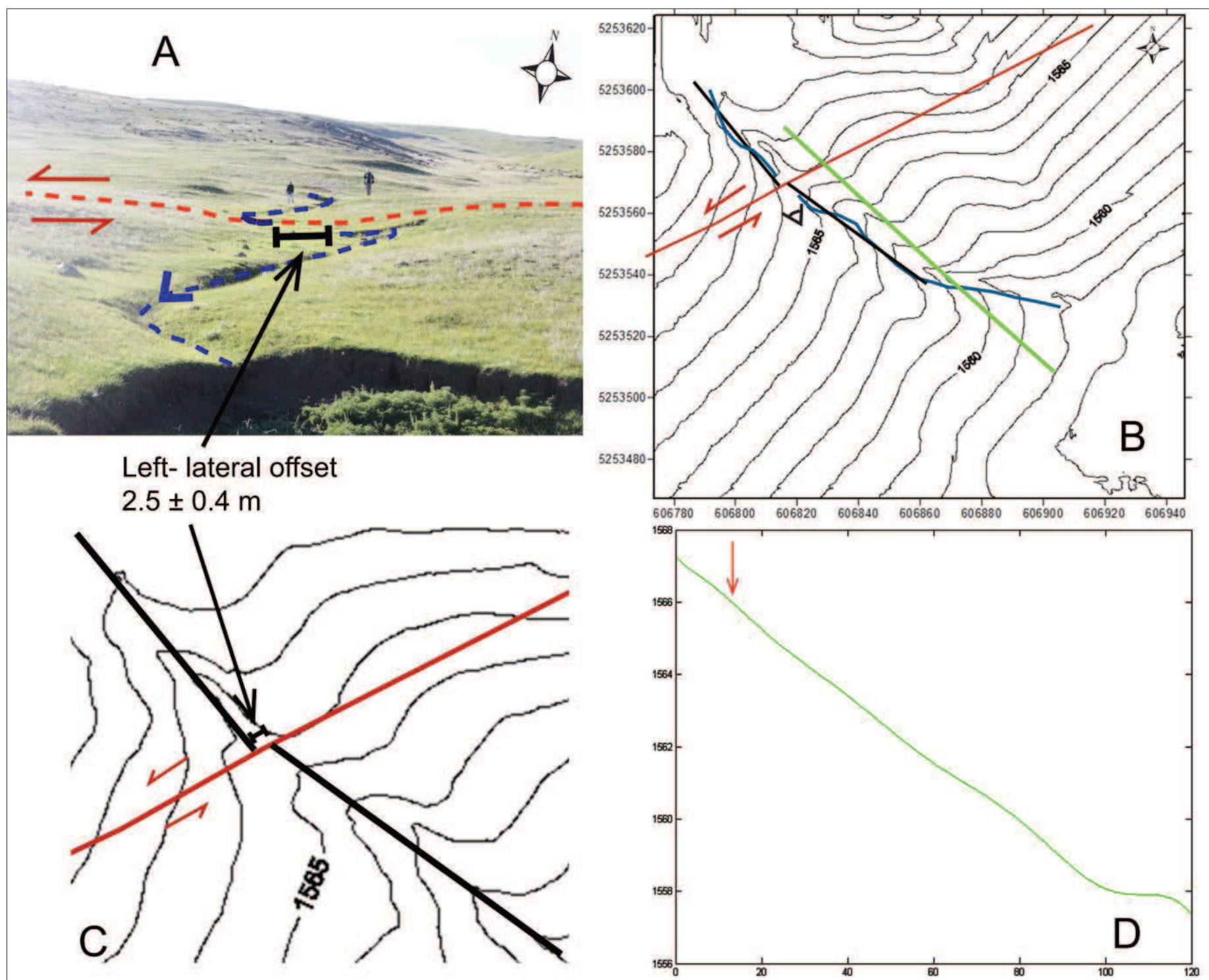


Figure 2-11: Offset of drainage P2 located at E106.42°/N47.43°. It displays $2.5 \pm 0.4\text{m}$ of left-lateral offset. A) Photograph of P2: red line indicates the fault trace and black line the offset. The north direction in the photograph is approximate. B) Topographic map (differential GPS measurements) used to measure the offset following Lienkaemper (2001) method. C) Zoom of the offset area. D) Topographic profile, made with differential GPS measurements, attests that there is no vertical component (red arrow indicates to the fault location). For location see Figure 2.-9.

Then, the surface rupture continues through Quaternary deposits (alluvial sediments) and we lost its trace in some places. It changes its direction 7° locally at $E106.41^\circ/N47.42^\circ$ (from $N48^\circ E$ to $N55^\circ E$) (Figure 2-13). From $E106.43^\circ/N47.43^\circ$ to $E106.45^\circ/N47.45^\circ$, the fault strikes $N47^\circ E$ and exhibits two step-overs (Figure 2-12), one jog-bend of 173 m, a strike change of 8° anticlockwise (from $N55^\circ E$ to $N47^\circ E$) (Figure 2-13) and one left step-over of 61 m width and 6° clockwise strike change (from $N47^\circ E$ to $N53^\circ E$). This jog is associated with many secondary branches but without particular geomorphologic features. At the north of the main fault trace, secondary branches are more or less parallel to it. Their lengths range between 190 m and 600 m and strikes range between $N58^\circ$ and $N60^\circ$ (the main fault trace is oriented about $N50^\circ$ here) (Figure 2-12: secondary branches 1). South of the main trace, secondary branches with length between 500 m to 1.2 km are striking between $N62^\circ$ and $N74^\circ$ (Figure 2-12: secondary branches 2). These branches 2 seem to be related to a unique fault (2.5 km).

Two drainages, P3 at $E106.44^\circ/N47.44^\circ$ and P4 at $E106.45^\circ/N47.44^\circ$ (Figure 2-12), display $32 \pm 1\text{m}$ (Figure 2-14) and $11 \pm 2\text{m}$ (Figure 2-15), respectively, of cumulative left-lateral displacements. The reconstruction of the tow drainages to their initial situation before the earthquake(s) suggests the presence of cumulative vertical component (compressive) but in the field no evidence of this component is found.

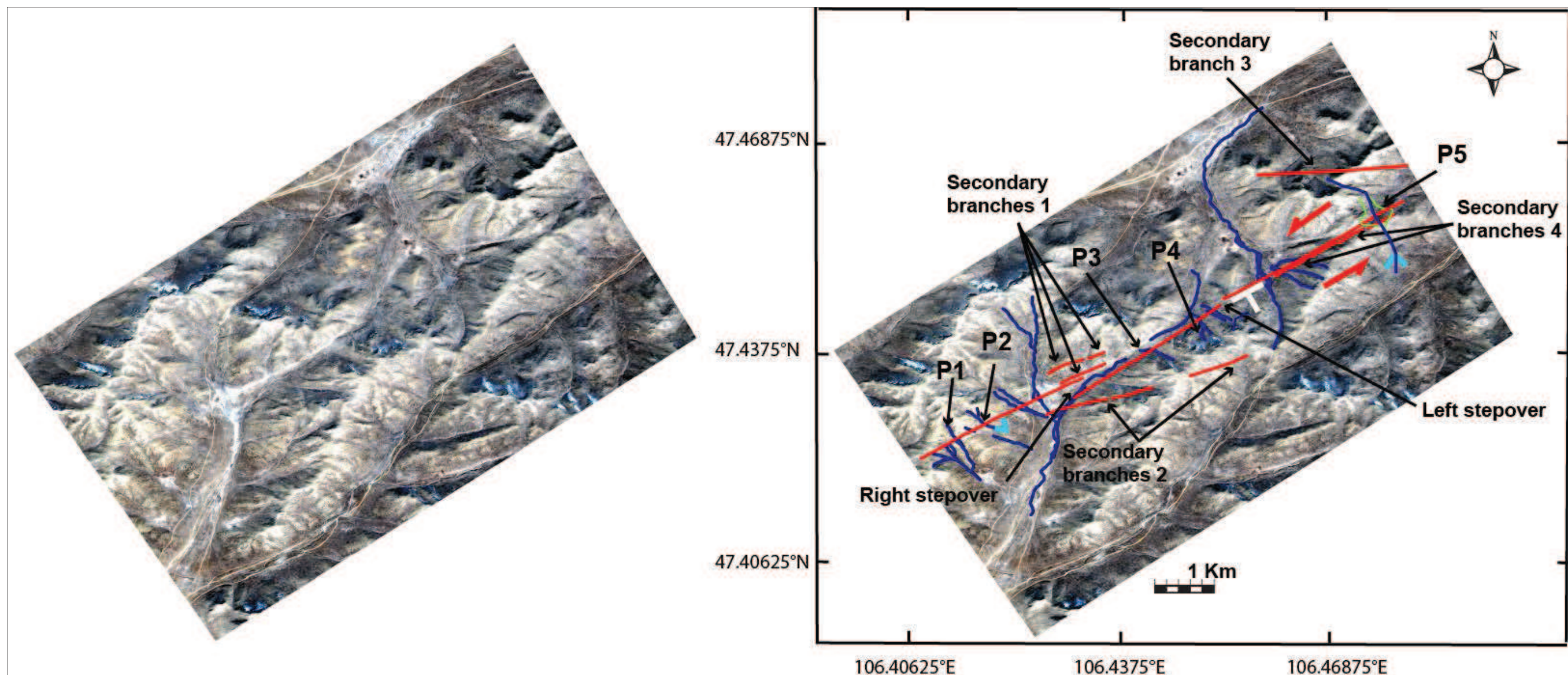


Figure 2-12: Two right jog-bends and left jog with 173 m and 61 m width, respectively. No geomorphic features formed within these jogs. The drainage system (blue line) shows left lateral kinematic: P3: 32 ± 1 m, P4: 11 ± 2 m and Quaternary deposits P5: 36 ± 1 m. Several branches, arranged in successive segments, extend subparallel or oblique to the fault trace. Blue arrows indicate drainages direction. For location see Figure 2-9. (Note: due to the dimension of this figure, it is found in a digital version (DVD)).

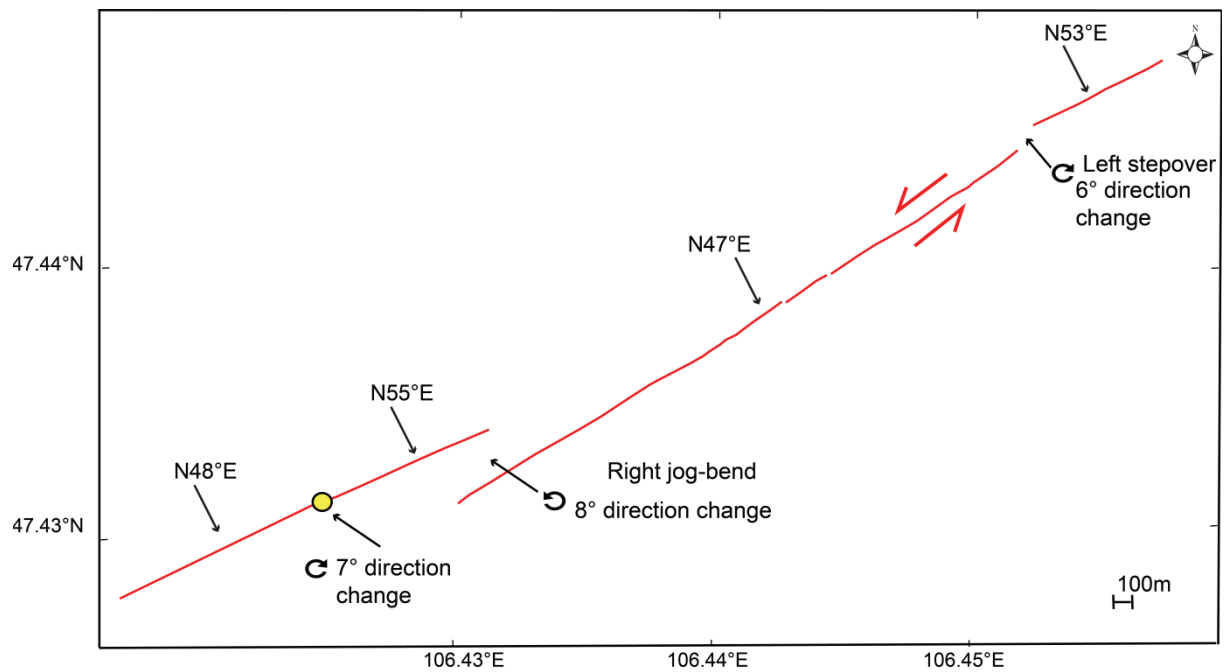


Figure 2-13: Local azimuth change of the Sharkhai fault. Right and left step-overs are observed: in the right one, the fault bends locally 7° clockwise, 8° anticlockwise and 6° clockwise. No vertical offset, associated to this change, is observed. For step-overs location: see Figure 2-12.

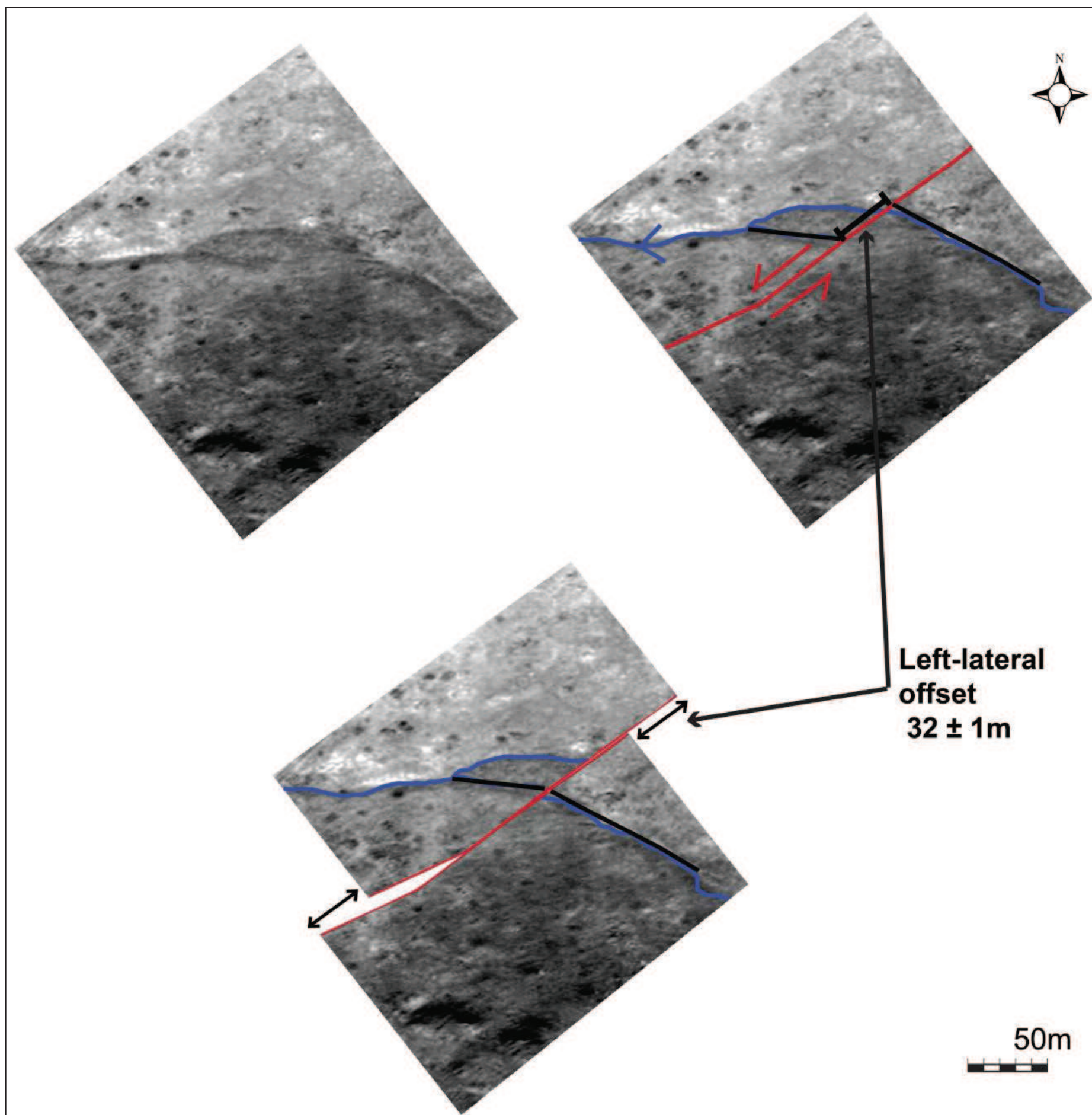


Figure 2-14: Panchromatic image shows shifted drainage (P3) by $32 \pm 1\text{m}$ cumulative left lateral movement. The offset is measured on Pleiades image by projecting the average direction of the upstream and downstream on the fault trace (red line). The reconstruction of the drainage suggests a compressive component, but no evidence of this component was found in the field. For location see Figure 2-12.

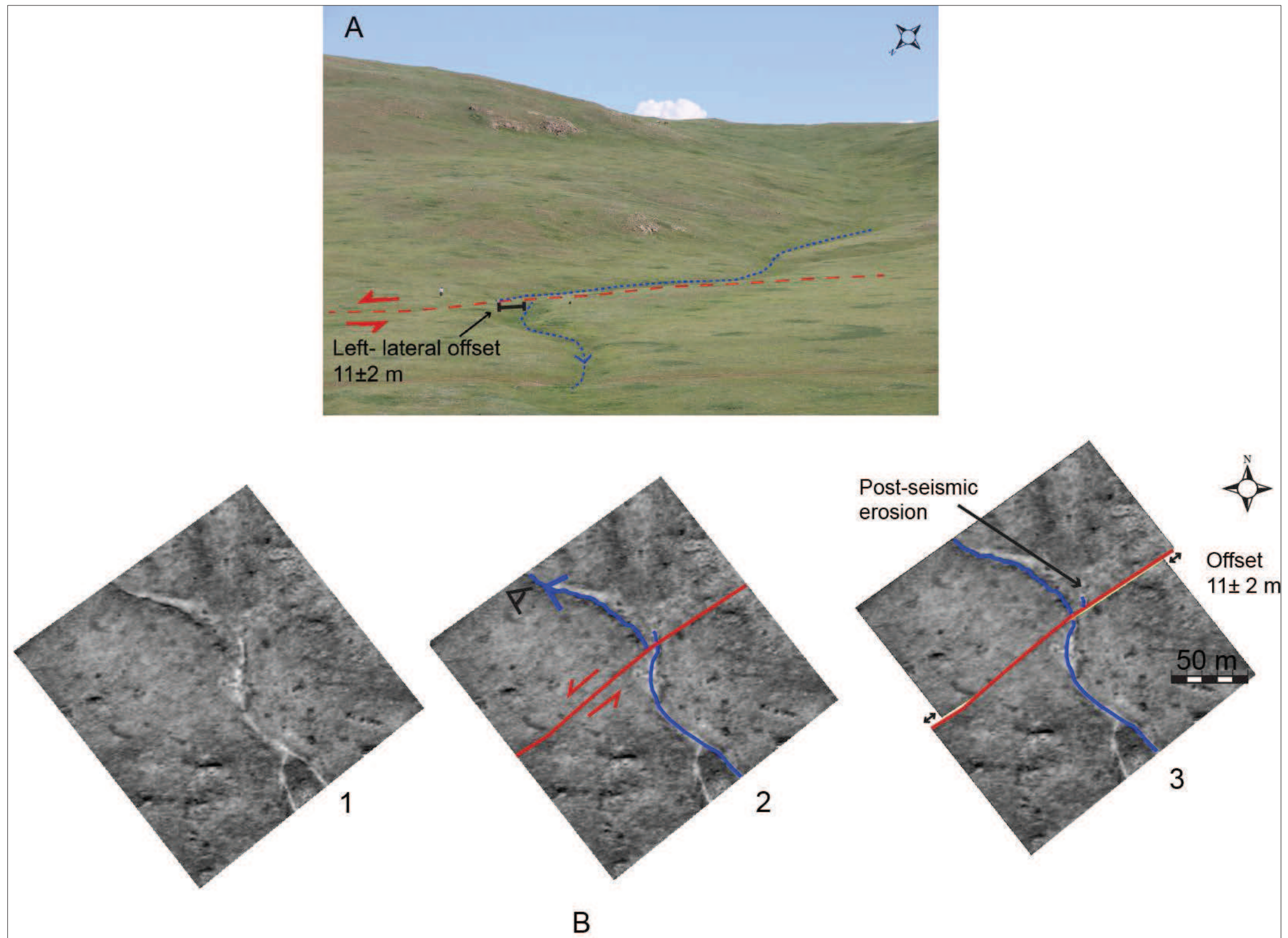


Figure 2-15: Offset of drainage P4 on the Sharkhai fault. A) Photograph of shifted drainage: dashed red line indicates the fault trace; black line is the measured offset. The north direction in the photograph is approximate. B) Reconstruction of the shifted drainage to its original situation in order to estimate the displacement. 1) Panchromatic image shows P4. 2) Present-day situation. 3) Reconstruction of the drainage to its initial situation yields 11 ± 2 m of cumulative left-lateral offset. The uncertainty associated to the offset estimation is obtained by realizing several retro-deformations. For location see Figure 2-12.

More to the north, at E106.46°/N 47.45°, a clear left lateral movement of 36 ± 1 m is measured on Pleiades images where the fault displaces Quaternary alluvial deposits (Figure 2-16). Here we took an example to calculate the fault dip, which is about 72° (Figure 2-17).

This location could be a good candidate for future paleoseismic investigations as the location of the fault is clear and the various deposits could be favorable for dating. This could help for the chronology of the past surface ruptures associated with large events. We did not select this place for the 2013 trenches because it has been discovered later using new Pleiades images and the offset was not obvious during the field survey.

North to this last offset, we observe an oblique, about 25° to the fault, secondary branch of about 1.6 km long (Figure 2-12, branch 3). From E106.46°/N47.45° to E106.48°/N47.46°, several others branches, arranged in successive segments parallel to the main fault, extend between 350 m and 900 m (Figure 2-12, branches 4). These branches show three successive step-overs: right one of about 22 m width, left one of about 7 m width and right one of 20 m width (Figure 2-18).

Area between south and north segments of the Sharkhai fault:

More to the north, between E106.48°/N47.46° and E106.474°/N47.473°, we observe a jog-bend, associated with a hill oriented N51° that subdivides the Sharkhai fault into two distinct segments: the south segment, described before, and the north one. This left extensional jog-bend of 1.4 km width is associated with 5° clockwise direction change (N50° at the south segment to N55° at the north segment) before a change of 8° clockwise. At a larger scale, the general strike changes between the south and north segments is 13° from N50° (the average strike of the south segment) to N63° (the average strike of the north segment). It is the main geomorphic discontinuity of the Sharkhai surface rupture. There is about 5 km of overlapping of the two segments at this large jog-bend (Figure 2-19). En se référant à d'autres séismes dans le monde, cette zone de faille pourrait être le lieu de la nucléation de séismes comme cela a été le cas lors du séisme d'Izmit [Turquie] le 17 Août 1999 (magnitude $M_w=7.4$). La nucléation de ce séisme était dans la zone de relais de Golcuk de 1-2

km de largeur et ce séisme a activé quatre segments le long de la faille nord-anatolienne (Lettis et al., 2002).

2.2.2. The north segment

This segment runs about 23 km from E106.474°/N47.473° to E106.75°/N47.57° through mainly Quaternary and earlier deposits. It trends between N55°E and N72°E, N66°E in average. Surface ruptures goes at lower elevation (mainly less than 1500 m) than the south segment (1450 m to 1645 m) (Figure 2-3). In many places, the trace is lost when it crosses wide Quaternary deposits. The fault shows linear and regular geometry, and, in contrast to the south segment, is characterized by the absence of overlaps, offsets and step-overs along the segment. On the other hand, the north fault segment is bordered by more secondary branches than the southern one. Several secondary branches of length between ten meters to few kilometers are splayed, sub-parallel or oblique to the main surface rupture, with different azimuths ranging between N58°E and N77°E. Drainage pattern along this segment is less complex and less frequent (Figure 2-20). The traces of the horizontal displacement are also less preserved.

In the following discussion, the observations are described from SW to NE.

Secondary branches and bend associated to the main rupture of the north segment

Near the southern tip of the north segment, at E106.5°/N47.5°, the strike is N55°E then it turns to N63°E (8° clockwise change), the main north segment strikes until its NE tip. At E106.54/N47.5°, north of the main fault, an oblique secondary branch runs about 2.4 km length and trends N56°E (Figure 2-21: secondary branch 1). It could be the continuation of the N55°E segment (southern tip, see "[Segmentation de faille](#)"). Two shorter branches, striking N49°E for about 236 m and 600 m, are detected at E106.63°/N47.53° (Figure 2-21: Secondary branches 2).

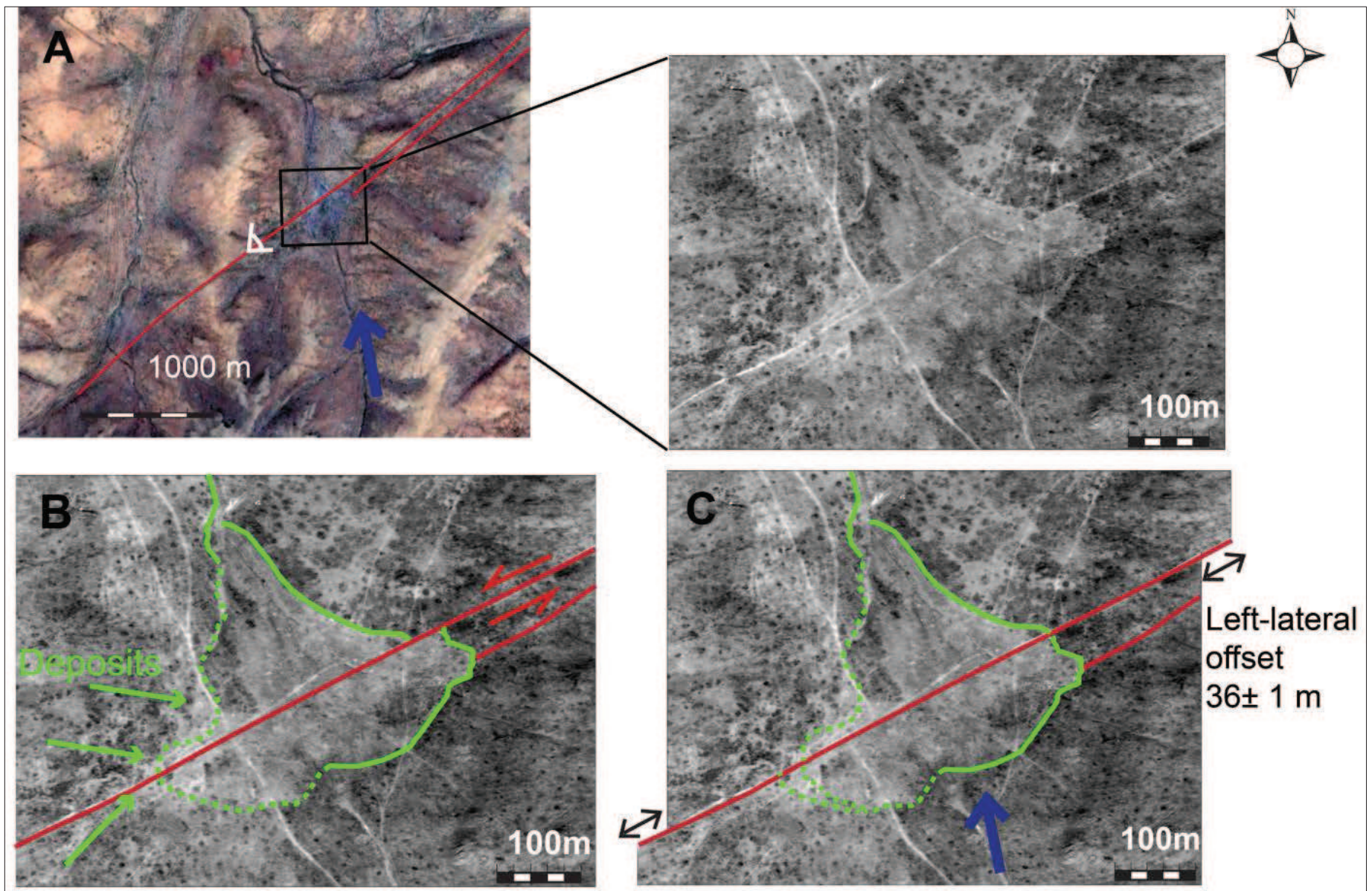


Figure 2-16: Quaternary deposits (P5), formed by drainages, affected by left-lateral offset. A) Google earth imagery showing the surface rupture and the location of the images B and C. B) Present-day situation. The fault traces are marked with red lines. The SW side of the deposits is hidden by the lateral deposits from NW hill (light green arrows). C) Reconstruction of the NE side of the deposit to its initial situation shows a 36 ± 1 m of cumulative left lateral offset (blue arrows indicate drainage direction). (Note: this figure is found in a digital version (DVD)).

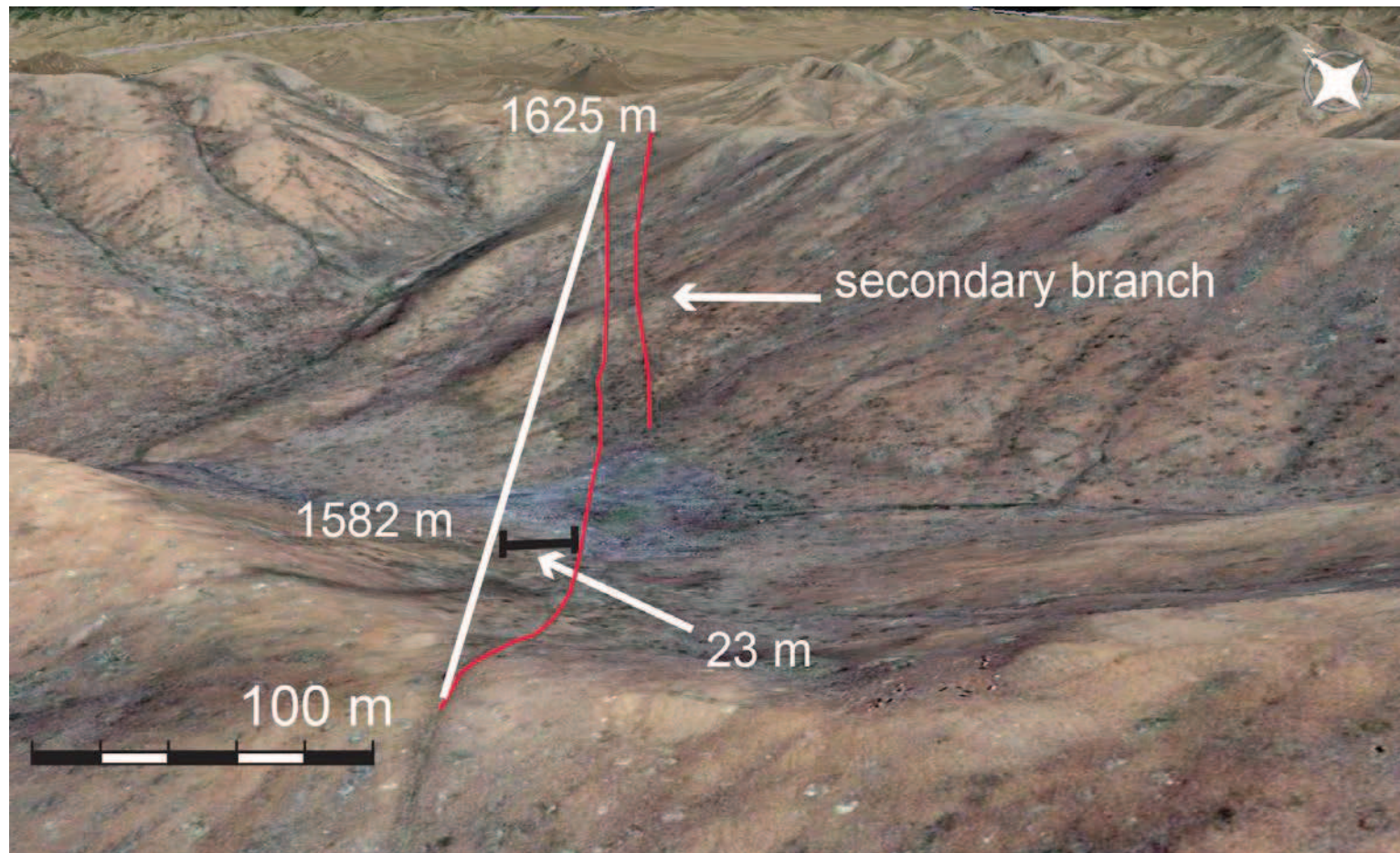


Figure 2-17: Image Google Earth used to calculate the dip of the Sharkhai fault (marked with a red line) by making a vertical profile (white line). The fault dips about 72° to the southeast (view of the photo indicated on Figure 2-16: A). Note the secondary branch. The red line is the intersection of the fault and the valley, the white line is the intersection of a vertical plan and the valley. The horizontal distance (23 m) and the difference in altitude ($1625 - 1582 = 43$ m) allows us to estimate locally the fault dip: the dip = $90^\circ - \tan^{-1}(23/43)$.

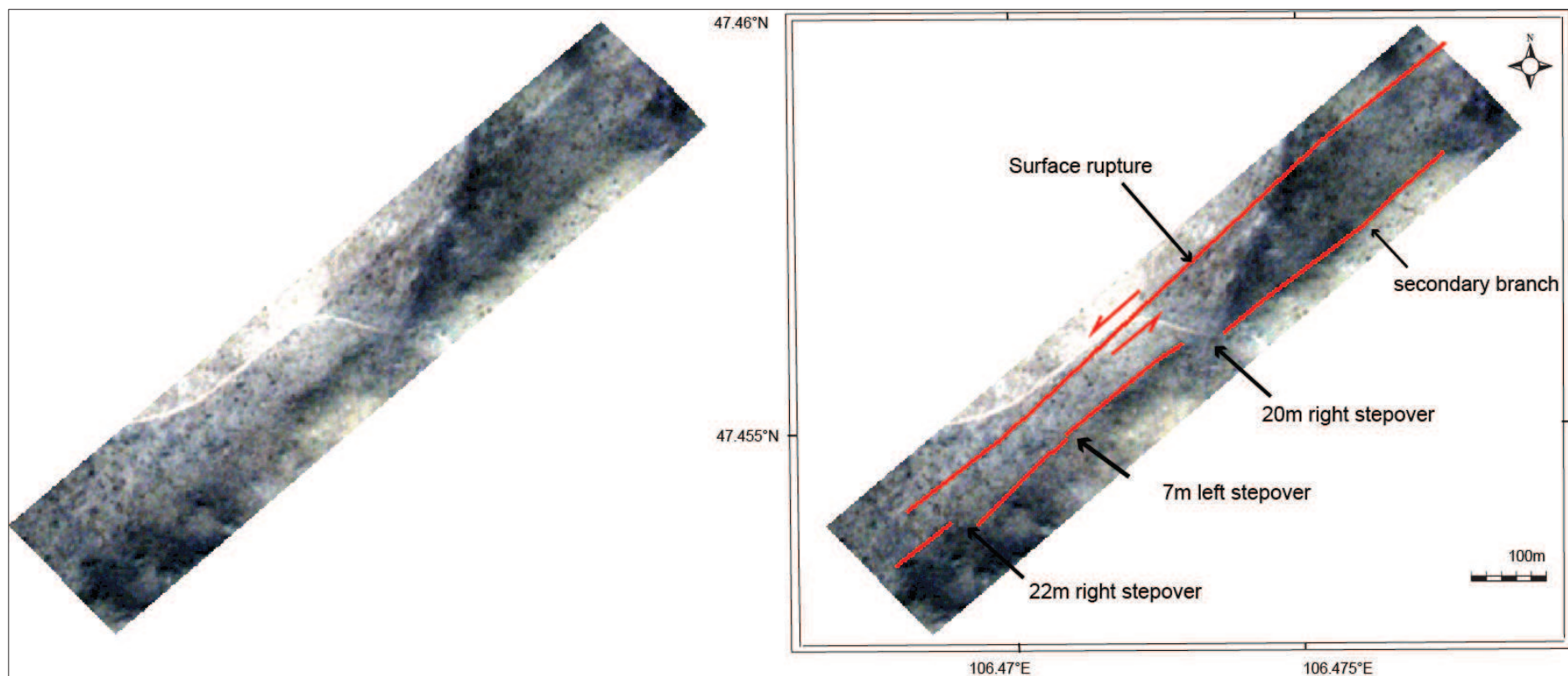


Figure 2-18: Four secondary branches, parallel to the main fault and arranged in successive segments, show three step-overs with meter-scale width. For location see Figure 2-12: secondary branches.

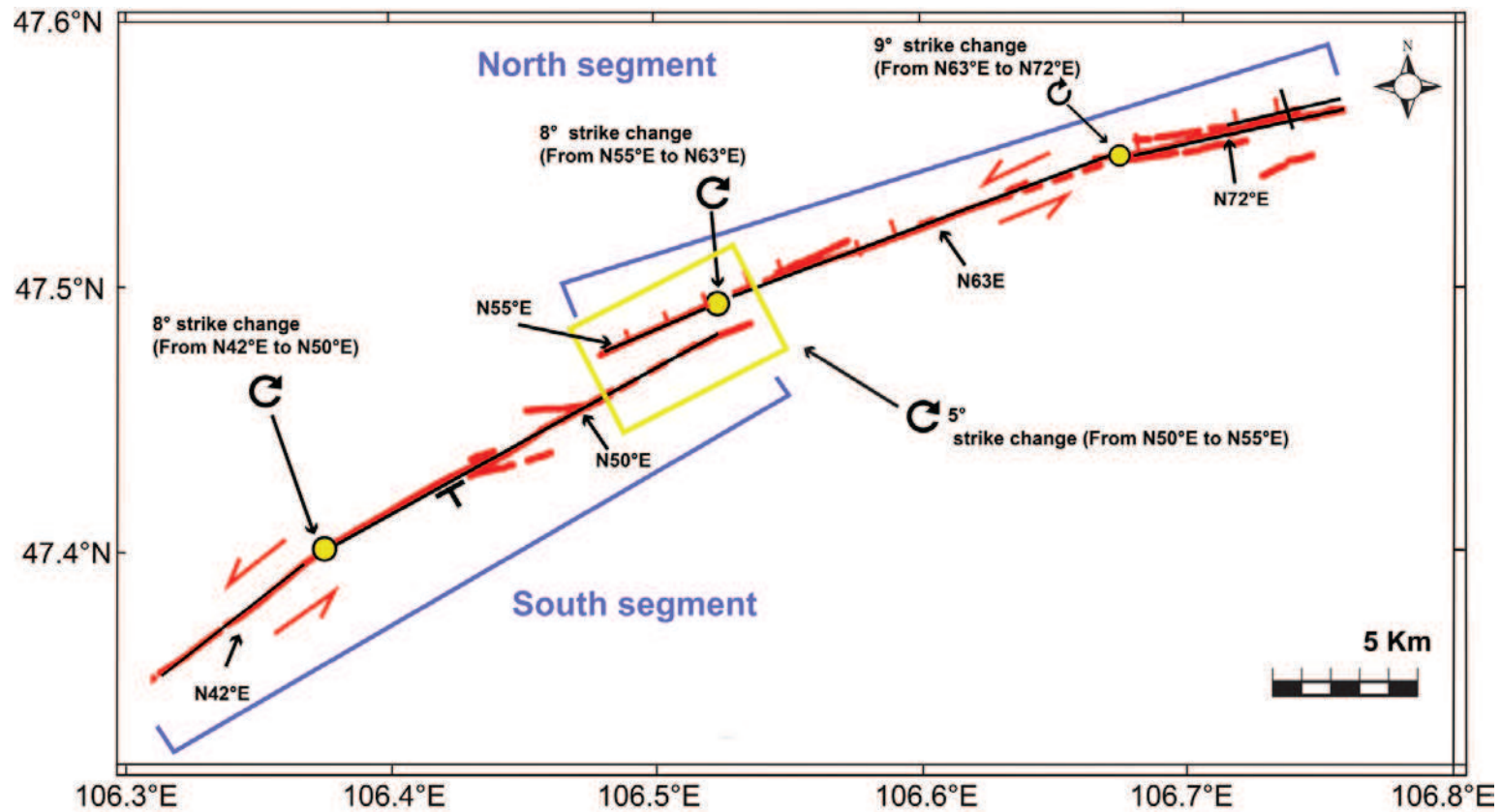


Figure 2-19: Major strike changes (according to the average direction of every segment) along the Sharkhai fault. Yellow circle shows the location of the strike change. Note the left jog-bend (yellow rectangle) which divides the fault in two segments: south and north segments, with a 5° clockwise strike change (from N50° to N55°). Also, note the change in the main strike (13° clockwise) between the south segment (N50°) and the north one (N63°). This strike change accommodates normally a vertical component; only an apparent vertical offset (≤ 50 cm) is observed on the field in the north segment.

To the NE, starting at E106.66°/N47.55°, we can observe a set of more or less long secondary branches and several double bends giving a more complex structure of the NE end of the north segment. I divided these branches into 3 groups. The first group is located between E106.66°/N47.55° and E106.673°/N47.55°, and contains two nearly aligned branches with, from west to east, a length of about 618 m and 1.2 km, and an orientation N83°E and N71°E (Figure 2-21: secondary branch 3 and branch 4). The branch 4 stops at its junction with the main fault.

The second group is located more to the NE, at E106.675°/N47.554°, with three successive and aligned secondary branches (Figure 2-21: secondary branches 5). Their strikes, from west to east, are N85°E, N76°E and N82°E and are then very oblique (10 to 19°) to the main fault strike (oriented N63°E in average). The eastern one stops also when it reaches the main fault. The individual length traced at surface is, from west to east, about 350 m, 1.2 km and 520 m. These three branches seem to be related to a unique fault (about 2.8 km long), despite its surface expression is lost locally at two places. The last group is at the south of the main trace and starts from it. It contains two aligned branches: the first one, about 1.13 km long and striking N77°E, the second runs about 2 km and strikes N74°E (Figure 2-21: Secondary branches 6). In this area at E106.68°/N47.55°, the fault trends from N63°E to N72°E (Figure 2-28).

In the area of the branches 3 to 6, we can observe a local double bend of 9° (Figure 2-22 and Figure 2-27). The main strike of the fault in this area is N72°E turning clockwise 5° from the main north segment orientation (N63°E).

At E106.70°/N47.56°, the fault cuts Quaternary local deposits, as colluviums, in a local gentle valley or forelands. The drainages are active only during important rains, and stay dry during the main part of the year. The location of the fault is clear, enhanced by a difference in the grass color and a local small scarp (≤ 50 cm) suggesting potential vertical offsets (extensive).

This site appears to be a good candidate for paleoseismic trench (see [Muka-L Trench](#), opened in 2013) as the fault location at surface is precise and the deposits are suitable to preserve datable deposits, which could give an access to the history of the fault activity (Figure 2-2).

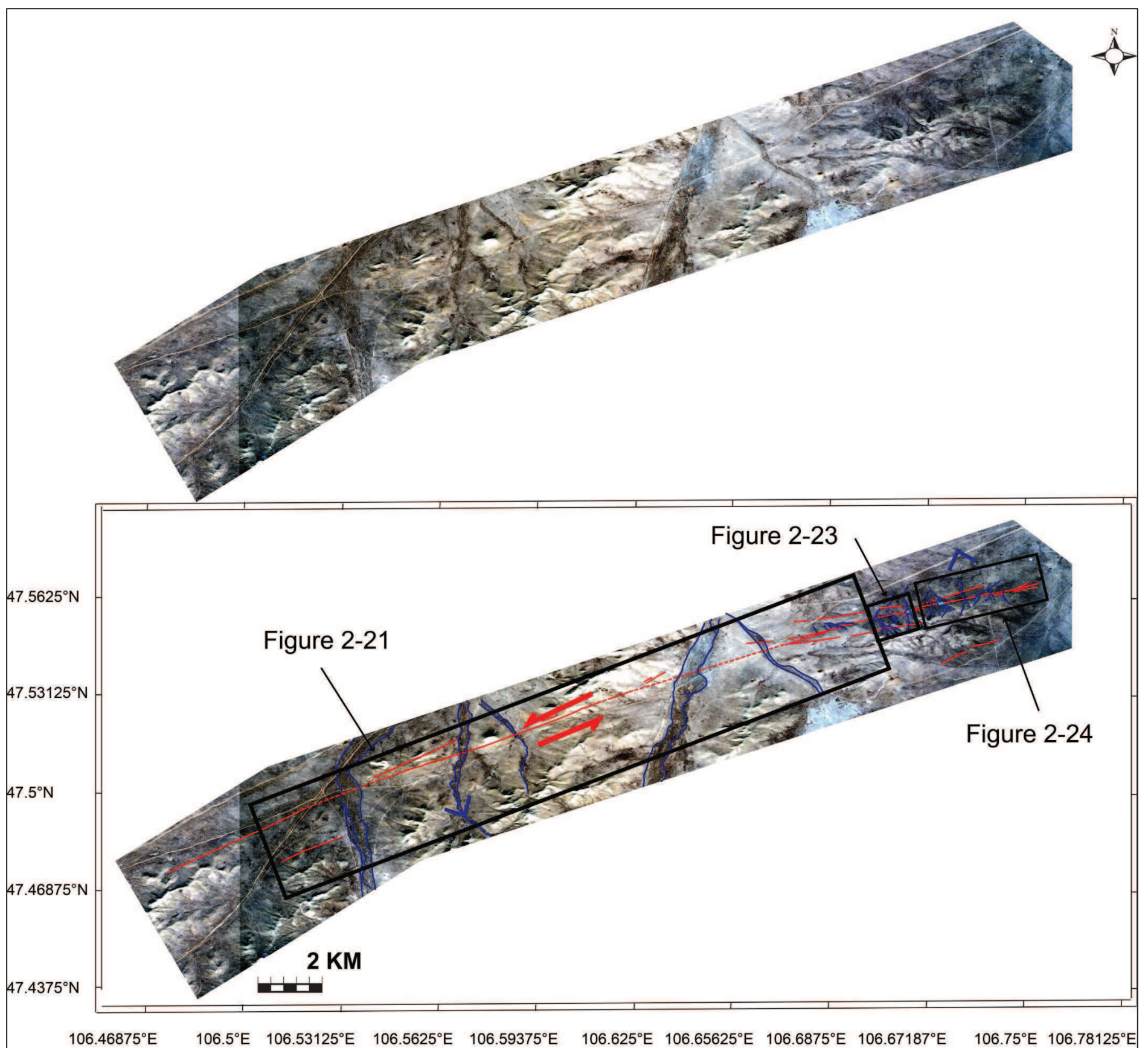


Figure 2-20: North segment of the Sharkhai fault (red line). It extends, with a linear geometry, for 23 km and strikes N63°E in average. Secondary branches oblique or sub-parallel to the main fault are traced in red also. Blue arrows indicate the direction of water flow. For location see Figure 2-2. Due to the dimension of this figure, it is found in digital version (DVD).

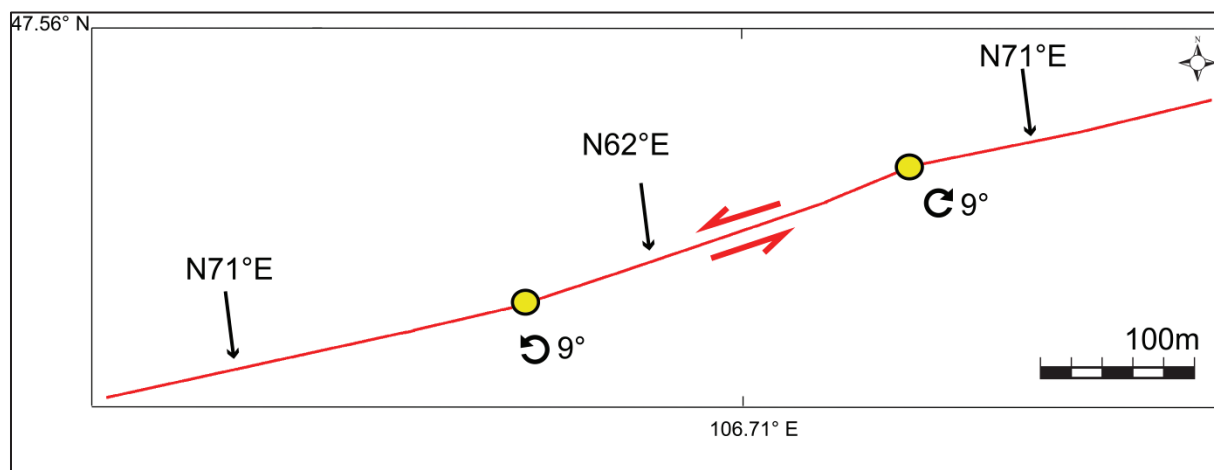


Figure 2-22: Schema of the north segment local double bend, 9° anticlockwise and 9° clockwise (yellow circles), at E106.69°/N47.55°. The change of fault direction suggests the presence of extensive component; a small scarp (≤ 50 cm) is observed in the field near the trench site. For bend location see Figure 2-27, for trench location see Figure 2-23 Figure 2-23.

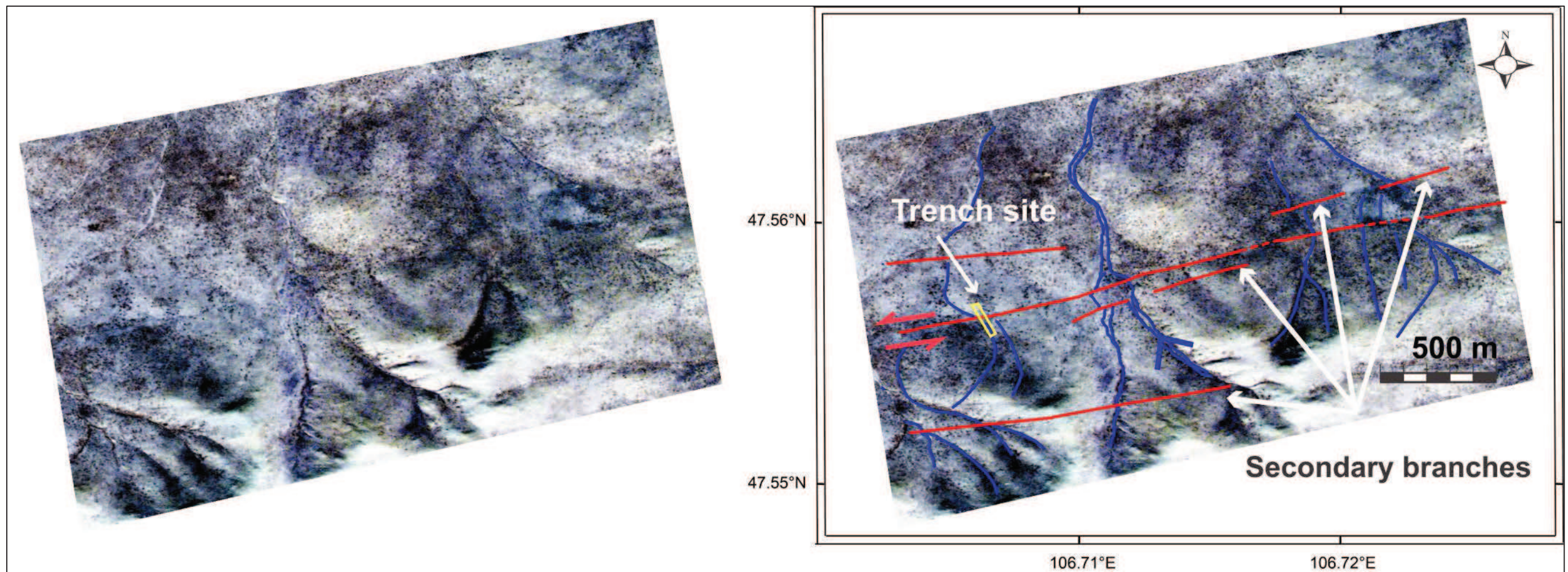


Figure 2-23: Muka-L trench site location, at 106.7°E/47.56°N, within Quaternary local deposits in a local gentle valley. For location see Figure 2-20 This figure is found in digital version (DVD).

North of the main fault, at E106.72°/ N47.56°, three short branches are arranged in aligned successive segments. They extend (from west to east) along about 225 m, 218 m and 853 m trending N66°E in average (Figure 2-24: , branch 7).

At the northern part of the segment, a clear evidence of horizontal slip has been detected at E106.73°/N47.56°, where a stream is shifted left-laterally by 20 ±1m (Figure 2-25). This is the only one identified along the north Sharkhai segment.

A small branch, north to the main fault, located at E106.75°/N47.56°, trends about N51°E and makes a 10° angle with the main fault (Figure 2-24: , branches 8).

South to the fault, at E106.74°/N47.56° and E106.75°/N56°, two aligned branches parallel to the fault cut recent deposits. The west branch extends about 400 m and trends N78°E, the east branch runs about 590 m along the N73°E direction. They are separated, as the continuity between these two branches is not clear despite largely suspected (Figure 2-24: , branches 9).

In the area of the Branches 7 to 9, at E106.749°/N47.565°, we can observe a local double bend of “8-12°” (Figure 2-22 and Figure 2-26).

The Sharkhai fault cannot be observed beyond E106.75°/N47.57°, neither on Pleiades nor on the field. The fault “disappears” when it reaches the sedimentary basin of Zuunmod on which the new international airport is today under construction. This basin is full of Quaternary deposits according to the available geological map; there is no evidence that the deposits of the basin hide the fault trace. The distance with the new airport is less than 10 km.

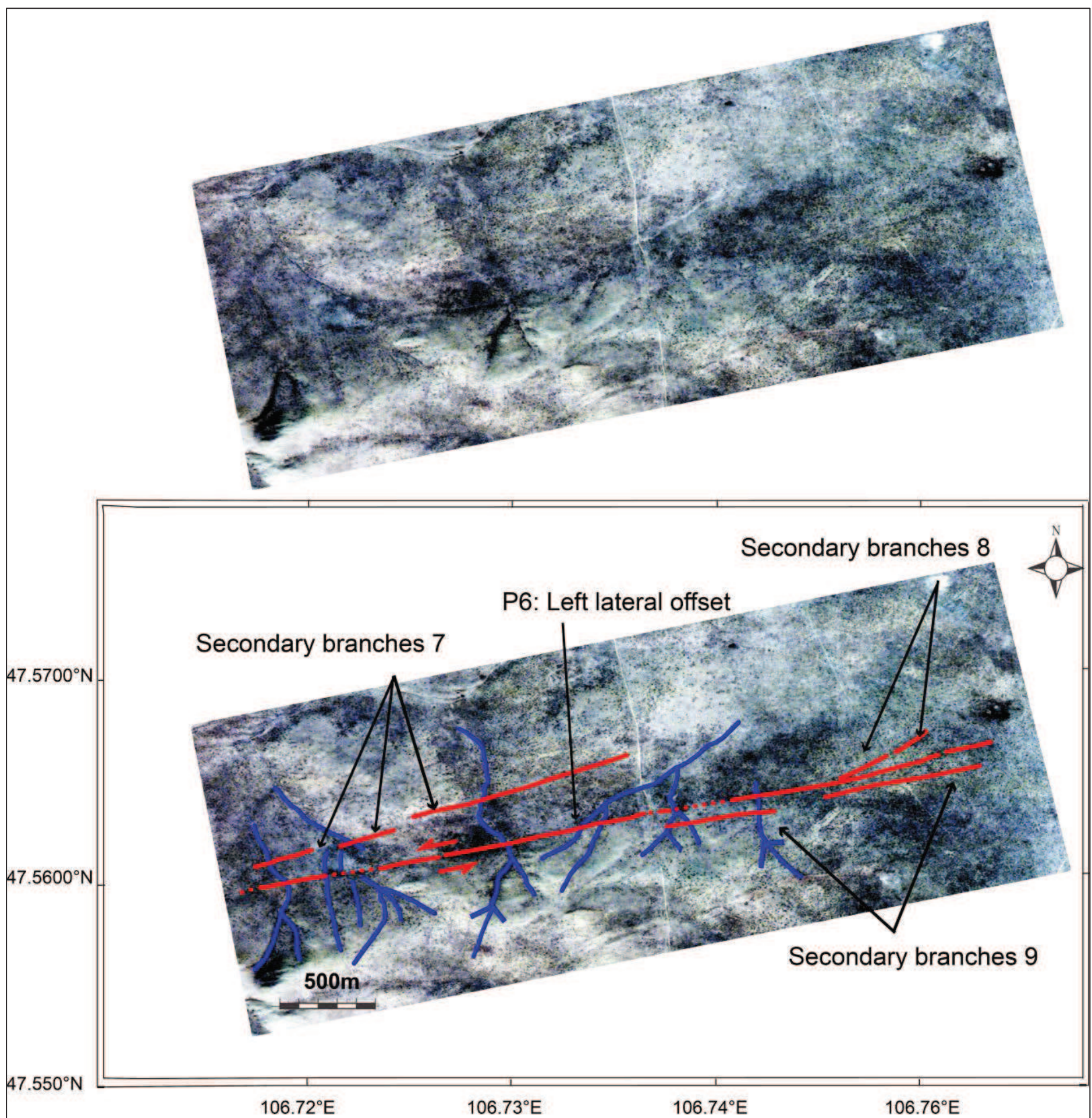


Figure 2-24: The northeast end of North segment (red line). Note that the fault trace is lost in some locations (dashed line). Drainage P6 presents an evidence of left-lateral slip. Note the secondary branches north and south to the fault. The fault trace is not observed beyond E106.75°/N47.57°. This figure is found in digital version (DVD).

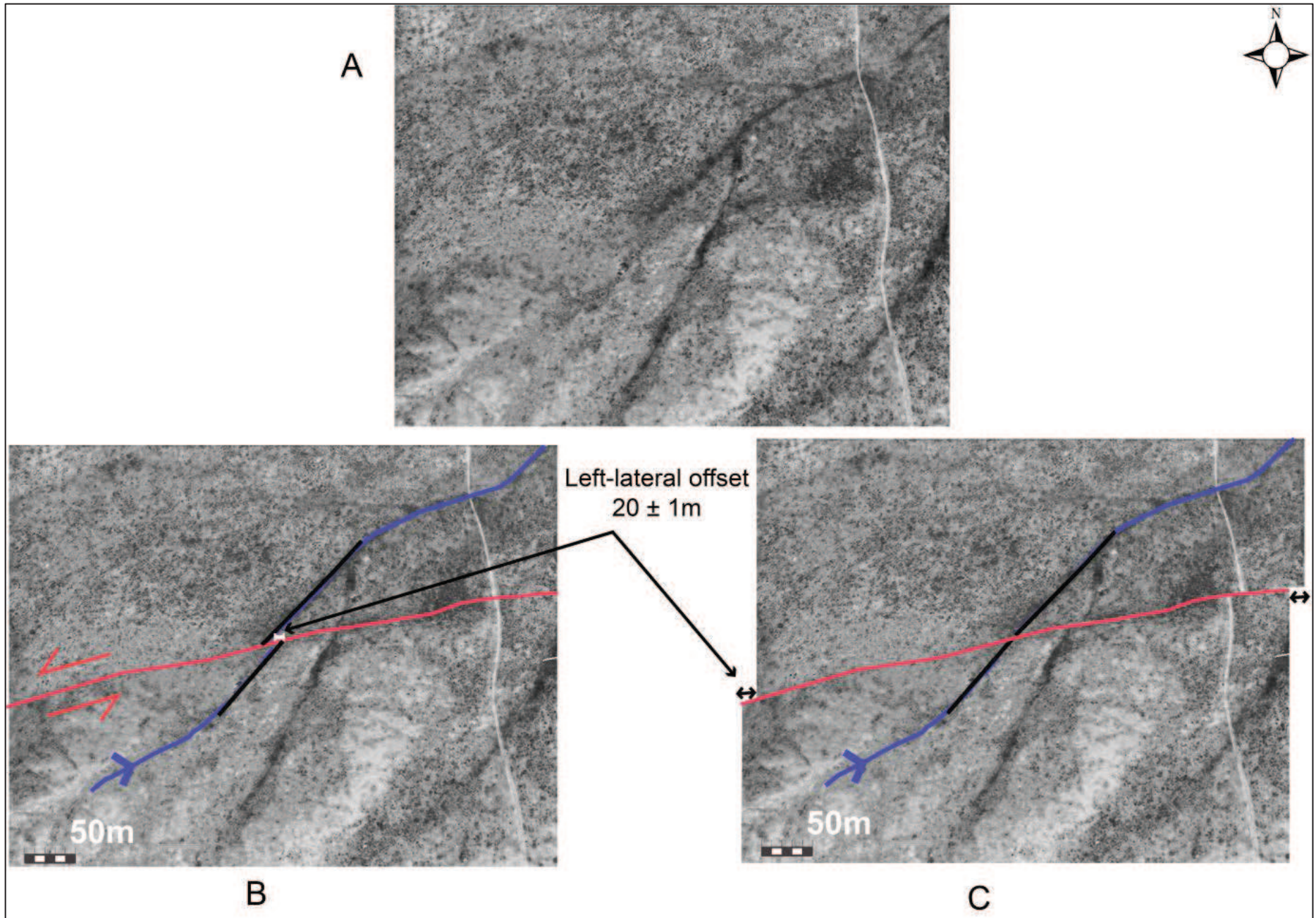


Figure 2-25: Left-lateral shifted stream of $20 \pm 1\text{m}$ (P6), at $E106.733^\circ/N47.562^\circ$. A) Google Earth imagery at the present situation. B) The fault trace (red line) and the shifted drainage. C) Reconstruction of the drainage to its initial situation shows the cumulative left lateral offset. For location see Figure 2-24:

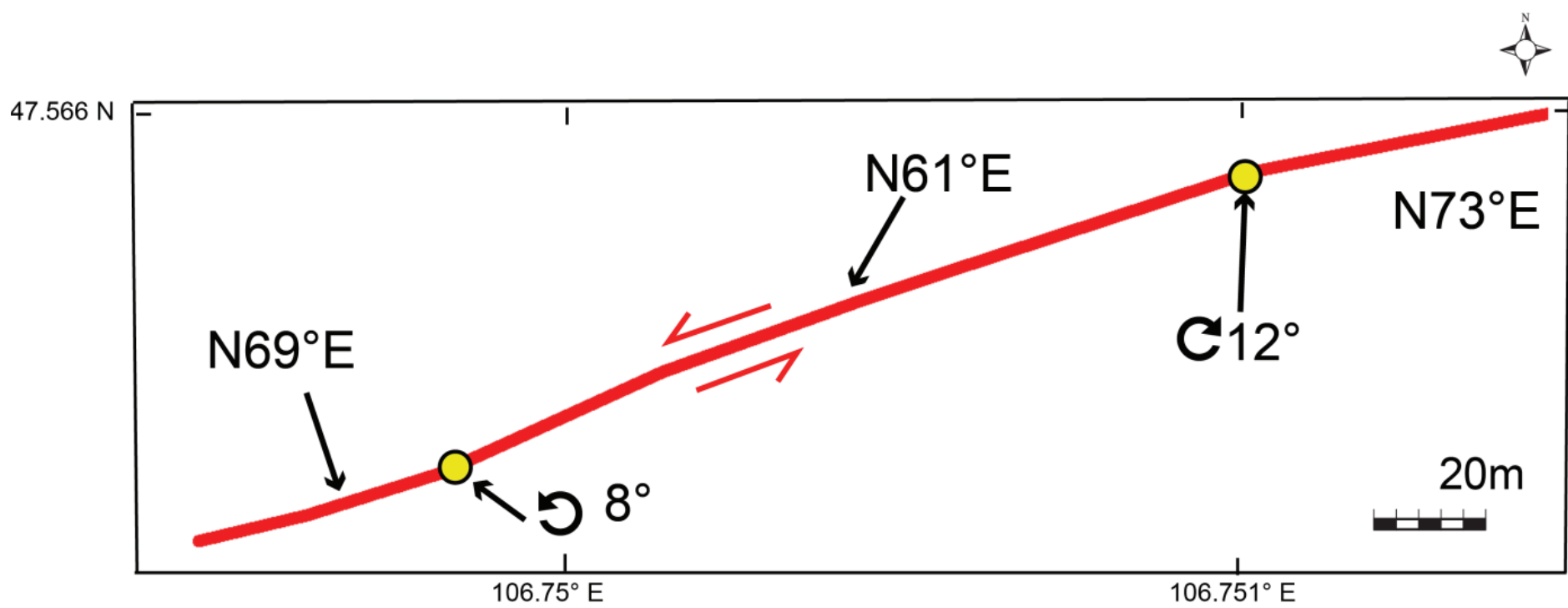


Figure 2-26: Local strike change of the north segment at $E106.749^\circ/47.565^\circ$. The fault bends 12° clockwise ($N61^\circ E$ to $N73^\circ E$) after 8° clockwise ($N69^\circ E$ to $N61^\circ E$). For location see Figure 2-27.

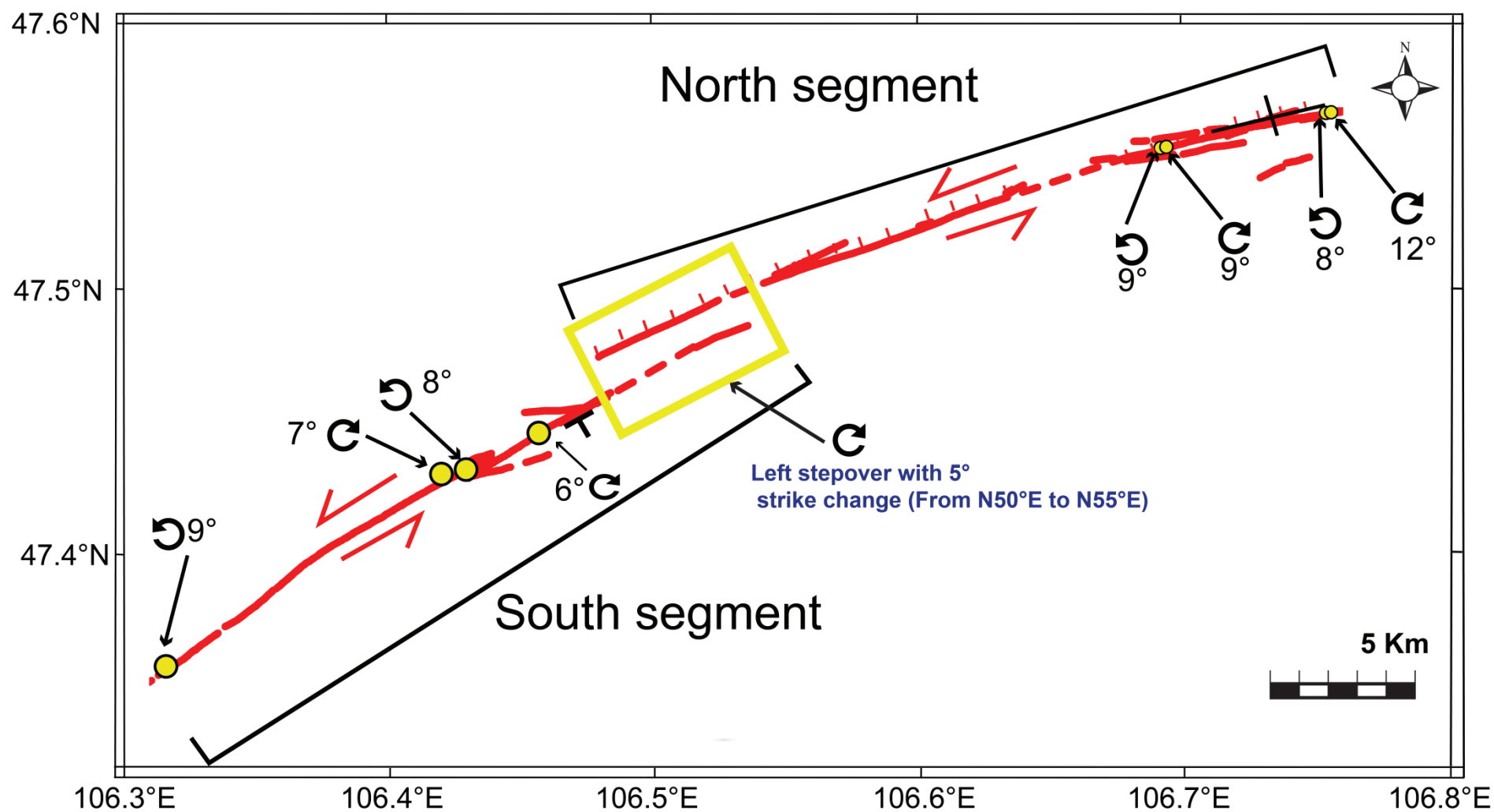


Figure 2-27: Local strike bends of the North segment.

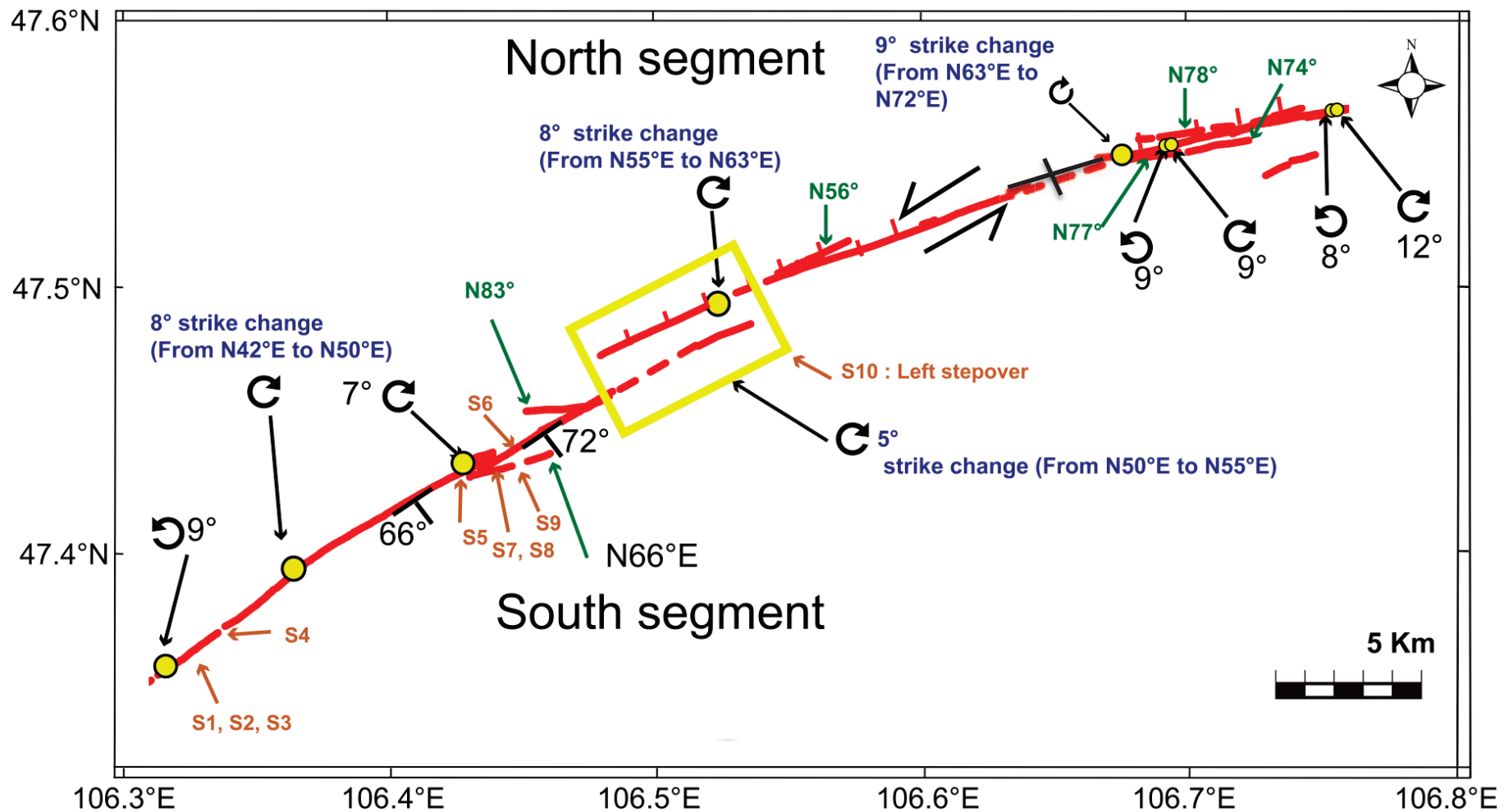


Figure 2-28: Summary of the main changes observed along the Sharkhai fault. Main changes of the average strike (in blue) and local strike (in black), step-overs (S, in orange) and the direction of the largest secondary branches (in green). The two main segments are separated by a left step-over, of about 1.4 km width and 5° clockwise strike change (yellow box). Note the 13° clockwise strike change of the average direction between the South (N50°) and North (N66°) segments.

Table 2-1. The step-overs identified along the surface rupture (in black) and the secondary branches (in italic) (Figure 2-28).

Location	Name	N. figure	Right step-over		Left step-over		Separation step-over	
			Width	Overlap length	Width	Overlap length	Width	Length
E106.322°/N47.363°	S1	Figure 2-7			3 m	3 m		
E106.3224°/N47.3634°	S2	Figure 2-7	4 m	30 m				
E106.323°/N47.364°	S3	Figure 2-7	7 m	4 m				
E106.332°/N47.37°	S4	Figure 2-8					70 m	300 m
E106.43°/N47.43°	S5	Figure 2-13	173 m with 8° local azimuth change	250 m				
E106.45°/N47.45°	S6	Figure 2-13			61 m with 6° local azimuth change	70 m		
E106.47°/N47.45°	S7	Figure 2-18	22 m	30 m				
E106.47°/N47.454°	S8	Figure 2-18			7 m	2 m		
E106.473°/N47.456°	S9	Figure 2-18	20 m	60 m				
E106.48°/N47.46°	S10	Figure 2-28			1.4 km	5 km		

2.2.3. Discussions about cumulative offsets

Geomorphic features (the drainage system for the Sharkhai fault) recorded cumulative and co-seismic left lateral displacements (Table 2-2). The cumulative left lateral offsets observed along the Sharkhai fault have variable sizes (from $2.5 \pm 0.4\text{m}$ up to $57 \pm 1\text{ m}$, Table 2-2). They are better preserved on the South segment than on the North one. This can be explained by several reasons:

- the drainages, which cut the surface rupture of the South segment, are more frequent and the associated incision more deep at the south than at the north;
- on the one hand, the surface rupture in the South segment runs through high topography with steeper slopes thus giving a highest energy to the drainage and facilitates a water concentration into one sole stream; on the other hand, in the North segment of the fault, the surface rupture runs near the piedmont of “moderate hills” with gentle slopes where there are several small drainages supplying a main drainage with most of time small incisions. Therefore, south drainages are better preserved than the northern ones.

The number of sites that recorded cumulative offsets is limited. Actually, the displacement value of the drainage is related to the erosion and the sedimentation processes, and also to the rate of deformation (Wallace, 1968). If the rate of deformation is low, as this is the case in Mongolia, the interseismic erosion and sedimentation can easily hide the morphology associated with surface ruptures.

The highest values for the offsets are preserved on the deepest or well established streams while smaller ones are observable when the stream is “more recent” and hence could not have recorded a large number of earthquakes with their associated offsets.

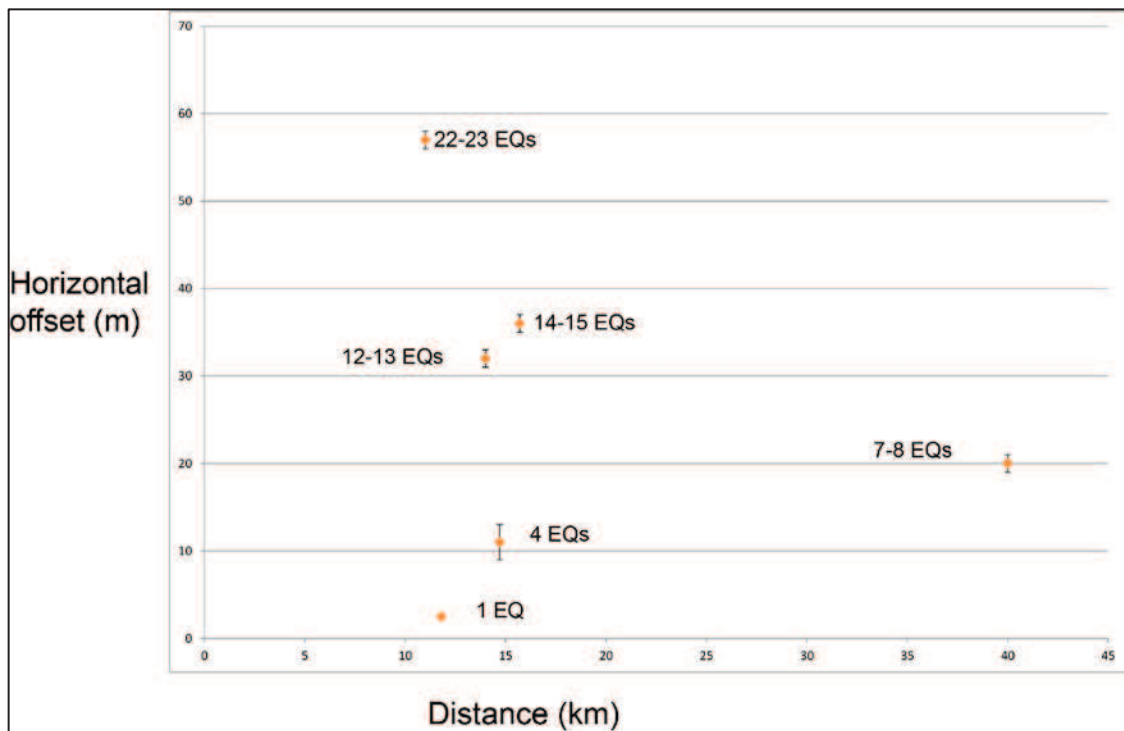
Several studies show that the offset variation over a tens to hundreds meters of distance, along strike slip faults, is common for a specific event (see for example: Barka et al., 2000; McGill and Rubin, 1999; Wallace, 1968); in these studies the variation is between co-seismic slip along the rupture. However, here we have access at only preserved cumulative offsets.

The minimum offset value of $2.5 \pm 0.4\text{m}$ (drainage P2) observed on the fault could be the co-seismic value (as discussed above). We can compare it, as discussed previously, with the average co-seismic offset of 2.5 m associated to the 1999 Hector Mine

earthquake in California (48 km fault long, $M = 7$) (Treiman et al., 2002). Consequently, and at this step of our knowledge, if we consider that 2.5 m co-seismic offset is characteristic of the Sharkhai fault as observed on others faults in Mongolia (Ritz et al., 2006; Klinger et al., 2011; Rizza et al., 2011), we can estimate how many earthquakes were necessary to build each cumulative offset observed on the Sharkhai fault (Graphic 3-1): the maximum displacement identified, $57 \pm 1\text{m}$, is hence associated to about 22-23 earthquakes.

Table 2-2: Summary of cumulative left lateral offsets measured on the Sharkhai fault.

Drainage name	Figure number	Horizontal offset (m)	Latitude (°)	Longitude (°)
P1	Figure 2-10	57±1	47.425	106.412
P2	Figure 2-11	2.5±0.4	47.4269	106.416
P3	Figure 2-14	32 ±1	47.437	106.441
P4	Figure 2-15	11±2	47.443	106.449
P5	Figure 2-16	36±1	47.44	106.46
P6	Figure 2-25	20±1	47.564	106.731



Graphic 3-1: Distribution of the cumulative offsets along the fault with error range. The horizontal axe presents the distance along the fault, the zero value corresponds to the beginning of the surface rupture in the southwest at E106.306°/N47.352°. The $2.5 \pm 0.4\text{m}$ offset value is considered as the co-seismic offset during one earthquake. The number of earthquakes that were necessary to build the cumulative offset is specified.

2.3. Earthquake scenarios and their impact on major issues in the area of Ulaanbaatar

2.3.1. Earthquake scenarios based on a segmentation hypothesis

To estimate the seismic potential of the Sharkhai fault on the regional major issue as the city of Ulaanbaatar -the purpose of our study- it is important to consider the various possible scenarios. Does the complete fault rupture by one large earthquake or is it segmented with several smaller events? Both are possible. Do the observations

(geometry, segmentation, displacement) tell us that only a particular scenario is possible? Should we consider all possible scenarios?

The method I used to identify the fault segmentation is based on geometric discontinuities (azimuth change $>5^\circ$ and step-over kilometer-scale) (Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Crone and Hiller, 1989; De Polo et al., 1991; Lettis et al., 2000) (Figure 2-28) (Table 2-1). However, the nucleation of the rupture on strike slip faults start often at geometric discontinuities so it is not easy to derive the potential scenarios only from the fault segmentation (J. McCalpin, 2009; Schwartz, 1988) especially when we have no information about the historical seismicity along the fault. Thus, three possible scenarios for fault segmentation are proposed here (Table 2-2 and Figure 2-30):

- 1) The first scenario is that the entire fault (46 km) ruptures during one earthquake.
- 2) The second scenario is that the South segment (S1 Table 2-2) and the North segment (S2 Table 2-2) (23 km each) rupture separately due to the wide (1.4 km width) left extensional jog-bend and the 5° clockwise direction change ($N50^\circ E$ at the South segment to $N55^\circ E$ at the North segment) followed by a change of 8° clockwise. Also, at a larger scale, we can see that there is a 13° change of the general strike between the South and North segments (from $N50^\circ E$ to $N63^\circ E$ respectively).
- 3) The third scenario considers that the fault ruptures with five contiguous segments (Ss1, Ss2, Sn3, Sn4, Sn5; see Table 2-2). I considered a new segment when the strike change is important (in our case, a value of 8° and more is retained) over a long distance. The very local strike changes are not taking into account for the segmentation scenarios.

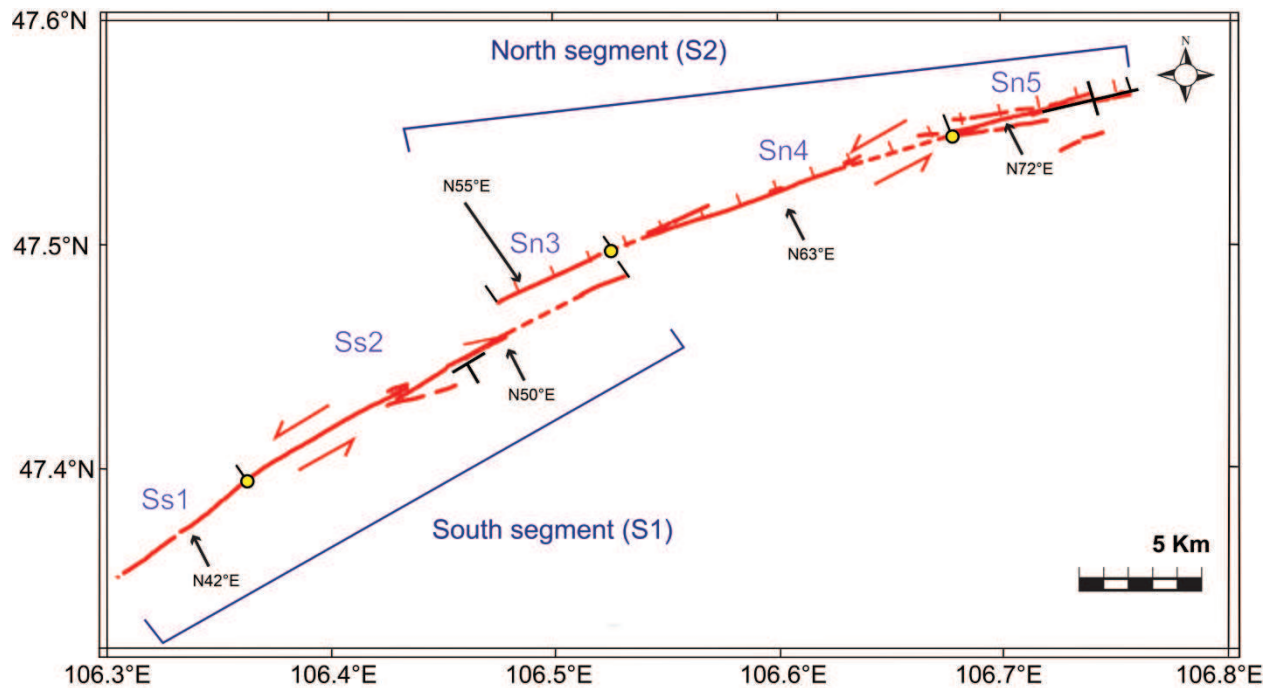


Figure 2-29: Segmentation pattern of the Sharkhai fault.

2.3.2. Magnitude and average slip estimation for the segmentation scenarios

The magnitude and the co-seismic slip (average and maximum) of these 3 scenarios are estimated. The length of the surface fault rupture is one of the common methods used to estimate the magnitude based on regression between surface rupture length, magnitude and average/maximum slip (Wells and Coppersmith, 1994; Stirling et al., 2002) (Figure 2-30). I used the relation from Wells and Coppersmith (1994). Hence, based on the surface rupture(s) length and the segmentation, based on satellites imagery and field studies, it is possible to suggest hypotheses about magnitude and average co-seismic displacement corresponding to the proposed segmentation pattern (Table 2-3a).

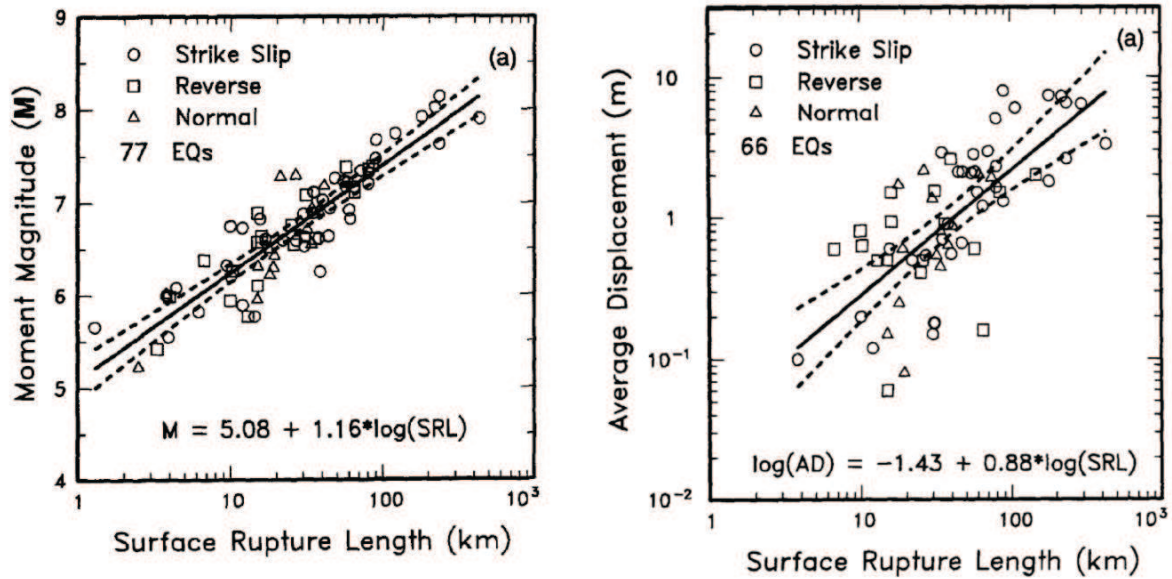


Figure 2-30: Regression of surface rupture length based on magnitude and average displacement as proposed by Wells and Coppersmith (1994). I applied the formula with $a = 5.16 \pm 0.13$ and $b = 1.12 \pm 0.08$ for magnitude estimation; $a = -1.70 \pm 0.23$ and $b = 1.04 \pm 0.13$ for average slip estimation; $a = -1.69 \pm 0.16$ and $b = 1.16 \pm 0.9$ for maximum slip estimation. These values are for strike slip faults because the Sharkhai fault is strike slip.

Then, I calculated the values of magnitude and average slip using a new relation proposed by Léonard (2010) (Table 2-3b). This recent study shows that the co-seismic slip can be different according to the crust behavior: either active region or stable continental region. The goal of these calculations is to compare them with the values obtained from Wells and Coppersmith relations (1994).

Léonard proposed new values for **a** and **b** variables in the magnitude (M), rupture length (L) and the average co-seismic displacement (AD) - rupture length relations for strike slip faults:

$$M_w = a \times \log L + b$$

$$a = 4.17, b = 1.67$$

$$\log(AD) = a \times \log L + b$$

$$a = -1.34, b = 0.833$$

As we proposed 3 scenarios for the surface rupture length, many values of magnitude and average slip are estimated.

1) The entire 46 km surface rupture is attributed to one earthquake.

The empirical relationship indicates an earthquake of magnitude $M=7 \pm 0.2$ and of average co-seismic slip of 1.48 ± 1.1 m. In this case, the minimum left lateral offset of 2.5 m, observed on the Sharkhai fault, seems to correspond to 1 or 2 (or even more) earthquakes. These values (magnitude and offset) are comparable to the Hector Mine earthquake in California (1999), 48 km long, $M = 7.1$ and average offset of 2.5 m (Treiman et al., 2002). This offset value is larger than the maximum offset considered in the Wells and Coppersmith relations (1994) (Table 2-3a) and very similar to the observations along Sharkhai. Therefore, it is possible that the 2.5 m minimum offset observed along the Sharkhai fault is caused by a unique event.

2) The fault is subdivided into a South segment and a North segment.

We deduce an earthquake of a magnitude $M = 6.7 \pm 0.2$ and an average co-seismic displacement of 0.68 ± 0.5 m (Table 2-3a).

3) The South and North segments are subdivided into 5 segments.

In this scenario, magnitude ranges between $M = 5.8$ and $M = 6.5$ while the average co-seismic displacements ranges between 0.1 and 0.5 m.

Table 2-3a: The Sharkhai fault segments and estimation of magnitude and average/maximum co-seismic slip from Wells and Coppersmith (1994). The relationships and error range used here are for strike slip faults (Figure 2-30):

For magnitude estimation: $a = 5.16 \pm 0.13$ and $b = 1.12 \pm 0.08$;

For average slip estimation: $a = -1.70 \pm 0.23$ and $b = 1.04 \pm 0.13$;

For maximum slip estimation: $a = -1.69 \pm 0.16$ and $b = 1.16 \pm 0.9$.

Segmentation scenario	Name	Strike	location	Surface rupture length (km)	Wells and Coppersmith (1994)		
					Magnitude	Average co-seismic offset (m)	Maximum co-seismic offset (m)
Scenario 1: entire fault (The fault is considered as one segment)		NNE/SSW	From E106.31°/N47.352° to E106.75°/N47.57	46	7 ± 0.2	1.48 ± 1.1	2.04 ± 1.1
Scenario 2: the fault is subdivided in two segments (South and North).	S1	N42°E/ N50°E	From E106.306°/N47.352° to E106.53°/N47.485°	23	6.7 ± 0.2	0.68 ± 0.5	0.88 ± 0.4
	S2	N63°E	From E106.474°/N47.473° to E106.75°/N47.57°	23	6.7 ± 0.2	0.68 ± 0.5	0.88 ± 0.4
Scenario 3: the fault is subdivided in 5 segments.	Ss1	N42°E	From E106.306°/N47.352° to E106.35°/N47.39°	7	$6.1 \pm 0.0.2$	0.18 ± 0.1	0.2 ± 0.09
	Ss2	N50°E	From E106.35°/N47.39° to E106.53°/N47.485°	16	$6.5 \pm 0.0.2$	0.5 ± 0.3	0.6 ± 0.3
	Sn3	N55°E	From E106.474°/N47.473° to E106.52°/N47.5°	4	5.8 ± 0.1	0.1 ± 0.05	0.1 ± 0.04
	Sn4	N63°E	From E106.52°/N47.5° to E106.68°/N47.55°	13	6.4 ± 0.2	0.4 ± 0.2	0.45 ± 0.2
	Sn5	N72°E	From E106.68°/N47.55° to E106.75°/N47.57°	6	$6 \pm 0.0.2$	0.15 ± 0.1	0.17 ± 0.1

Table 2-3b: The Sharkhai fault segments and estimation of magnitude and average co-seismic slip from Léonard (2010). The relationships variables used here are for strike slip faults:

For magnitude estimation: $a = 4.17$, $b = 1.67$.

For average slip estimation: $a = -1.34$, $b = 0.833$.

Segmentation scenario	Name	Strike	location	Surface rupture length (km)	Léonard (2010)	
					Magnitude	Average co-seismic offset (m)
Scenario 1: entire fault (The fault is considered as one segment).		NNE/SSW	From E106.31°/N47.352° to E106.75°/N47.57°	46	6.95	1.12
Scenario 2: the fault is subdivided in two segments (South and North).	S1	N42°E/ N50°E	From E106.306°/N47.352° to E106.53°/N47.485°	23	6.4	0.62
	S2	N63°E	From E106.474°/N47.473° to E106.75°/N47.57°	23	6.4	0.62
Scenario 3: the fault is subdivided in 5 segments.	Ss1	N42E°	From E106.306°/N47.352° to E106.35°/N47.39°	7	5.6	0.2
	Ss2	N50°E	From E106.35°/N47.39° to E106.53°/N47.485°	16	6.2	0.5
	Sn3	N55°E	From E106.474°/N47.473° to E106.52°/N47.5°	4	5.2	0.15
	Sn4	N63°E	From E106.52°/N47.5° to E106.68°/N47.55°	13	6.03	0.4
	Sn5	N72°E	From E106.68°/N47.55° to E106.75°/N47.57°	6	5.5	0.2

If we compare the values obtained from Wells and Coppersmith (1994) and Léonard (2010), we notice that they are comparable.

From the previous discussion and the 3 various scenarios I consider that:

- 1- The scenario, in which the entire fault ruptures, should be privileged today. The scenario with the North segment and the South segment rupturing at different time is also convincing specially that the fault changes its dip between the two segments and the presence of the wide jog-bend segments. This tells us that the Sharkhai fault is capable to generate an earthquake of magnitude $M \geq 6.4 - 7$, and this must be taken into account for the seismic hazard assessment for the city of Ulaanbaatar. We will see in the next section the impact of these scenarios and the impact of the third scenario on the Ulaanbaatar area. The other scenario cannot be eliminated at this step of our knowledge. We will see later in this thesis that the wide fault zone observed in the trench suggest also that the fault is rupturing with large events.
- 2- The minimum slip of 2.5 m measured on the fault (Figure 2-11) corresponds to one to three earthquakes.

For strong earthquakes with magnitude $M \geq 5$, the focal depth has no impact on the nucleation point of the rupture. Thus, as the magnitude calculated in this study is ≥ 5.8 the heat flow data are not taken in account.

2.3.4. Potential ground shaking on Ulaanbaatar area due to the rupture scenarios on the Sharkhai fault.

The indicators of ground motion due to an earthquake - for example: spectrum acceleration (SA), the spectrum velocities (PSV) and the peak ground acceleration (PGA), are basic parameters in the assessment of seismic hazard for a given region (Fukushima et al., 2003; Kanno et al., 2005). They are function of the size event, distance from the rupture and site effect. The attenuation law estimates the amplitude of ground movement which varies depending upon the earthquake magnitude and the distance (between site and fault in our case), and also of the site conditions. (Example: Table 2-4).

Accelerometric stations are necessary to measure PGA and/or SA, but in Mongolia only one station was installed in 1994. Thus the PGA attenuation law cannot be deduced due to a lack of data in Mongolia. Nevertheless, Dugarmaa et al. (2006) compared these few available data from Mongolia data with available attenuation laws (Ambraseys et Bommer, 1992; Fukushima et al., 2003; Ambraseys et al., 2005). The plot of the data of Mongolia on the Fukushima et al. (2003) relationship gives the best fit. Thus, this relation was retained as representative of the area.

$$\text{Log SA}(f) = a(f)M - \log(R + d(f)*10^{e(f)M}) + b(f)R + \sum c_j(f)\delta_j, (2)$$

- SA(f) is the spectral acceleration with 5% damping in cm/s^2 .
- R is the distance between the source and the site (could be the distance to the fault).
- M is the magnitude; a, b, c, d, and j are the regression coefficients.
- The suffix j is 1 for rock sites and 2 for soil sites.
- δ_j is a dummy variable related to the quality of the soil; δ_1 is equal to 1 for rock and δ_2 is equal to 1 for soil.

Fault segmentation scenarios and associated magnitude estimations, discussed above, are used to calculate SA, PGV and PGA using this Fukushima et al. (2003) relationship (Table 2-4). The PGA value corresponds to 34 Hz frequency according to this relation. These calculations are done for rock and soil sites.

The goal is to calculate the impact of the various scenarios in 3 sites: the capital Ulaanbaatar (rock and sediment), the new airport location and the city of Zunnmod. There are many attenuation laws but I retained the one by Fukushima et al. (2003), first because it is used by Dugarmaa et al. (2006) in seismic hazard assessment of Ulaanbaatar, second, because the other laws could change the PGA values but the magnitude of the most penalizing scenario will remain unchanged.

For each computation when using the Fukushima et al. (2003) relation, the retained distance is the shortest distance between the fault or the considered segment (taking into account the segmentation scenarios) and the site (Figure 2-32). The detailed values are given in Table 2-4 and in Appendix A.

The greatest acceleration values of PGA for the rock sites are:

- The highest values are obtained for the airport site: 0.28 g, 0.26 g and 0.21 g (Table 2-4); they are derived from calculations for which we have considered a distance of 10 km (the shortest distance between the fault and the airport; the North segment and the airport; and between the Sn5 segment and the airport) and magnitudes between 6 and 7.
- For the Ulaanbaatar site, the highest calculated PGA are 0.12 g and 0.1 g for a $M = 7$ earthquake (the scenario in which the entire fault breaks); in the case of a $M = 6.7$ event (the scenario in which only the north segment breaks), the computed PGA are 0.1 g and 0.09 g, respectively for the south and north part of the city.
- For the Zuunmod site, the highest calculated PGA is 0.17 g for a $M = 7$ earthquake (the scenario in which the entire fault breaks); and 0.15 g in the case of a $M = 6.7$ event (the scenario in which only the north segment breaks).
- For soft soil sites, the PGA value can reach 0.35 g for the new airport site (in a sedimentary valley), 0.22 g for Zuunmod site and 0.15 g at Ulaanbaatar. Ulaanbaatar is built on a sedimentary basin with significant side effects (Chimed, 2011). Furthermore, the impact may be exacerbated due to the presence of poorly constructed buildings, and therefore vulnerable, in the capital.

2.4. Conclusion

From the geomorphological analysis based on field observations and HR satellite images analysis, we can conclude that the Sharkhai fault between E106.306°/N47.352° and E106.53°/N47.485° (South segment) is characterized by: 1) An active left-lateral strike slip fault (without vertical component) with meters-scale of cumulative horizontal offset of Quaternary features; 2) The presence of geometric discontinuities, that is typical for large strike slip faults (Table 2-1); 3) A high angle dip between 66° and 72° to the southeast; 4) A length of 23 km and an average orientation of N42° and N50° with the azimuthal change, of 8° clockwise, taking place at E106.35°/N47.39° (Figure 2-19).

From E106.474°/N47.473° to E106.75°/N47.57° (North segment), the left lateral slip of the fault is deduced from kinematic indicator: the shifted drainage at E106.73°/N47.56°. On the other hand, the 13° of strike change between the North and the South segments accommodates normally a vertical component. However, only an apparent vertical offset (≤ 50 cm) is observed on the field in the trench site. The fault is linear, that suggest a sub-vertical structure. Along the North segment, two clear 8° clockwise strike changes (From N55°E to N63°E) and 9° clockwise (from N63°E to N72°E) are exhibited according to the average strike (Figure 2-28). These strike changes, in addition to step-overs and secondary branches, play an important role in the rupturing propagation (nucleation and stop) and earthquake size (Poliakov et al., 2002). Moreover, many earthquakes observed around the world nucleated close to fault bends or jogs. In the case of Sharkhai fault, these local step-overs observed are too small to have an important role. The “9-9°” and “8-12°” strike changes observed along the North segment are too local to be considered as separating segments.

A question remains open: do the surface ruptures cover the total length of the fault or the Sharkhai fault is it a system of fractures reactivated partially during the Quaternary?

If we consider the minimum offset of 2.5 ± 0.4 m measured on the fault as the co-seismic offset, the cumulative offsets observed could show up to 23 earthquakes. According to the azimuth changes and step-overs of the fault, many scenarios of segmentation are proposed in this work associated with magnitudes between 6 and 7. Also, the PGA (Peak Ground Acceleration) was calculated for each segment for Oulan Bator, the new airport and the city of Zuunmod sites. The most important values obtained are between

0.15 g and 0.28 g at the rock sites and between 0.19 g and 0.35 g at the soft soil site. These values correspond to intensity (MMI) between VI and XI (See Appendix C).

Table 2-4: Spectrum acceleration (SA), velocity spectrum (SV) and PGA calculations using Fukushima et al. (2003) relationships. The calculations are derived for each earthquake scenario and the magnitude associated. For each earthquake scenario, the distance chosen for the calculations is the shortest between the site (nearest and farthest part of Ulaanbaatar, the new airport site and Zunnmod city) and the fault (or the fault segment). Note the highest values of PGA marked in red (see Figure 2-32).

Segmentation	site	M	Distance to the fault (km)	SA max Rock/Soft <u>soil</u> (cm/s ²)	Frequency of SA max (Hz)	SV max Rock/Soft <u>soil</u> (cm/s)	Frequency SV max (HZ)	PGA (g) (34 Hz) Rock/Soft <u>soil</u>
Fault entire	UB south	7	35	253,62/ <u>304.21</u>	5	8,073 / <u>9.68</u>	5	0.12/ <u>.15</u>
	UB north	7	43	213.9/ <u>256.571</u>	5	13.3 / <u>21.55</u>	0.67	0.1/ <u>0.13</u>
	New Airport	7	10	531.01/ <u>636.95</u>	5	41.87 / <u>61.5</u>	0.5	<u>0.28/0.35</u>
	Zunnmod	7	22	353,33/ <u>423.82</u>	5	23.63/ <u>38.33</u>	0.67	<u>0.17/0.22</u>
South segment (S1)	UB south	6.7	51	162,49/ <u>194.91</u>	5	8,37/ <u>13.96</u>	1.33	0.07/ <u>0.09</u>
	UB north	6.7	63	131,23/ <u>157.41</u>	5	6,8/ <u>11.33</u>	3.33	0.06/ <u>0.07</u>
	New Airport	6.7	33	240,81/ <u>288.86</u>	5	12,52/ <u>20.87</u>	1.33	0.11/ <u>0.14</u>
	Zunnmod	6.7	45	183,1/ <u>219.63</u>	5	9.43/ <u>15.73</u>	1.33	0.08/ <u>0.1</u>
North segment (S2)	UB south	6.7	35	229,16/ <u>274.88</u>	5	11,88/ <u>19.81</u>	1.33	0.1/ <u>0.13</u>
	UB north	6.7	43	190,98/ <u>229.07</u>	5	9,84/ <u>16.41</u>	1.33	0.09/ <u>0.1</u>
	New Airport	6.7	10	523,31/ <u>627.71</u>	5	31,84/ <u>46.77</u>	0.5	<u>0.26/0.33</u>
	Zunnmod	6.7	22	329,12/ <u>394.783</u>	5	17,61/ <u>29.36</u>	1.33	<u>0.15/0.19</u>

Ss1	UB south	6.1	62	99,13/ <u>118,90</u>	5	3,1/ <u>6,37</u>	2	0.04/ <u>0.05</u>
	UB north	6.1	74	81,04/ <u>97,21</u>	5	3,32/ <u>5,26</u>	2	0.03/ <u>0.04</u>
	New Airport	6.1	44	142,58/ <u>171,02</u>	5	5,58/ <u>9,25</u>	1.33	0.06/0.07
	Zunnmod	6.1	56	134,46/ <u>132,92</u>	5	4,35/ <u>7,25</u>	1.33	0.05/0.06
Ss2	UB south	6.5	51	148,62/ <u>178,26</u>	5	6,97/ <u>11,62</u>	1.33	0.06/ <u>0.08</u>
	UB north	6.5	63	119,33/ <u>143,13</u>	5	5,64/ <u>9,4</u>	1.33	0.05/ <u>0.06</u>
	New Airport	6.5	33	223,47/ <u>268,05</u>	5	10,53/ <u>17,55</u>	1.33	0.1/ <u>0.12</u>
	Zunnmod	6.5	45	168,1/ <u>1201,64</u>	5	7,87/ <u>13,13</u>	1.33	0.07/ <u>0.09</u>
Sn3	UB south	5.8	46	90,92/ <u>109,06</u>	5	3,37/ <u>5,045</u>	2.5	0.05/ <u>0.06</u>
	UB north	5.8	58	90,92/ <u>109,06</u>	5	3,37/ <u>5,046</u>	2.5	0.04/ <u>0.05</u>
	New Airport	5.8	28	194,78/ <u>228,32</u>	6.7	7.01/ <u>10.49</u>	2.5	0.08/ <u>0.1</u>
	Zunnmod	5.8	40	135,71/ <u>159,08</u>	6.7	4,96/ <u>7,42</u>	2.5	0.05/ <u>0.07</u>
Sn4	UB south	6.4	37	193,59/ <u>232,21</u>	5	8,66/ <u>14,4</u>	1.33	0.08/ <u>0.1</u>
	UB north	6.4	47	153,98/ <u>184,698</u>	5	6,88/ <u>11,48</u>	1.33	0.07/ <u>0.08</u>
	New Airport	6.4	15	395,64/ <u>463,76</u>	5	18,79/ <u>31,33</u>	1.33	<u>0.18/0.22</u>
	Zunnmod	6.4	27	255,13/ <u>306,03</u>	5	11,55/ <u>19,25</u>	1.33	0.11/ <u>0.14</u>
Sn5	UB south	6	35	170,3/ <u>174,26</u>	5	6,56/ <u>9,82</u>	2.5	0.07/ <u>0.09</u>
	UB north	6	43	138,9/ <u>166,61</u>	5	5.36/ <u>8.02</u>	2.5	0.06/ <u>0.07</u>
	New Airport	6	10	466,56/ <u>559,63</u>	5	18,79/ <u>31,34</u>	1.33	<u>0.21/0.3</u>
	Zunnmod	6	22	262,64/ <u>307,87</u>	6.7	10,03/ <u>15,01</u>	2.5	0.11/0.14

Fukushima et al. (2003)				
Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
10	10	1	0	7
		0	1	

Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soft soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soft soil)
0,5	131,5366005	193,2175689	41,86940033	61,50306238
0,667	173,2185551	280,9276017	41,3322178	67,03300818
1	230,5754512	411,9201787	36,69722282	65,5591326
1,333	307,3694613	512,4608776	36,69870152	61,18580781
2	396,0507669	630,5954875	31,51671864	50,18119446
2,5	442,5067743	662,0944138	28,17085619	42,1502395
3,333	488,290863	652,6473782	23,316503	31,16473338
5	531,0097463	636,9458207	16,90256519	20,27461517
6,667	518,0953681	607,3089894	12,36799742	14,49770926
10	495,1989444	510,2461192	7,881335982	8,120819206
34	280,8415322	348,7075365	1,314627002	1,632309651

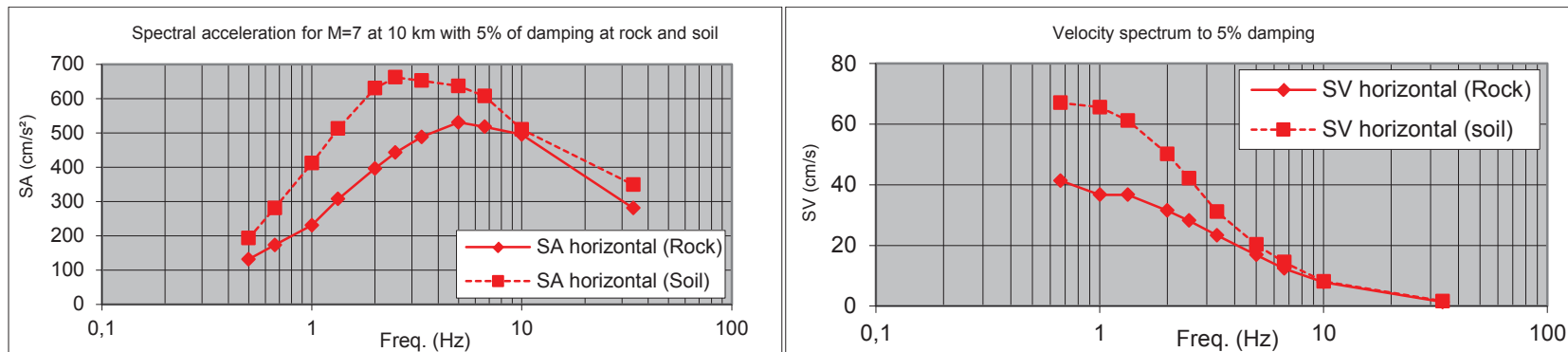


Figure 2-31: Example of SA and PSV calculation with different frequencies together with the graphics of SA and SV for rock and soft soils. These calculations are made, following Fukushima et al. (2003), for 10 km distance between the fault and the airport with a magnitude M=7. PGA values correspond to 34 Hz frequency.

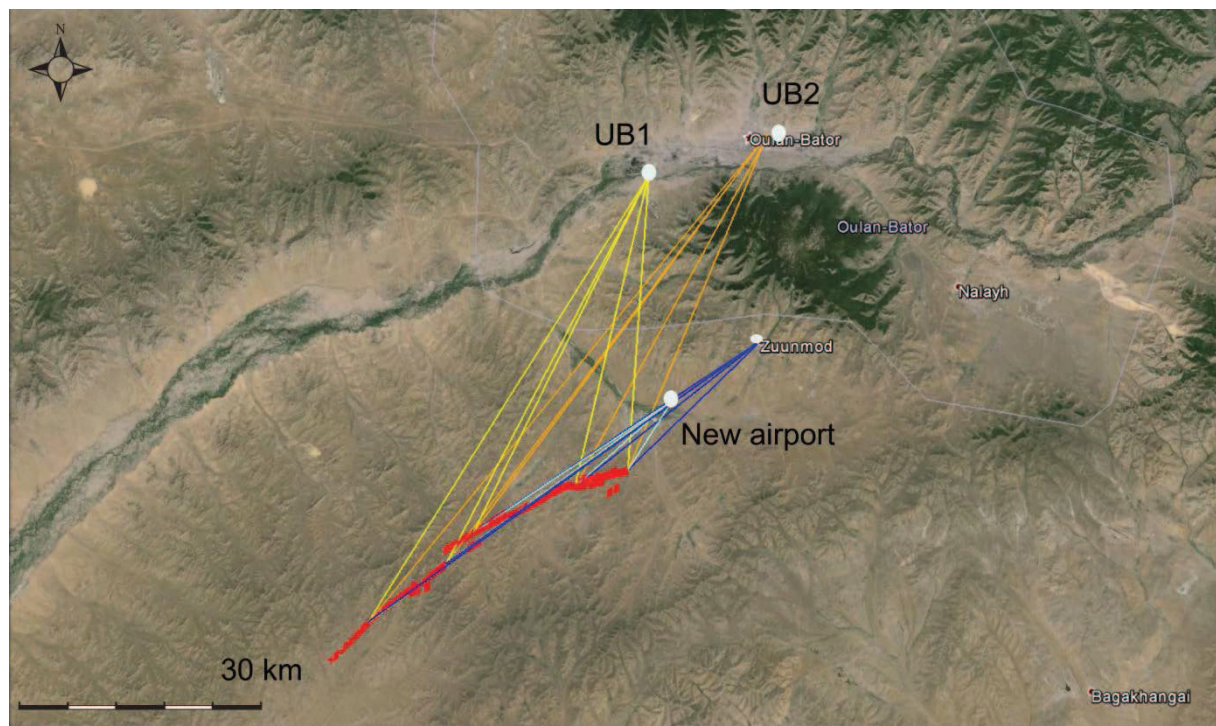


Figure 2-32: Selected distance (for PGA, SA and SV calculations) between the Sharkhai fault/segments and Ulaanbaatar (closest UB1, yellow lines; farthest UB2, orange lines), Zuunmod city (dark blue lines) and new airport site (light blue lines). Background: Google Earth image 2015.

Chapitre3: Paleoseismological investigations on the Sharkhai fault: evidence for Holocene paleoearthquakes

3.1. Choice and description of Muka-L trench site

To identify the Sharkhai fault zone and to “retrieve” paleoearthquake(s) and the interval time between two large earthquakes, we performed a paleoseismological study.

The selection of the site for paleoseismological investigation was not obvious because the geomorphologic expression of the Sharkhai fault is subtle (Figure 2-10a and Figure 2-10b). Moreover, a long part of its trace runs through high topography (between 1450 m and 1645 m) where we did not find sites having potential trapped datable deposits. The best candidate for paleoseismic investigations was finally found in an area near the 106.7°E/47.56°N site (Figure 3-1).

The trench site was selected based on geomorphologic observations during field survey and on high resolution Pleiades satellite images (0.5 m PH and 2 m MS). It is situated at about 34 km from Ulaanbaatar, 24 km from Zuunmod city and 10 km from the new Ulaanbaatar airport.

This site was chosen for the following reasons:

- Good clear fault expression was identified on satellite images and in the field, whereas in other places the fault was either hidden by recent deposits or not associated with recent deposits. The fault at the trench site is enhanced by a vegetation contrast and a small scarp. So, this trench could show the fault zone (Figure 3-2).
- A small component of apparent vertical offset (about 50 cm) was identified in this site (Figure 3-2) and marks clearly the position of the fault.
- The site is located along a local gentle valley or forelands; there is no significant continuous drainage with river erosion through it, but during strong rain the water runs from the near hill and brings fine sediments. It is then a

good place for paleoseismic investigations because the deposits accumulation is suitable to preserve the fault seismic history.

- The opportunity to find datable sedimentations by ^{14}C in the basin is stronger than other places. In a basin, the water can deposit fine grained and/or organic sediments, whereas in other places along the fault which are located on the slopes or near/at the summit the accumulation of these sediments is not possible.
- The easy access for excavator to the site, unlike most part of the Sharkhai fault as it passes on hills summit or on steep slope.

Two paleoseismic trenches called Muka-L and Muka-K were excavated, with 150 m distance between them, during our fieldwork in June 2013. These trenches are the first paleoseismic investigations conducted on the Sharkhai fault (Figure 3-3).

Only one trench (Muka-L) was studied in details while Muka-K trench was used to compare the fault zone and the stratigraphic units. One reason is that the work inside Muka-K trench was very unsafe because big parts of its walls collapsed rapidly due to the presence of saturated fine deposits (silt, clay and sand) in many parts of the trench. The water came from ice thaw in the soil which was still freezing in June at 2 m depth (Figure 3-3).

The Muka-L trench east-west trending was 55 m long, 1 m width and 3 m deep. It cuts the north segment through quaternary surface (Figure 3-1). The trench was long in order to compensate the “weak” surface expression of the fault and to ensure that the main deformation zone is exposed. The maximum trench depth (3 m) was limited for security reasons, available time and excavator capacity but deep enough to start inducing difficulties with water due to ice thaw (Figure 3-4).

To obtain the clearest vision of features and to remove excavator impact, the trench walls were cleaned and scrapped off with different tools according to deposits type. Then, to log the trench walls with high accuracy (centimeters scale) and to correlate the same features on the west and the east walls, a reference grid ($1 \times 1 \text{ m}^2$) was installed. We used laser equipment (ECO600HV) to build a precise horizontal and vertical grid all over the west and east trench walls. This device has a

horizontal/vertical rotary laser head with a very good accuracy (1 mm at 10 m) (Figure 3-5).

The uphill part of the trench walls collapsed due to saturated fine deposits. We shored the wall as rapidly as possible to ensure walls stability. Vertical wood frames (planks) were installed every 1.5 m distance, and wood pillars were installed between every two opposite planks. This secured the trench. A pump was also installed to take out the water from the bottom of the trench. A section of 15 m long of the fault zone was available for logging and analysis.

The Sharkhai fault is a left lateral strike slip; therefore it would have been useful to open 3D trench (parallel and perpendicular to the fault). Unfortunately, the time available in the field and the financial resources did not allow making it.

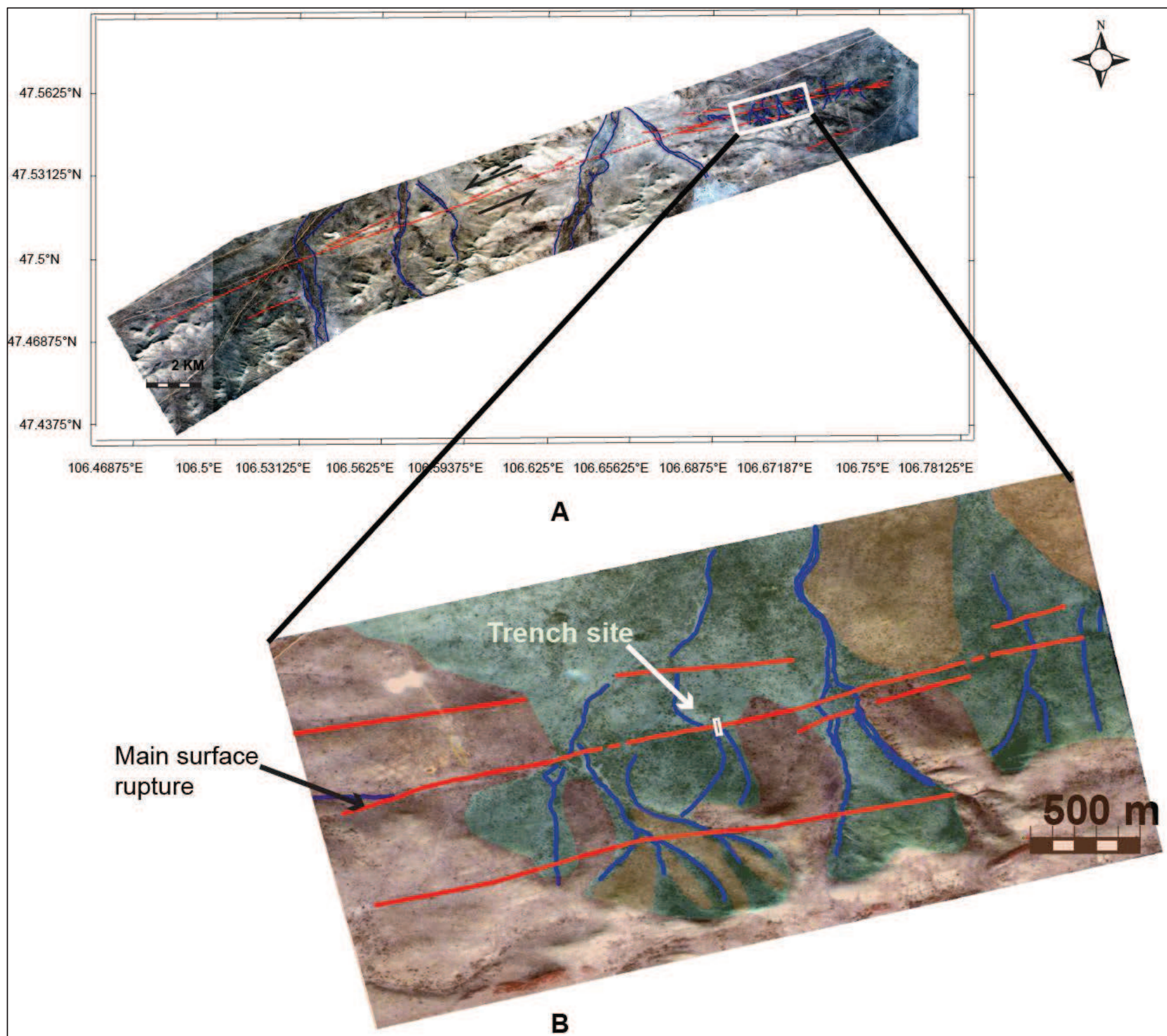


Figure 3-1: A) Location of the trench site on the North segment of the Sharkhai fault (white square). B) Zoom to the trench location where the fault (red line) cuts quaternary deposits (green color) and carboniferous rocks (orange color). Muka-L trench is opened along the fault within quaternary deposits. Due to the dimension of this figure, it is found in digital version (DVD).

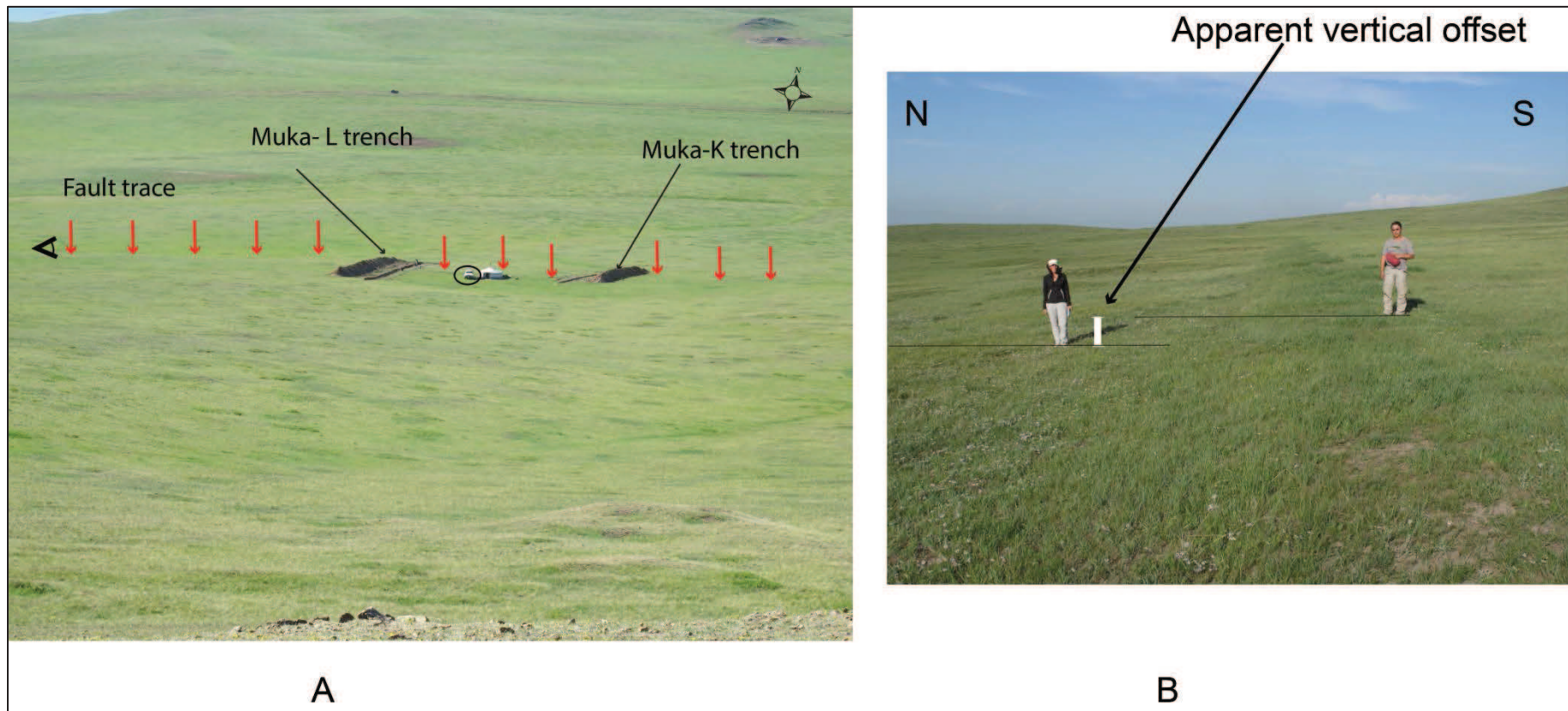


Figure 3-2: Photographs of trench sites. A) View from southeast to northwest: Muka-L and Muka-K trenches are opened perpendicular to the fault trace (red arrows). The 4X4 car and the “ger” (traditional mongol house) give the scale. B) A photograph taken from the west to the east along the fault (see “eye” on picture A at left), before excavation, shows the fault trace marked by a vegetation contrast. We can note the small component of apparent vertical movement (about 50 cm).



Figure 3-3: Muka-K trench was opened at 150m from Muka-L trench across the Sharkhai fault. On the left picture we see long cracks that were observed over the entire surface. On the right picture, we see the walls after their collapse due to saturated fine-grained stratum. Thus, it was very unsafe to work inside this trench.



Figure 3-4: Muka-L trench (55 m long, 1 m width and 3 m deep) across the Sharkhai fault (red arrows). The fault zone is about 3m width and extends from the bottom of the trench up to the surface. We can see water at the bottom of trench, at 3 m deep, due to ice thaw.



A



B



C



D

Figure 3-5: Photographs showing successive stages of trench work before logging. A) Excavation. B) Strengthening of the trench with wooden supports. C) Cleaning of trench walls. D) Reference grid installation using ECO600HV laser equipment.

3.2. Muka-L trench stratigraphy

In the purpose to log the trench walls and to describe the trench stratigraphy, a photomosaic of 16 m long and 3 m deep is constructed using 210 photographs for the west wall and 300 for the east wall. “PT lens” software was used to correct the pictures distortion, and “Agisoft PhotoScan Professional” software was used to build the photomosaic for each wall (Figure 3-6).

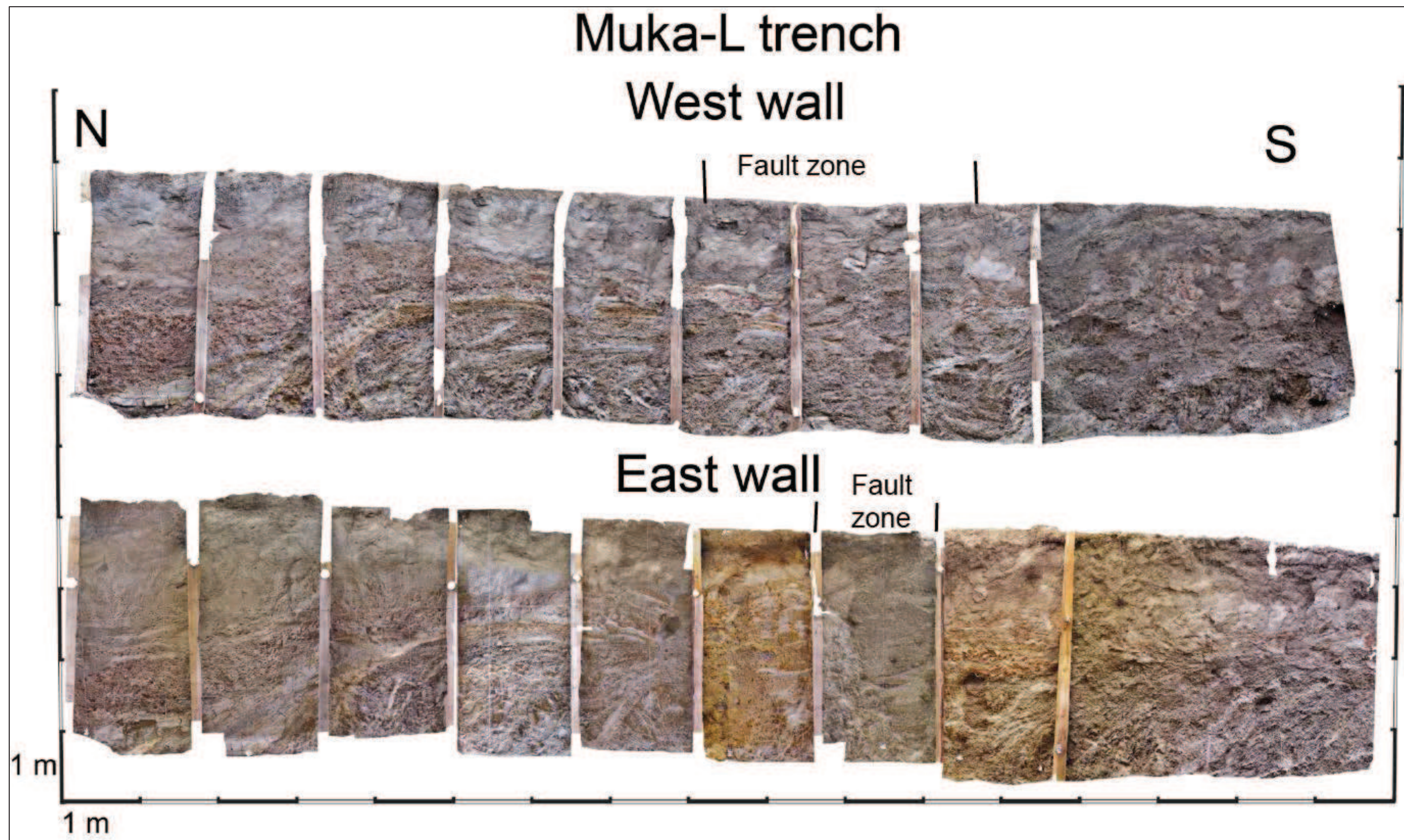


Figure 3-6: The Muka-L trench 16 m long and 3m depth photomosaic. Due to the dimension of this figure, it is found in digital version (DVD).

General view

The Muka-L trench shows a complex sedimentary and tectonic history. It exposes sequences of mainly fine-grained (sand, silt and clay) deposits and very fine to very coarse incoherent and cemented gravel units (Figure 3-6). We identified a fault zone of 3 m width on the west wall, and 1m on the east wall. The fault zone is bordered by two major sub-vertical faults that reach the ground surface. Ruptures associated with vertical apparent displacements are exposed on most part of the trench. The stratigraphic sequences exhibit a good correlation between the west and east walls, except in the fault zone where many units identified in the west wall are missing in the east wall.

I subdivided each wall into three sections: 1) The south section; 2) The fault zone section; 3) The north section. The north and south sections show a correlation for some units but the majority of south section sequences are missing in the north section. On the other hand, the main fault section shows different stratigraphic sequences, and it is impossible to correlate its units with the units of the south or north sections. These differences are probably due to the lateral movements across the faults and the large deformation.

Dating

Three dating technics were used to date deposits for constraining the seismic history of the Sharkhai fault: radiocarbon (^{14}C), OSL and Pollen analyses.

For ^{14}C dating: Seven samples of organic sediments (six from the west wall and one from the east wall) were collected for radiocarbon dating (Table 3-1). A difficulty in this work was to find organic materials. However, the samples were taken from the youngest and oldest datable deformed strata. The radiocarbon ages show the deposit chronology and the various ages are consistent.

Echantillonnage

Dans les zones de travail concernées par cette thèse, il a été très difficile de trouver des matières organiques ou des sédiments datables par le radiocarbone. Cependant, trois échantillons (sédiments) ont été prélevés dans la tranchée Oursin T1 ouverte

sur la faille d'Avdar et sept échantillons dans la tranchée Muka-L ouverte sur la faille de Sharkhai (Figure 3-7).



Figure 3-7: Echantillonnage pour le radiocarbone. A) échantillons de la tranchée Oursin T1 ouverte sur la faille d'Avdar. B) échantillons de la tranchée Muka-L ouverte sur la faille de Sharkhai.

For OSL dating, four samples (one from the west wall and three from the east wall) were collected from sand and silt layers. Unfortunately, the obtained ages are doubtful: they are in contradiction with the stratigraphy, the highest layer being older than the lowest one, and we found different ages for the same stratum on the east and west walls without valuable reasons. This may be due to feldspar contamination of quartz by Albite mineral as found by other studies in southern and northern Mongolia (Hülle et al., 2010; Rizza et al., 2011; Rizza et al., 2015). Thus, we decided to ignore

the OSL dating as we could not get direct contact with the dating laboratory in China and explanation on the results.

Echantillonnage

L'échantillonnage se fait dans des couches de sable ou de silt. On enfonce de 20 à 30 cm dans les murs (sédiments à échantillonner) un tube métallique pour éviter toute exposition à la lumière du jour. Le tube est ensuite totalement «filmé» ou obturé pour empêcher toute pollution par la lumière.

4 échantillons OSL ont été prélevés dans la tranchée Muka-L (faille de Sharkhai) et 3 pour Oursin T1 (faille d'Avdar) (Figure 3-8).

Malheureusement, les âges obtenus sont douteux: ils ne sont pas en ordre stratigraphique, la couche la plus récente (superficielle) est datée plus vieille que la couche profonde, et nous avons obtenu des âges très différents pour la même couche sur les murs Est et Ouest des tranchées sans raisons valables. Cela peut être dû à la contamination des feldspaths et quartz par de l'Albite que l'on retrouve dans d'autres études dans le sud et le nord de la Mongolie (Hülle et al., 2010; Rizza et al., 2011; Rizza et al., 2015). Ne pouvant obtenir de contact direct avec le laboratoire chinois qui a réalisé les mesures, ce qui aurait peut-être permis d'expliquer les résultats, nous avons décidé d'ignorer les datations OSL.

Palynochronolgy method: We tested also Pollen analyses for the first time in Mongolia for paleo-seismology purpose to balance the often absence of organic material in the deposits in the area of Ulaanbaatar. Two vertical sections (fifteen samples) were collected from two places on the east wall. Pollen analyses show contamination by recent material (mostly abundant spores of fungi), which make unreliable any ^{14}C dating on the total organic matter of the concerned samples. There is no clear variation in the sample content to build a palynology chronology. However, the analyses give a Holocene age of the studied sediments (Popescu, 2013).

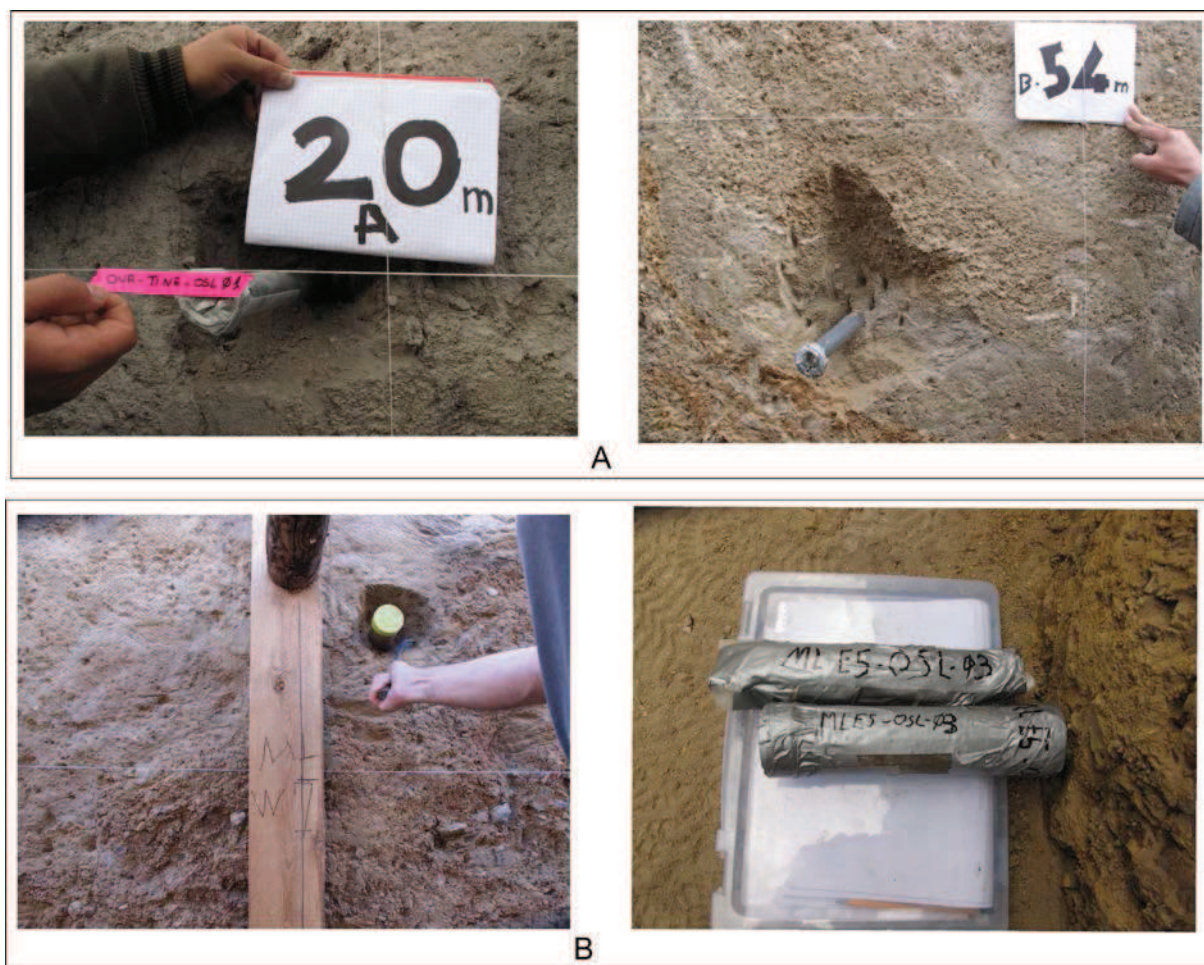


Figure 3-8: Echantillonnage pour l'OSL. A) Echantillons de la tranchée Oursin T1 ouverte sur la faille d'Avdar. B) Echantillons de la tranchée Muka-L ouverte sur la faille de Sharkhai.

Échantillonnage

Les échantillons ont été collectés uniquement dans la tranchée Muka-L (faille de Sharkhai). L'échantillonnage se divise en deux coupes verticales dans une couche de silt-sable et d'argile, avec une distance de 5 m entre elles. Dans chaque coupe, à l'aide d'un «carottier», une série de prélèvements est réalisé tous les 5 cm du bas vers la surface pour éviter les pollutions par les échantillons situés plus haut. La première coupe 1 (Figure 3-9) a permis de prélever 11 échantillons jusqu'à 95 cm de profondeur. La deuxième coupe a permis de prélever 17 échantillons jusqu'à 170 cm de profondeur intégrant les couches de silt et le sol actuel (Figure 3-10).

L'étude palynologique montre qu'il y a une infiltration de matériel récent (la majorité correspond à des spores de champignons). Les grains de pollens sont extrêmement rares, mais documentent une végétation de steppe. Le pollen contient également certains types d'arbres actuels de la région. Quelques grains de pollen exotiques proviennent, après un long transport aérien, de Chine. Ces résultats sont compatibles avec un âge Holocène des sédiments étudiés (Popescu, 2013).

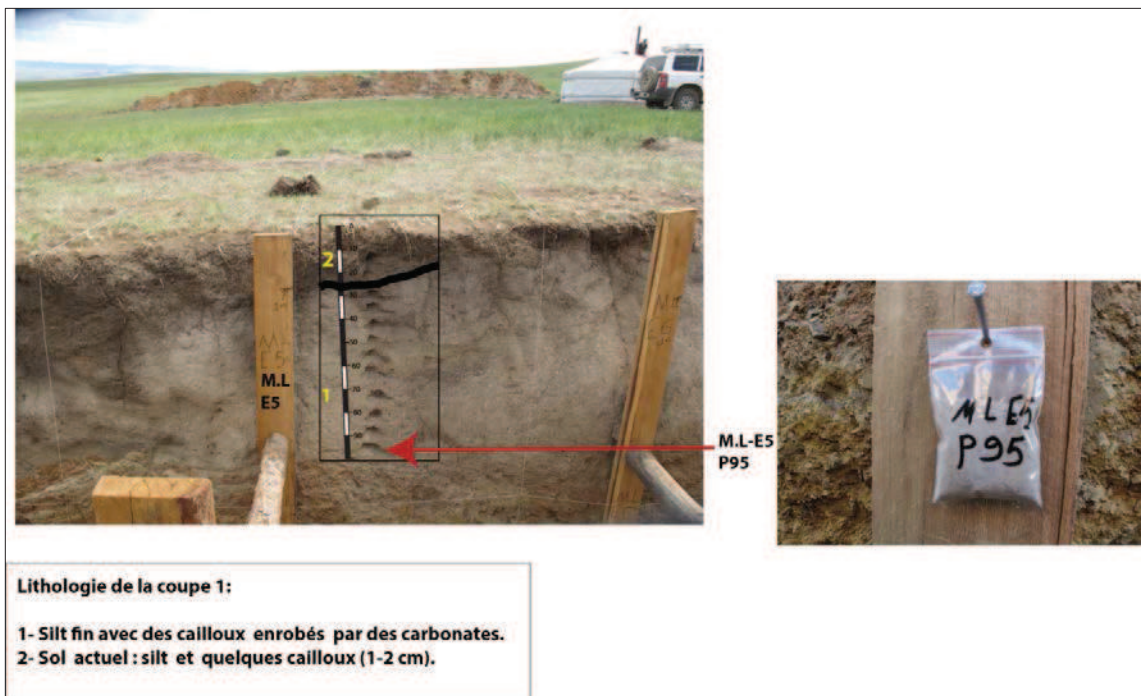


Figure 3-9: Echantillonnage pour l'analyse pollinique. Coupe1: échantillons de la tranchée Muka-L ouverte sur la faille de Sharkhai.

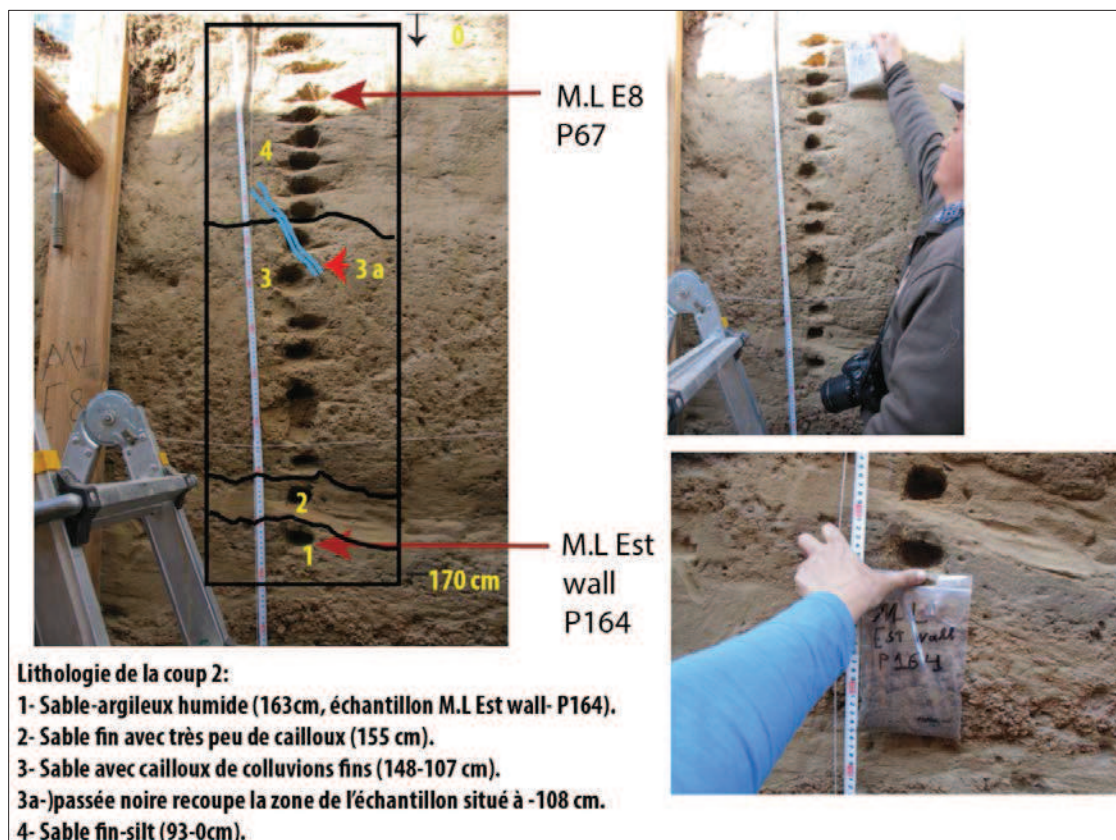


Figure 3-10: Echantillonnage pour l'analyse pollinique. Coupe 2: échantillons de la tranchée Muka-L ouverte sur la faille de Sharkhai.

3.2.1. West wall

The various units or main stratigraphy sequences are summarized in the Figure 3-12 (trench legend).

The unit term indicates the stratigraphic layer, and the sequence term indicates many units which they have a similar lithology. I describe hereafter, ordered as observed in the trench (Figure 3-11 and Figure 3-12) from the surface to the bottom, their main characteristics and particularities. I divided the trench in 3 sections: 1) The south section corresponds to the uphill part and stops at the fault zone (first 9 meters in the trench, Figure 3-11); 2) The fault zone, 1 to 2.5 m large (as observed on the east and west walls, respectively); 3) The north zone corresponds to the downhill part. When they are available, I give the associated age obtained from the dating analysis.

3.2.1.1. Characteristics of the stratigraphy sequences of the South section.

Unit A: Modern colluvium deposits and soil (uppermost stratum)

- It is composed of silt with scattered angular gravels (≤ 3 cm). Its thickness varies along the trench (ranging between 2 centimeters to 40 cm). This unit is the thickest (≈ 40 cm) in the fault zone and partially to the south of it (position in the Figure 3-11: 8 to 11 m). More to the North, the thickness is only of about 15 cm.
- It is younger than 1090 ± 84 calBP (age of the most recent unit I7 under the Unit A with available dating).

Unit B: massive white silt with few fine scattered angular gravels

- The unit B, just under the modern soil, is a ***continuous stratum (about 0.8 m thick) of massive white silt with few of very fine (2-4 mm) to fine (4-8 mm) scattered angular gravels***. It covers the C or D units with an erosional contact. This contact, more or less horizontal in the first 6 m of the trench, sinks gradually of about 50 cm until the fault zone. This unit includes veins of black oxides diffused

over the entire stratum. ***It corresponds to mainly “wind” deposits in a context without fluvial or colluvial sedimentation.***

- The unit B is exposed on the entire trench except in the fault zone where it disappears totally.
- The unit B becomes thicker at 6 m indicating transtensional regime, which caused the subsidence of B.
- Several ruptures with offsets (vertical apparent) of few centimeters affect the whole unit thickness.
- Radiocarbon dating gives an age of 2400 ± 70 calBP to this unit.

Sequence C: fine sand, very fine sand and clay-sand

- It is a succession of units of fine sand; very fine sand and clay-sand with fine (4-8 mm) gravels denoting low-energy flow. Traces of black oxides are observed associated to deep penetrating plants roots.
- It appears only in the first 4 m of the trench under the sequence B (massif silt) and juxtaposes to sequence D.
- This sequence is interesting for the following reasons:
 - 1) There is an erosional surface between sequence C and the juxtaposed/lower sequence D (D4 and D5).
 - 2) The contact between sequences C and D is displaced by two sub-vertical ruptures, separated by 2 m, with opposite apparent vertical displacement. The first one is a fissure filled with clay-sand (fD). This fissure affects the lower sequence (D2 to D4 units) and the “C-D” erosion contact (Figure 3-11). Nevertheless, it is not possible to follow them through the sequence C. The block between these two sub-vertical faults is “collapsed” indicating a transtensional context. This geometry is local and it was not observed on the east wall, hence its relation with the overall geometry of the fault is not discussed here.

Sequence D: it is a sequence of weathered clay units and units of silt-clay matrix with fine to coarse, sub angular pebbles

- This sequence overlays the T sequence (Bedrock) and sequence E (Colluviums) with an erosion surface. It is related to a low energy deposit that was trapped in a pond. It could be due to the fault strike slip movement that creates a reverse slope scarp ("fault dam"). In the trench, it has red, white, yellow, green and orange colors suggesting that the sequence is completely oxidized when it was at the surface.
- The Sequence D is characterized by: 1) Faults and fissures associated with vertical/apparent offsets (1-13 cm), filled with various fine sand (sand blow), distributed in the unit D4 and D5, which might be considered as a good evidence of paleoearthquake; 2) Graded bedding from the bottom to the top with clay units followed by a growth in pebbles size to the upper units; 3) Lenses of very fine sand; 4) Veins of black oxides.
- The sequence shows a fan shape with the lowest (oldest) units steeper than the highest (younger) for its southern part in the first 5 meters of the trench. After, it becomes more or less parallel to the today's surface slope. This indicates that during the deposit of this sequence, it experienced some deformation/folding/subsidence.
- The D sequence exists only in the South section, uphill part until the Fault zone, with exception of the units D0 and D5 which are found on the North section.
- The age of this sequence is older than 2360 ± 30 calBP, age of the B1 unit overlapping the D5 units.

Sequence E: colluvium sequence overlaps the bedrock

- It is composed of units of very fine (2-4 mm) to coarse (10-30 mm), unsorted angular clasts with clay to silt-sand matrix. The contacts between these units are hardly identified. This sequence indicates strong rainfall phase with colluvium transported from close regions. Carbonate silt crusts are identified between these units recognized from its clear white color (unit **G**).
- The sequence E shows variable thickness and it is completely missed in the North and the Fault sections.

- We observed many faults (fissures and fractures), cutting this sequence, these faults exhibit apparent vertical displacement of 3-9 cm.
- A “wide round cavity” of about 1.15 m width and 1.30 m long interrupts the sequence and is filled with chaotic clasts (E4). The presence of voids is common in a strike slip environment. This void can be formed due to:
 - 1) Transtensional regime which forms voids filled by the mix of surrounding deposits, which is the characteristics of the Sharkhai fault.
 - 2) Crack opening gradually due to alternating freeze/thaw ice process in the soil?
 - 3) Low confining pressure.
- Radiocarbon dating gives an age of 3850 ± 120 calBP of the void fill.

Unit T: It corresponds to the bedrock

From the South to the North part of the trench: The bedrock, carboniferous granite, is not exposed in the southern part of the trench (first 3 meters, Figure 3-11) indicating that it is deeper than 3 m. Then it appears at 3 m, where it is tilted from the bottom up to a level of about 2 m deep until the fault zone.

In the fault zone, it appears only at the bottom of the trench and it is discontinuous, broken and strongly deformed.

Concerning the North part of the trench, unit T is again more massive as in the south section but appears deeper (about 50 cm deeper). This shows the apparent maximum vertical movement in the area on the fault since at least 3460 ± 95 calBP years (oldest age of deposit, unit L). Nevertheless, the fault has an important strike slip component, so if the unit interface is not perfectly horizontal, the apparent vertical movement observed in the trench cannot be used for estimating any co-seismic displacement value or vertical velocity.

We observe along the stratum cracks (called T1 in the stratigraphy) filled with fine (4-8 mm) to coarse (10-30 mm) sub angular gravels and weathered sand-clay matrix.

3.2.1.2. Characteristics of the Fault zone Section

In the main fault zone the stratigraphic sequences, Late Holocene, are completely different from the other two sections. This mismatching stratigraphy suggests that the

lateral cumulated offsets have been large. On the other hand, even inside the section we identified the juxtaposition of different units along sub vertical faults which could be associated to several events. Many fractures associated with apparent vertical movement are observed in this section, in addition to fissures filled with carbonate massive silt and brown silt. The correlation between the void filling and the other stratigraphic sequences is difficult and speculative. However, general observation of this section shows that the sequences are dominated by unconsolidated, angular to sub angular gravels with fine-grained matrix, in addition to units of silt deposited between the gravels layers (Figure 3-11 and Figure 3-12).

The common units between the South and the North sections are limited to the bedrock (**T**), exposed at about 2.8 m depth but discontinuous, and the unit **A** (Surface soil). This shows that the deposits observable in the fault section come either from lateral displacement or from local re-sedimentation which fill the fissure void produced during earthquakes.

The stratigraphic sequences in the fault zone section are from the top to the bottom:

Unit H1 and H2 fissures filled with fine to very coarse unsorted angular clasts (0.5 mm-3 cm) with sand-clay matrix

- The roundness degree of gravels indicates that they are derived from the next hills by rainfall currents.
- ¹⁴C dating gave an age of 1054 ±79 calBP to H1 unit.

Sequence I: discontinuous inorganic units

- They are observed on the right half side of the section except I3 which is observed on the left half side. It is composed of colluvium deposits of very fine to coarse (5 mm-5 cm), angular and unsorted clasts with silt, silt-sand and silt-clay matrix. These deposits are transported from close hills, probably after an earthquake to fill local voids.
- It is cut by vertical "faults" with apparent offsets and is juxtaposed to another sequences bordered by faults detected in the middle of this section. The mismatch in units and change of sediments on both sides of these faults seems to be associated with a secondary lateral offset.

- The identification of the contact between the various layers is not obvious. The depositional units have a relatively homogenous gravels size, derived from the same source and their sedimentation occurred in the same environment.
- One unit of this sequence, unit **I7**, is dated at 1090 ±84 calBP by ¹⁴C.

Colluvium cone J

- We observed this colluvium cone between the units of the “*sequence I*”. Its size is 27×30 cm², and is composed of brown silt with few fine angular gravels.
- Sample dated by ¹⁴C gives an age of 2030 ±40 calBP.

Sequence K: light to brown silt matrix with very fine to medium angular gravels.

- It is underlying/ overlying the gravels sequence (*I*).

L, M and N sequences are units of scattered unsorted and angular clasts with slight difference in their size and sand-clay matrix.

- The unit **L2**, exposed at about 2.8 m depth, overlying the bedrock, is dated at 3460 ±95 calBP. This age represents the beginning of the fault zone filling.

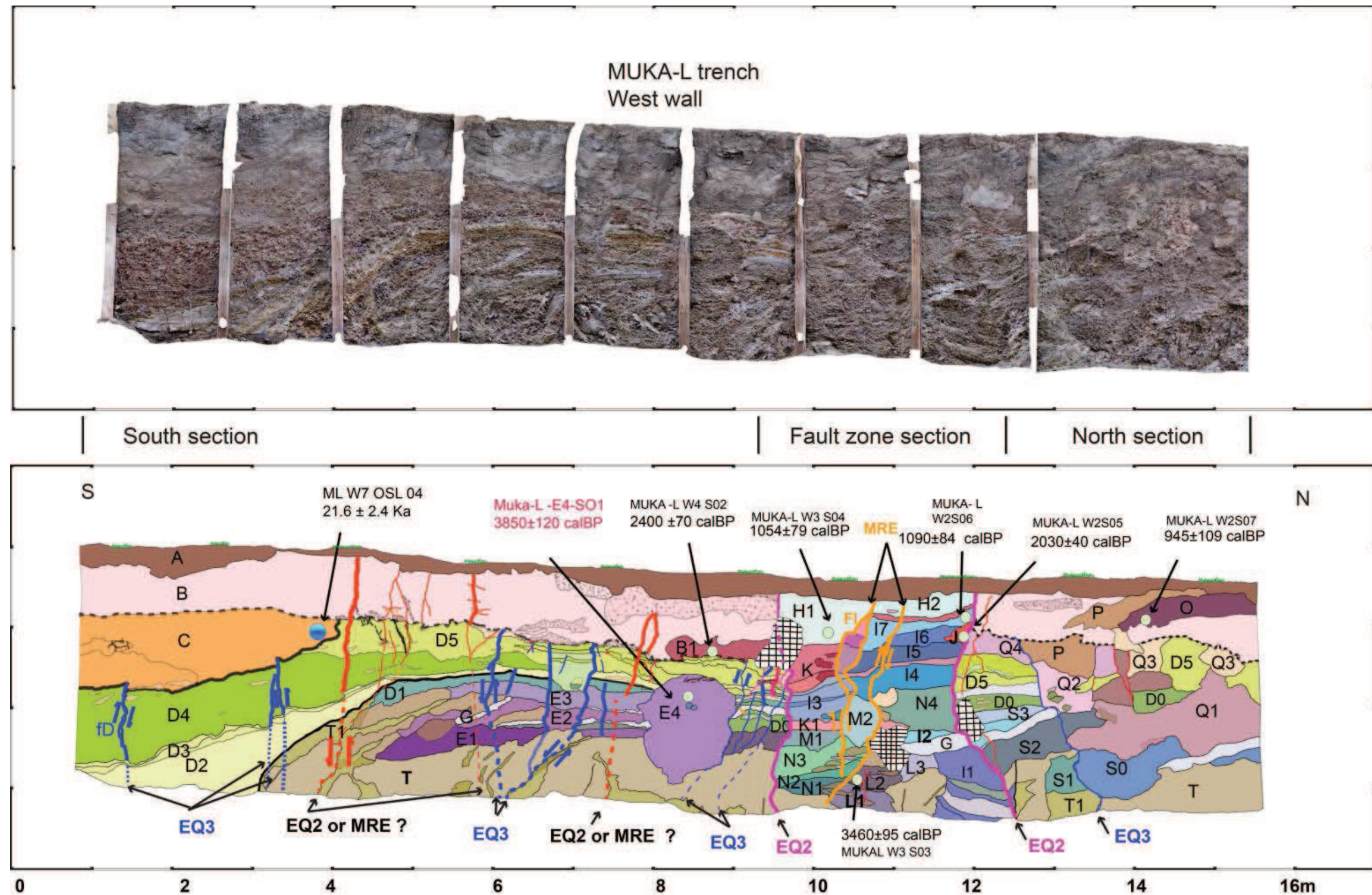


Figure 3-11: A) Photomosaic of the west wall of the Muka-L trench. B) Log of the west wall. The trench is 16 m long, 1 m width and 3 m depth. It shows a complex stratigraphy and tectonic history. The grid is 1×1m². Each earthquake (EQ) is colored by a color. MRE indicates the most recent earthquake. Red ruptures indicate the uncertainty for each earthquake. Thick and dashed black lines indicate the erosion surface. Light green circles indicate ¹⁴C dates and the dark blue one corresponds to OSL dates. The sample Muka-L-E4-OSL01 is taken from the east wall (blue color). For Stratigraphy description see Figure 3-12. Due to the dimension of this figure, it is found in digital version (DVD).

Stratigraphic sequences

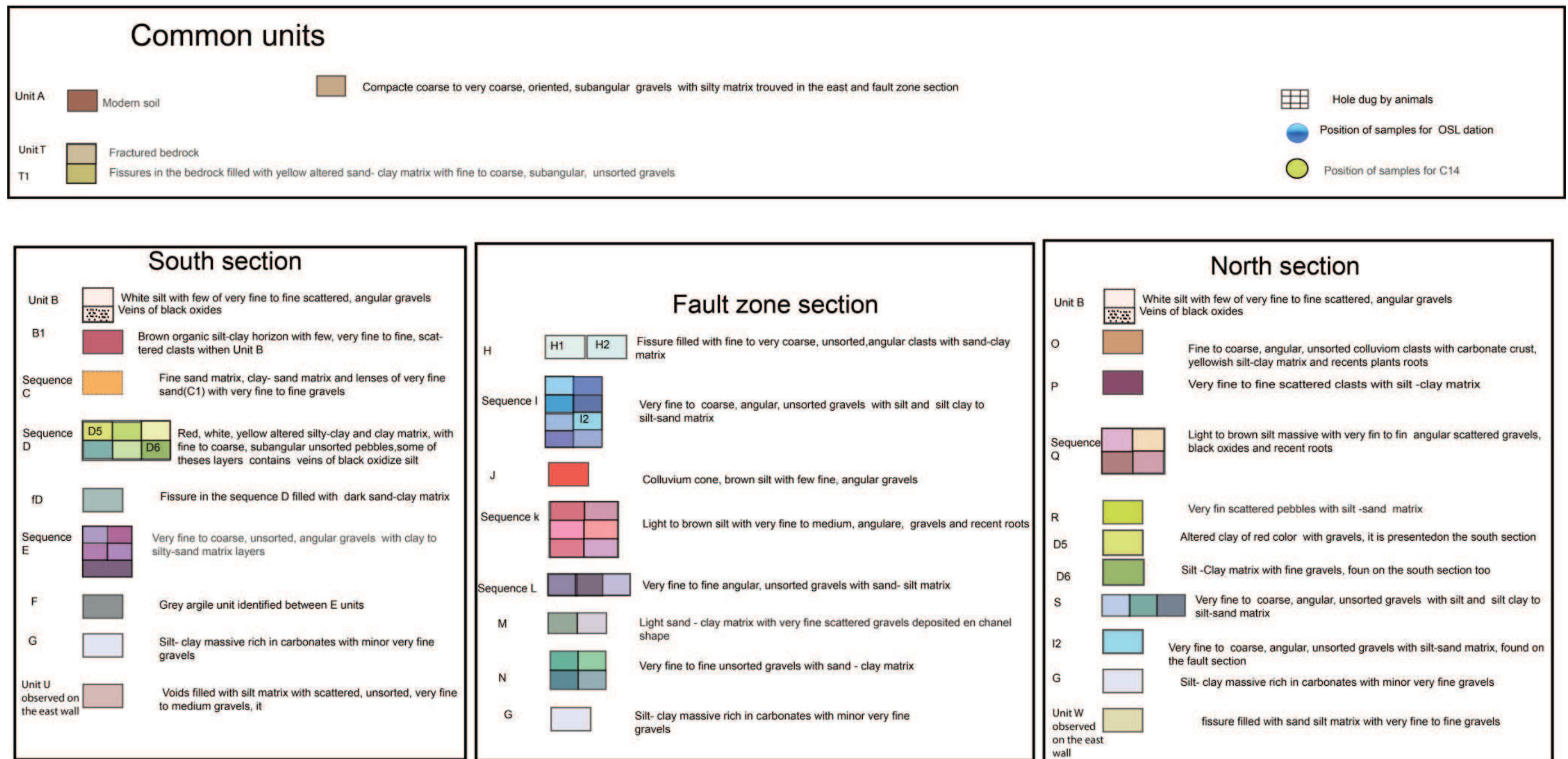


Figure 3-12: Stratigraphic units in the Muka-L trench. The sequences are subdivided into three sections: North, Fault zone and South. Note that the common units between the three sections are presented at first. Due to the dimension of this figure, it is found in digital version (DVD).

3.2.1.3. Characteristics of the North section

Stratigraphic units in the North section are most of the time discontinuous and different from the stratigraphic units of the South and Fault sections. Only six units are common in the South and the North sections: the units **T** (bedrock), **G** (carbonate crust unit), **D5** and **D0** units (part of the sequence D), **B** (massive white silt) and the unit **A** (surface soil).

The sequence from the surface to the bottom of the trench (Figure 3-11 and Figure 3-12) is:

Unit O: brown organic silt-clay horizon with few of very fine to fine scattered clasts

- ¹⁴C sample (Muka-L-W1-S07) obtained from this layer indicates that this horizon is dated 945 ±109 calBP.

Unit P: yellowish silt-clay matrix with fine to coarse, unsorted, angular colluvium clasts and carbonate crust

- The two units (P and O) are discontinuous and superimposed layers. They intersect the top of the unit **B**.

Sequence Q: light to brown silt units with very fine to fine, scattered and angular gravels.

- It is characterized by the presence of fractures, black oxides and plants roots.

Unit R: silt-clay matrix with very fine to fine pebbles

Sequence S: silt, silt-clay to silt-sand matrix with very fine to coarse angular gravels

General view to the east wall indicates that both walls have the same stratigraphic sequences. On the other hand, in the fault zone section, the majority of the units recognized on the west wall are absent of the east wall. In addition to, new units ***U*** and ***W*** are observed in the east wall (Figure 3-13). U and W units correspond to void and fissure fills, respectively.

Table 3-1: Radiocarbon dating of samples collected from Muka-L trench. Only one sample was taken from the east wall, all others from the west wall. The software OxCal V2.4 (Ramsey, 2013) with 2 sigma error was used to obtain the calendric ages with Intcal13 calibration curve (Reimer et al., 2013). For sample localization see Figure 3-11.

Sample name	Stratigraphic unit	Material	Radiocarbon age (yr BP)	Calibrated age (95.4% confidential range)	Calibrated age calBP
Muka-L-E4-S01	E4 (east wall)	sediments	3565±30	2021-1777 calBC	3850 ± 120
Muka-L-W3-S03	L2	sediments	3220± 30	1605 -1421 calBC	3460±95
Muka-L-W1-S07	O	sediments	2820±35	1114-896 calBC	945±109
Muka-L-W3-S04	H1	sediments	2745±30	975 -818 calBC	1054±79
Muka-L-W4-S02	B1	sediments	2360±30	522 - 383 calBC	2400±70
Muka-L-W2-S05	J	sediments	1950±30	37 calBC-125 calAD	2030±40
Muka-L-W2-S06	I.7	sediments	1180±25	775 -942 calAD	1090±84

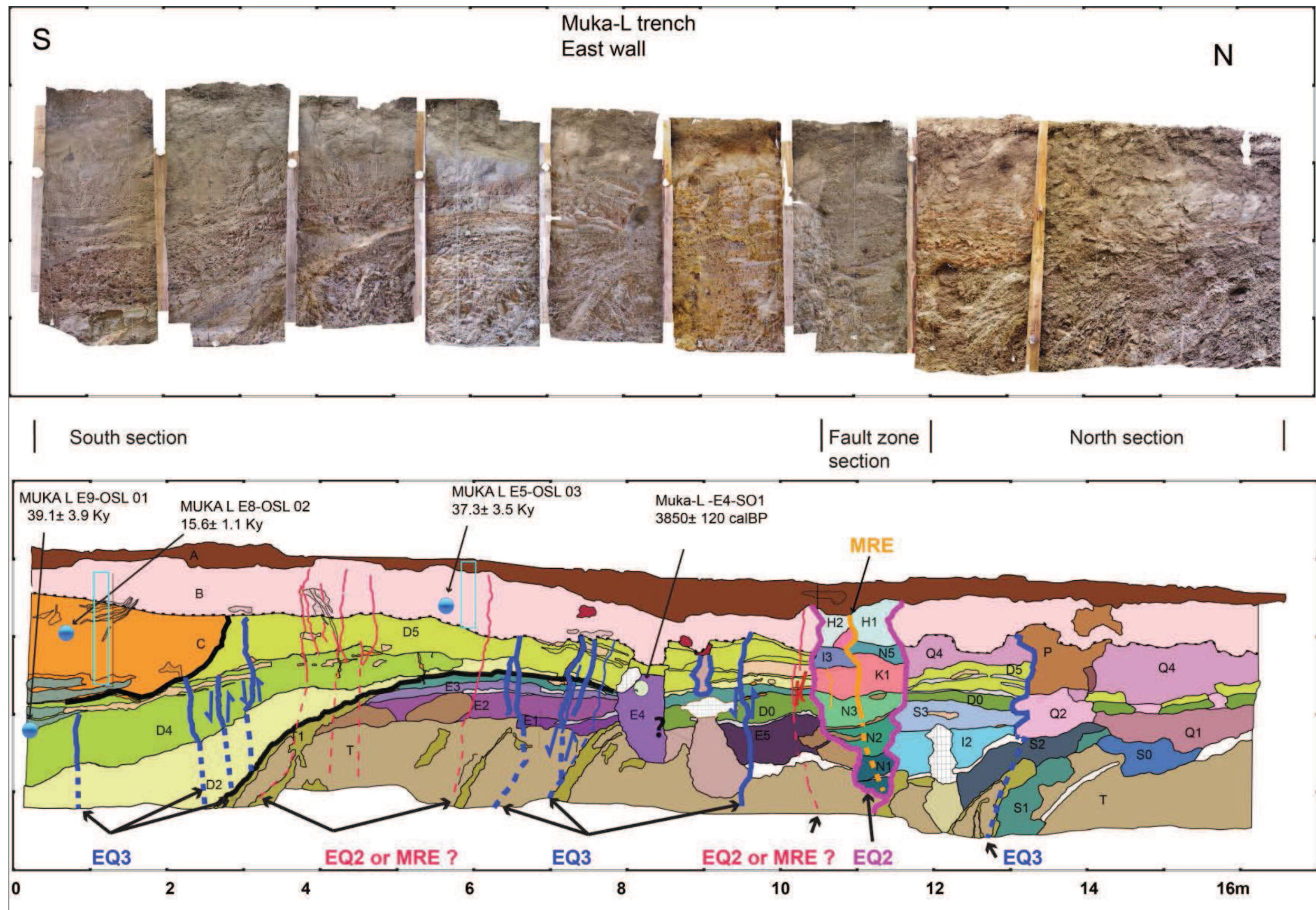


Figure 3-13: Photomosaic and log of the east wall of the Muka-L trench. Due to the dimension of this figure, it is found in digital version (DVD).

3.3. Paleoearthquakes chronology and recurrence time.

Stratigraphic evidences for paleoearthquakes are identified in the Muka-L trench:

- Ruptures upward terminations: the upward terminations are identified on the both walls (west and east).
- Fissures: two fissures are identified (FD and FI) on the west wall associated with apparent displacements.
- Juxtaposition of dissimilar correlative strata: this is observed along the EQ2 and the most recent earthquake faults.
- Tilting (wrapping units): a scarp composed of the bedrock and E sequence is identified on the both walls.

The Muka-L trench shows evidences for at least three earthquakes with surface ruptures (Figure 3-14 and Figure 3-15). We determined the chronology of these events based on collected data and trench analysis. We summarize the chronology in the Figure 3-16 and Figure 3-17.

Paleoearthquakes chronology

Stage1:

An initial deformation stage is recorded by the “fan shape”, due to progressive discordance, deposits of the clay sequence D visible on both trench walls. The slope of the clay increases when we look into older layers indicating subsidence, probably of tectonic origin, during the deposition; however, as we do not have any criteria to justify its origin, its relation to the fault behavior is not specified. It is located on the uphill side of the fault, showing a “pound context” that could have been induced by a natural dam due to the fault movement. The sequence D is thinner near the fault zone section.

The bedrock (T), totally sheared, is more superficial at the south. It could record several previous important deformations. These deformations could not be dated.

Stage 2: Earthquake 3 (EQ3)

After the deposition of units D4 and D5, an erosion surface is formed between D4 and C, and between D5 and C (Figure 3-14 and Figure 3-15).

The earthquake EQ3 (blue color) is expressed in the west and the east walls. The EQ3 affects, in the South section, the units D4 and D5 and the erosion surface between C and D sequences. The upper termination of EQ3 does not affect the erosion surface (B-D5) (Figure 3-14 and Figure 3-15). The majority of EQ3 ruptures are associated with apparent vertical offsets.

Therefore, the EQ3 postdates the unit D5 and the erosion surface between C-D units (undated), and predates the erosion surface, between B and C or D units (undated) and the B1 deposits (2400 ± 70 calBP).

The unit E4 is deposited in a void dug after the deposition of D5 and is bordered by EQ3 ruptures (3850 ± 120 calBP). The ruptures do not affect the filling of the void (E4 unit). Therefore, the EQ3 predates also the E4 unit. There is no indication to associate this void to free face.

The EQ3 is older than 3850 ± 120 calBP

Despite they are not clearly identified, we consider that the EQ3 ruptures affected also the Fault zone section for the following reasons:

- The units in the North section are affected by EQ3.
- The complexity of the main fault zone suggests that it is the major cumulated deformation area, not only for the two last events.
- The presence of deposits (L2 unit) dated at 3460 ± 95 calBP (Muka-L-E4-S03), much older than the EQ2, that suggests a local opening in the fault zone due to the EQ3 surface ruptures.

Stage 3: Interseismic erosion and sedimentation

After EQ3, in the fault zone, sediments are filling the opened fissure. Unit L2 at the bottom of this filling is dated 3460 ± 95 calBP. After this filling, an erosion surface affects the units C and D5 at South section and Q4 at North section. Later, the B1 unit is deposited (2400 ± 70 calBP) and covered by the unit B (undated). The unit B covered the whole area (South, Fault and North sections) because it is observed on the both side of the main fault zone.

Stage 4: Earthquake 2 (EQ2)

The ruptures associated with the EQ2 (pink color) are visible on the both walls. EQ2 is expressed by two sub vertical faults that cut the trench stratigraphy's units from the bottom until under the modern soil A. They border the "Fault zone section" and cut totally the B unit, the youngest after the modern soil unit. They affect the sediments that were filling the fault section fissures formed after the EQ3.

The unit J fills the open fissure of the fault section due to EQ2 (see stage 5).

Therefore, EQ2 occurred after the deposition of the unit B (undated) and B1 (2400 $\pm$ 70 calBP) and before the unit J (2030 $\pm$ 40 calBP).

The earthquake EQ2 occurred between 2400 $\pm$ 70 calBP and 2030 $\pm$ 40 calBP.

Stage 5: Between earthquake 2 (EQ2) and Most Recent Event (MRE)

After the earthquake 2 (EQ2), local sediments are filling the open fissures and relates to the EQ2 in the Fault zone section. This includes the units J (2030 $\pm$ 40 calBP) and I7 (1090 $\pm$ 84 calBP). The correlation between these sediments and the stratigraphic units in the north and south trench section were not possible, so their precise origin is unknown. The origin of the unit I7 remains controversial; it could be remobilized from the surrounding hill (angular clasts) or it is a result from the fault movement.

Stage 6: Most Recent Earthquake (MRE)

The ruptures associated with the most recent earthquake (MRE) are clear on both walls. Two fault branches, joining in one at depth, are observed on the west wall: 1) the first branch is a fissure (FI) that include, locally, sediments. 2) The second fault is next and north to the first one. These fault branches affect deposits with apparent vertical movement. The fault is identified on the east wall as a single rupture.

The MRE affects the sediments (including J and I7), which filled the fissure opened by the EQ2. MRE does not affect the unit A (modern soil). Thus, MRE is younger as the unit I7 (1090 $\pm$ 84 calBP) and older than the modern soil A (undated).

The MRE earthquake occurred between 1090 $\pm$ 84 calBP and before the modern soil age.

Summary of Paleoearthquakes chronology:

The MRE earthquake occurred between 1090 ± 84 calBP and before the modern soil age.

The earthquake EQ2 occurred between 2400 ± 70 calBP and 2030 ± 40 calBP.

The EQ3 is older than 3850 ± 120 calBP.

Recurrence time

With a unique trench, only few dating in the trench and no morphological deformation dating, we can only propose preliminary recurrence times (Figure 3-17). Nevertheless, they are the first values never obtained on this fault and can be considered as average values.

The MRE event is younger than 1090 calBP years.

The minimum interval time between EQ2 and MRE:

$\Delta \text{EQ2/MRE (min)} = 940 \pm 124$ years (between B1 and I7).

The minimum interval time between EQ3 and EQ2:

$\Delta \text{EQ3/ EQ2 (min)} = 1450 \pm 190$ years (time between B1 and E4 units).

The minimum recurrence time for large earthquakes on Sharkhai fault is about:

1195 ± 157 years.

Possible Slip rates

The difficulties of dating the sediments (as discussed above) in the trench Muka-L have constrained only the age of the last two earthquakes. So we propose a first attempt for the slip rate on the Sharkhai fault. They are based on co-seismic slip hypothesis and the chronology identified in the trench Muka-L. The observations are summarized on the Figure 3-17.

With the absence of paleoseismological studies on the fault and comparing with other active faults in Mongolia (as Fuyun and Bolnaï), if we consider the minimum recurrence time (**1195 ±157** years) and characteristics events process, in addition with the co-seismic offset associated to two segmentation scenarios, we obtain:

First scenario (entire fault breaks in one event):

- If we consider the minimum offset observed on the fault 2.5 ± 0.4 m as co-seismic slip (see chapter 2), that yield a maximum slip rate **2.14 ±0.5 mm/year**.
- If we take the average offset 1.48 ± 1.1 m estimated from Wells and Coppersmith (1994) relation (see chapter 2), then the maximum slip rate is **1.26 ± 0.9 mm/year**.

Second scenario (two segments):

- Average offset of 0.68 ± 0.2 m gives a maximum slip rate of **0.6 ±0.2 mm/year**.

We can compare these values with the slip rate observed on other faults in Mongolia, for example:

- Fuyun fault (1931): the geological slip rate is 3.8 ± 0.2 mm/y (Etchebes, 2011) and the geodesic slip rate is 2.6 ± 0.5 mm/y (Calais et al., 2003).
- Bolnaï fault (1905): the geological slip rate is 3.1 ± 1.75 mm/y (Rizza et al., 2015) and the geodesic slip rate is 2.6 ± 1 mm/y (Calais et al., 2003).
- Bogd fault (1957): 1.5 mm/y (Ritz et al., 2006) and 2 ± 1.2 mm/y (Calais et al., 2003) for geological and geodesic slip rates, respectively.

Considering these values and the weak geomorphologic expression of the Sharkhai fault, one can conclude that the values based on an offset of 2.5 ± 0.4 m, as co-seismic slip, appear too high (**2.14 ± 0.5 mm/year**).

The maximum slip rate on Sharkhai fault is between **0.6 ±0.2 and 2.14 ±0.5 mm/year**. The two scenarios, either the whole fault breaks in one event or two segments break separately, are acceptable, none of the three scenarios is eliminated.

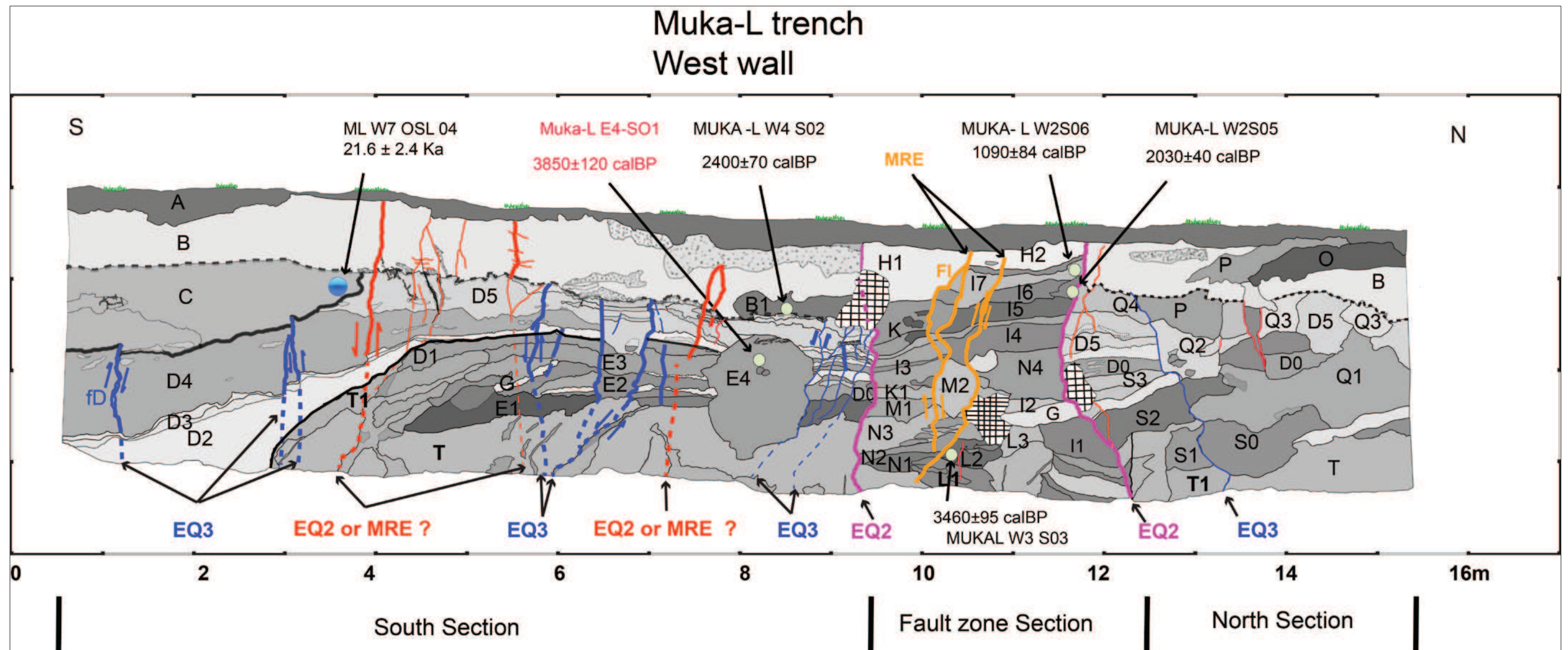


Figure 3-14: Log of the west wall of Muka-L trench (gray colors to simplify the analysis of earthquakes chorology). Each earthquake is identified by a distinct color. Red ruptures indicate the uncertainty for each earthquake. The clearly identified ruptures are in thicker line. Thick black lines between the sequence C and the units D4 and D5 indicate the erosion surface. Dashed lines at the bottom of the unit B indicate the erosion surface between B and the lower units. Light green circles indicate ^{14}C dates and the dark blue one corresponds to OSL dates. The sample Muka-L-E4-OSL01 is taken from the east wall (blue color). Due to the dimension of this figure, it is found in digital version (DVD).

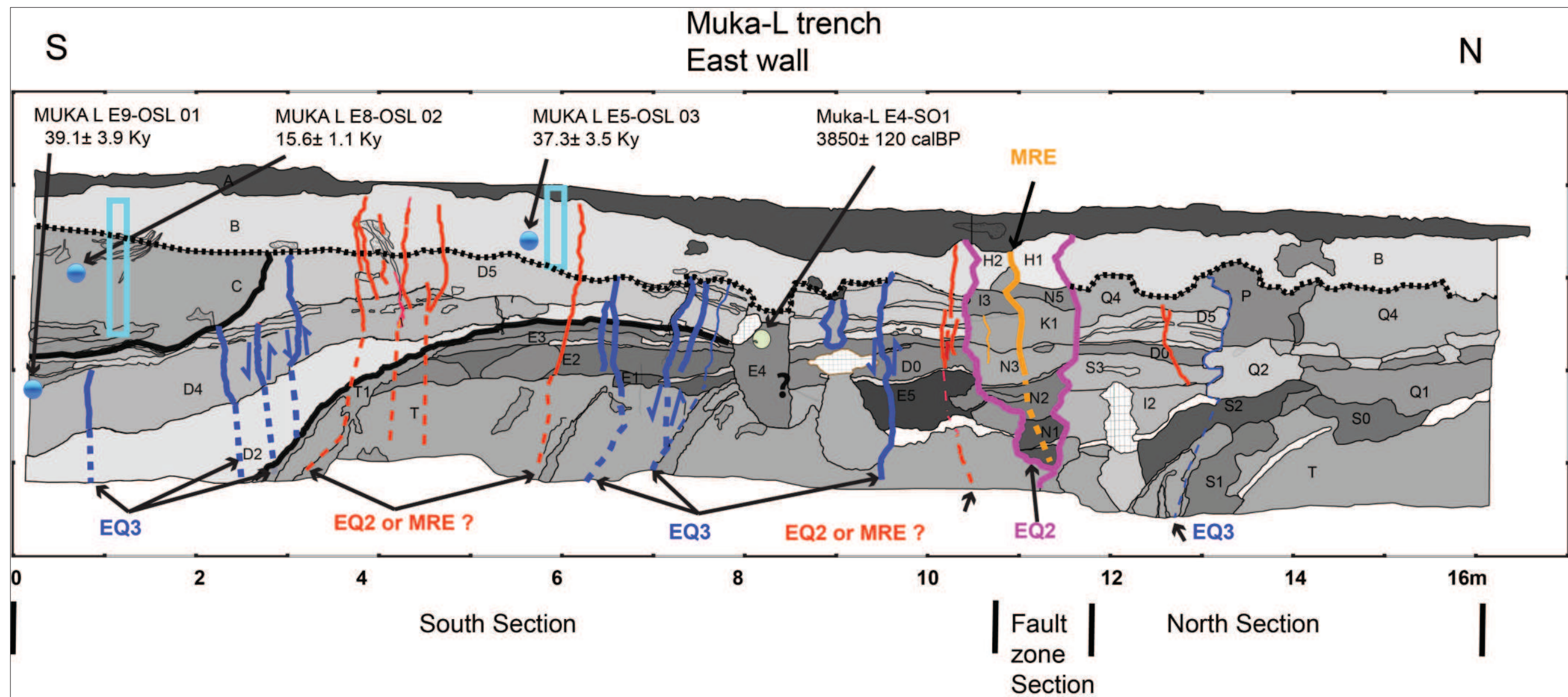


Figure 3-15: Log of the east wall of Muka-L trench (gray colors to simplify the analysis of earthquakes chorology). Due to the dimension of this figure, it is found in digital version (DVD).

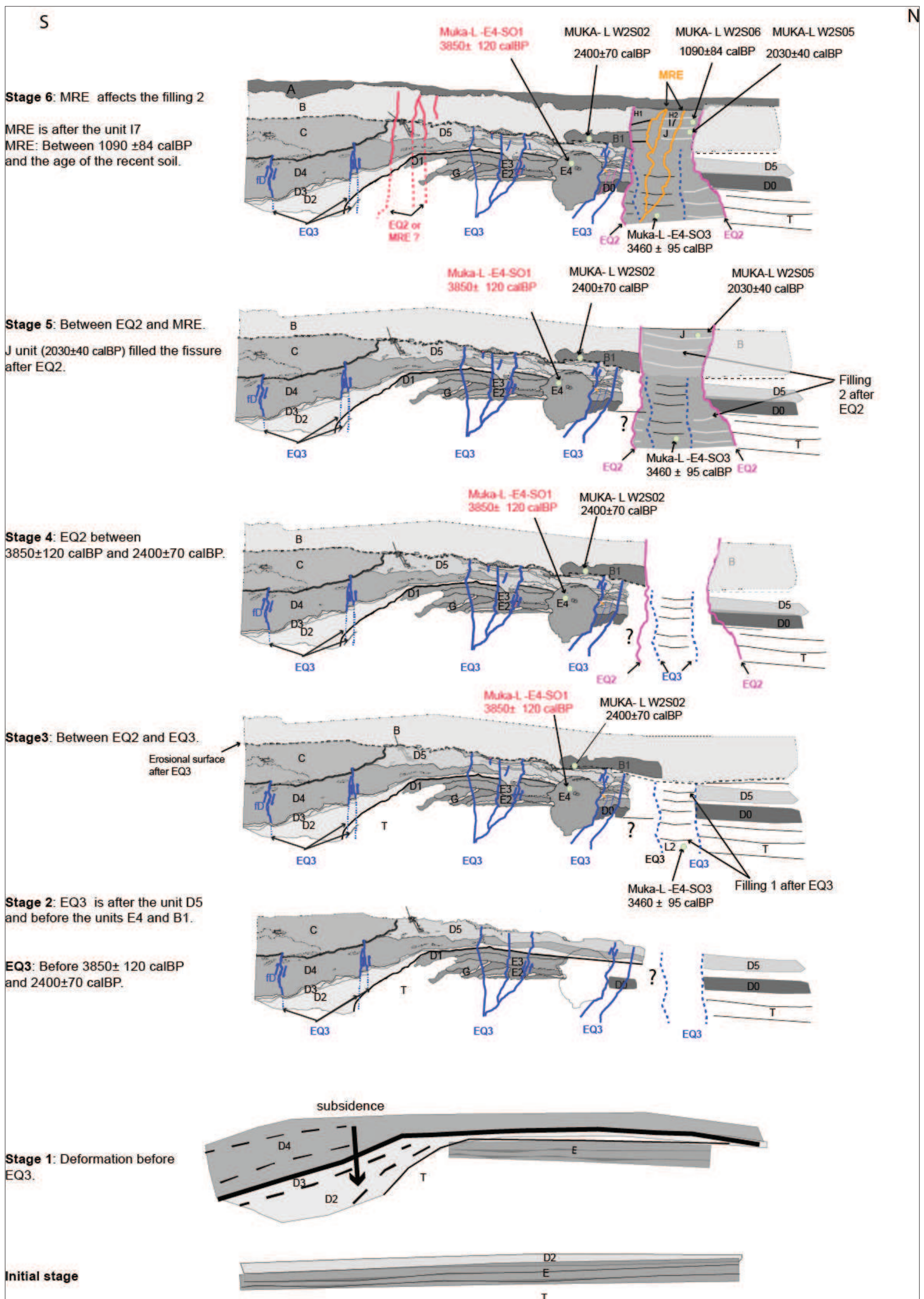


Figure 3-16: Seismic retro-deformation of the west wall log indicates four paleoearthquakes.

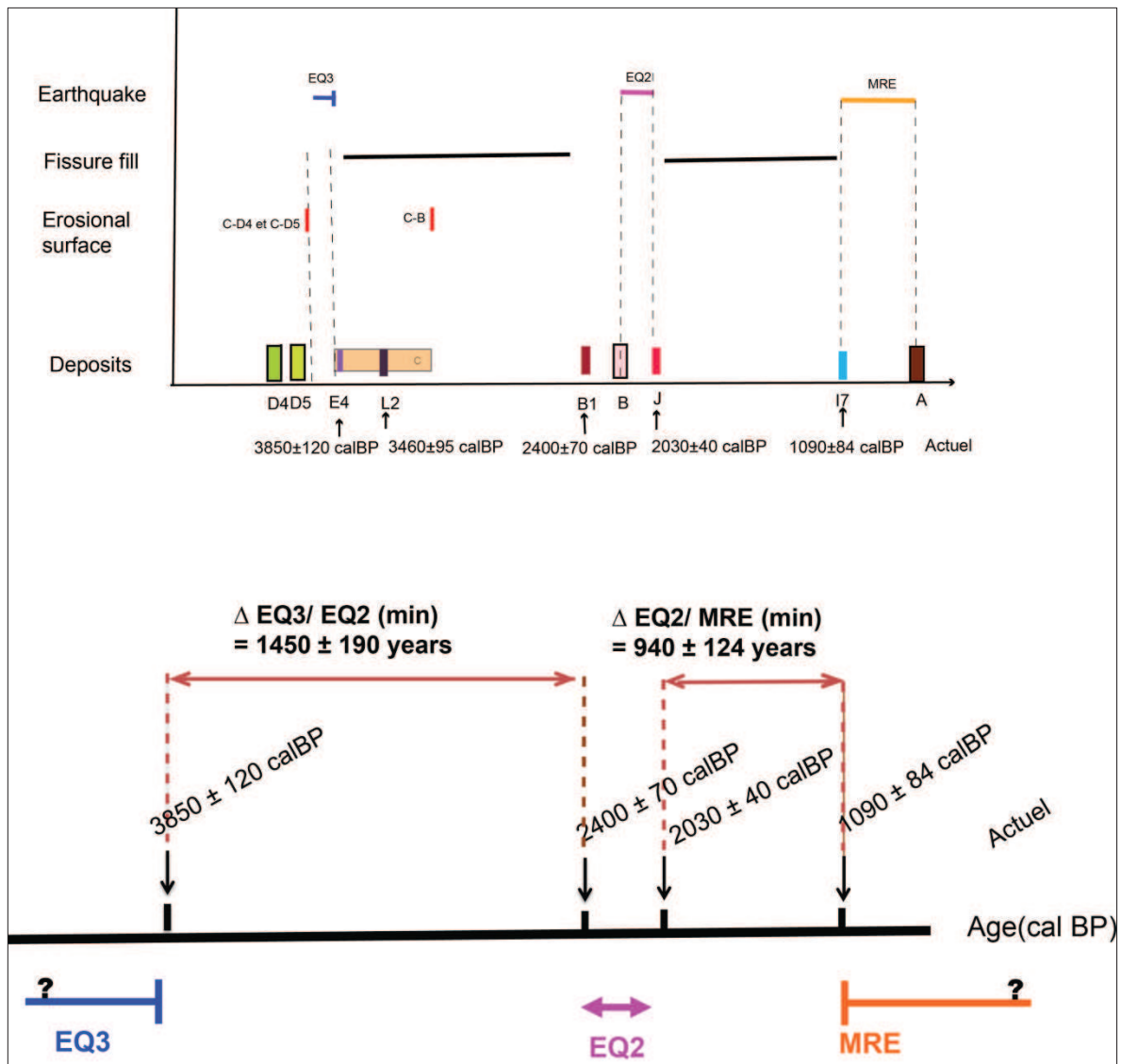


Figure 3-17: Top: Schema showing the chronology of the main sedimentary and seismic events observed in the Muka-L trench. Bottom: Paleo-earthquakes, and associated minimum recurrence time value.

3.4. Conclusion

We conducted the first paleoseismic investigations on the Sharkhai fault. The Muka–L trench, 16 m long and 3 m depth, was opened across the fault trace. Evidences for three paleoearthquakes ruptures were identified.

The obtained dating of units allowed us to consider the timing of these 3 events:

- The earthquake EQ3 is older than 3850 ± 120 calBP.
- The earthquake EQ2 occurred between 2400 ± 70 calBP and 2030 ± 40 calBP.
- The most recent event MRE earthquake occurred between 1090 ± 84 calBP and before the modern soil age.

We propose the first recurrence time value estimated on this fault that should be considered as preliminary average values.

Finally, the interval time between EQ3 and EQ2 is "a minimum" **1450 ± 190** years. The interval time between EQ2 and MRE is "a minimum" **940 ± 124** years. The MRE event is younger than 1090 years.

The recurrence time for large earthquakes on Sharkhai fault is **1195 ± 157** years.

We propose a first attempt for the slip rate on the Sharkhai fault. The maximum slip rates, depending on the various hypotheses, vary from 0.6 ± 0.2 to 2.14 ± 0.5 mm/year.

Considering the weak geomorphologic expression of the Sharkhai fault, and a comparison with other faults in Mongolia:

- The values based on 2.5 ± 0.4 m, as co-seismic slip, appear too high (2.14 ± 0.5 mm/year).
- The maximum slip rate on Sharkhai fault is between 0.6 ± 0.2 and 2.14 ± 0.5 mm/year. The two scenarios, either the whole fault breaks in one event or two segments break separately, are acceptable, none of the three scenarios is eliminated.

Chapitre4: La Faille d'Avdar, premières analyses morpho- tectoniques et paléosismologiques

4.1. Introduction générale

Ce chapitre est dédié à l'analyse de la faille d'Avdar, les résultats présentés dans ce chapitre restant préliminaires. La faille a été découverte en 2011 grâce à la disponibilité d'images satellitaires haute résolution. L'extrémité nord de la faille est située à environ 40 km de la capitale de la Mongolie, Oulan Bator, à 26 km du nouvel aéroport et à 20 km de la ville de Zuunmod (Figure 4-1). Aucune étude géologique, géodésique, morpho-tectonique ou paléosismologique n'a été menée par le passé sur cette faille. Aussi, le fonctionnement, la cinématique de la faille, les décalages co-sismiques ou cumulés et la sismicité historique de cette structure restent à identifier. Pour cela, les actions entreprises sont les suivantes:

- Premièrement : établir une cartographie morpho-tectonique détaillée pour la faille d'Avdar à partir de l'analyse des images Pléiades de haute résolution (2 m Multi Spectral et 0.5 m Panchromatique) (Figure 4-2) et des observations géomorphologiques effectuées pendant la mission de terrain de 2012.
- Deuxièmement : identifier et mesurer les déplacements co-sismiques et cumulés pour contraindre la cinématique de la faille et mettre en évidence son activité récente.
- Troisièmement : à partir de la géométrie de la faille, proposer une segmentation des ruptures de surface à partir notamment des changements d'azimut. Ainsi, on proposera des scénarios possibles de ruptures selon les segments activés, et on estimera la magnitude des séismes pouvant se produire sur la faille d'Avdar.

Enfin, les résultats des investigations paléosismologiques menées sur la faille d'Avdar en 2012 sont présentés dont une estimation de l'âge du dernier séisme ayant généré des ruptures de surface.

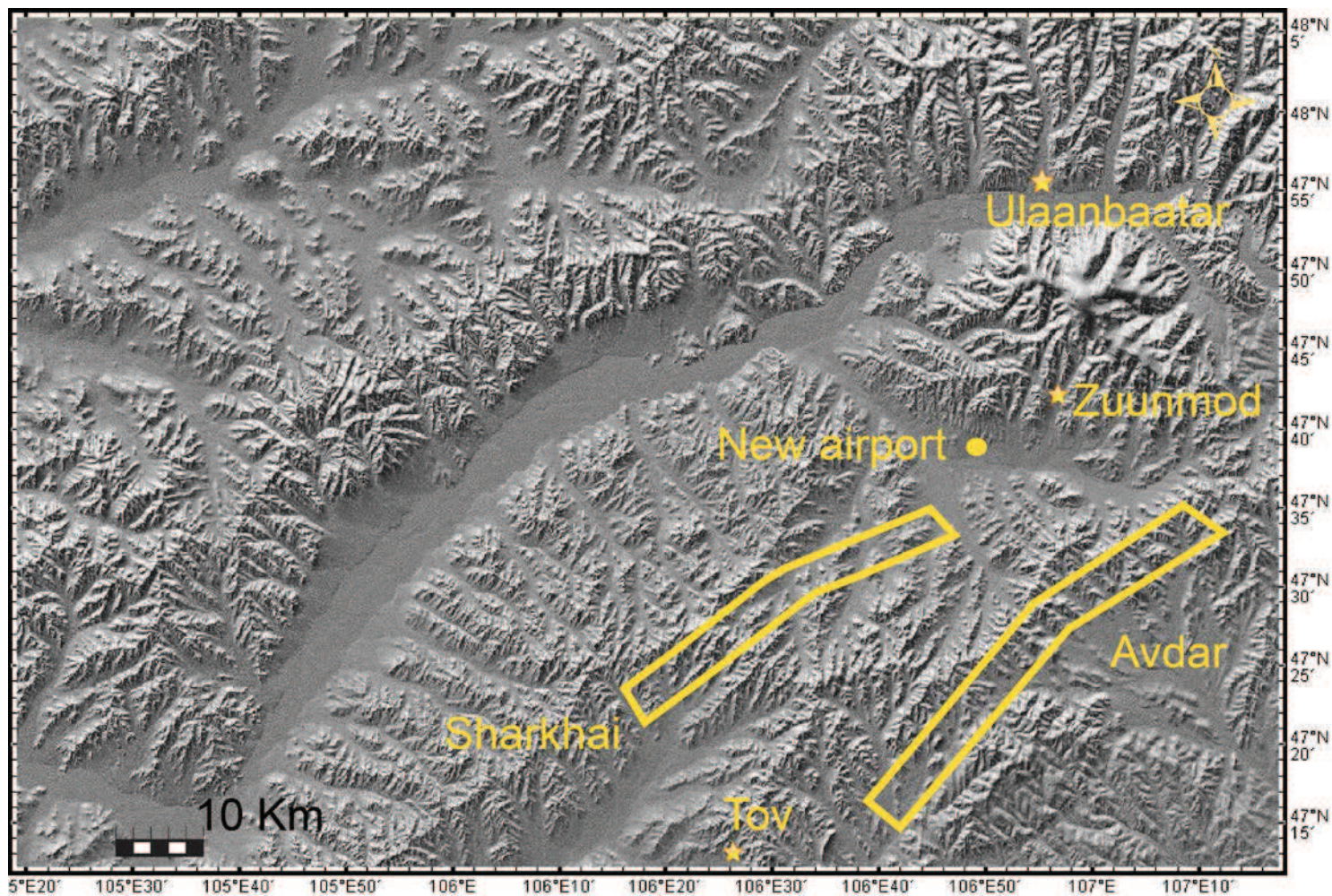


Figure 4-1: Modèle numérique de terrain (MNT) de 90-m de résolution, généré à partir des données SRTM3. La zone d'étude est en jaune (zone SE = Avdar).

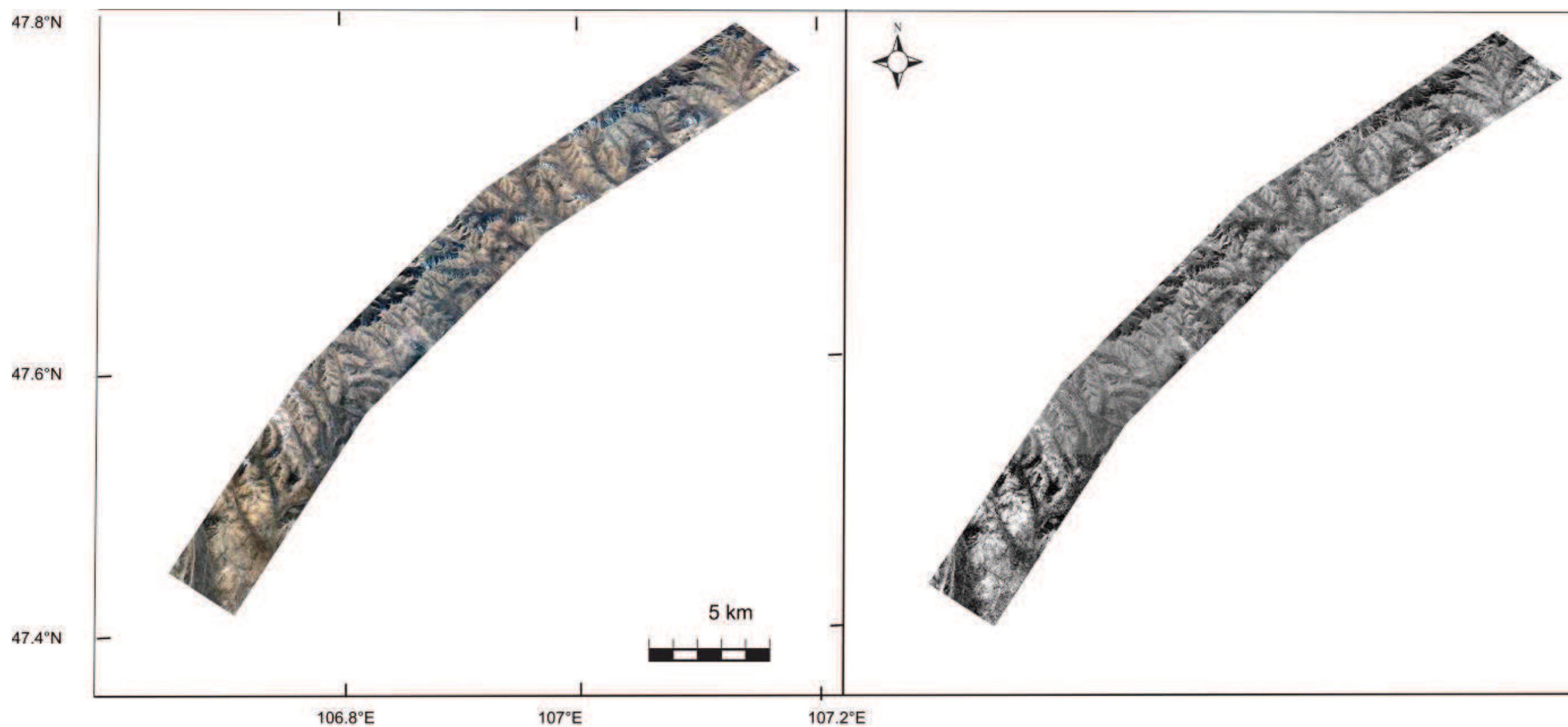


Figure 4-2: Images satellitaires Pléiades (2 m Multi Spectral à gauche et 0.5 m Panchromatique à droite) disponibles et couvrant la zone de la faille d'Avdar. Compte tenu de la dimension de cette figure, elle est disponible dans une version numérique sur un support DVD.

4.2. Cartographie de la faille d'Avdar: la géométrie, la géomorphologie et la cinématique.

4.2.1. Description générale

Le système de la faille d'Avdar s'étend sur environ 47 km entre les coordonnées 106.69°E/47.28°N et environ 107.16°E/47.55°N. Les ruptures de surface coupent des collines composées de roches métamorphiques fracturées (granite), dépôts Dévonien moyen-supérieur (d'après la carte géologique de la Mongolie, 1998) et des dépôts quaternaires (Figure 1-10a). dans les vallées à des altitudes comprises entre 1570 m et 1720 m (Figure 4-3). La carte géologique montre plusieurs failles structurelles dans la région mais aucune faille active n'a été identifiée. En général, la signature géomorphologique de la faille est faible (comme pour la faille de Sharkhai). La trace de la faille a été érodée ce qui pourrait être, d'une part, un indice de faible taux de déformation et, d'autre part, d'ancienneté du dernier séisme. Il est possible que le décalage en surface soit réparti sur plusieurs ruptures, la géomorphologie de la faille ne permettant pas dans ce cas une identification aisée. En effet, peu de décalages co-sismiques/cumulés ont été préservés. Toutefois, quelques drainages permettent de mettre en évidence un déplacement horizontal prouvant son activité récente.

Les ruptures de surface ont une géométrie qui diffère le long de sa trace: au sud-ouest, elles sont orientées NNE-SSW et leur géométrie est simple et rectiligne. Par contre, au nord-est, la zone des ruptures de surface devient large et compliquée montrant plusieurs ruptures. (Figure 4-4).

La faille montre quelques discontinuités géométriques (saut, zone de relais) de petite taille (métrique), mais trop faibles pour induire un arrêt de la rupture de surface selon les critères de Barka et Kadinsky-Cade (1988). Cependant, les ruptures de surface changent d'azimut ($\geq 10^\circ$) plusieurs fois le long de la faille, ce qui sera le critère majeur des scénarios de segmentation de la rupture qui seront présentés par la suite.

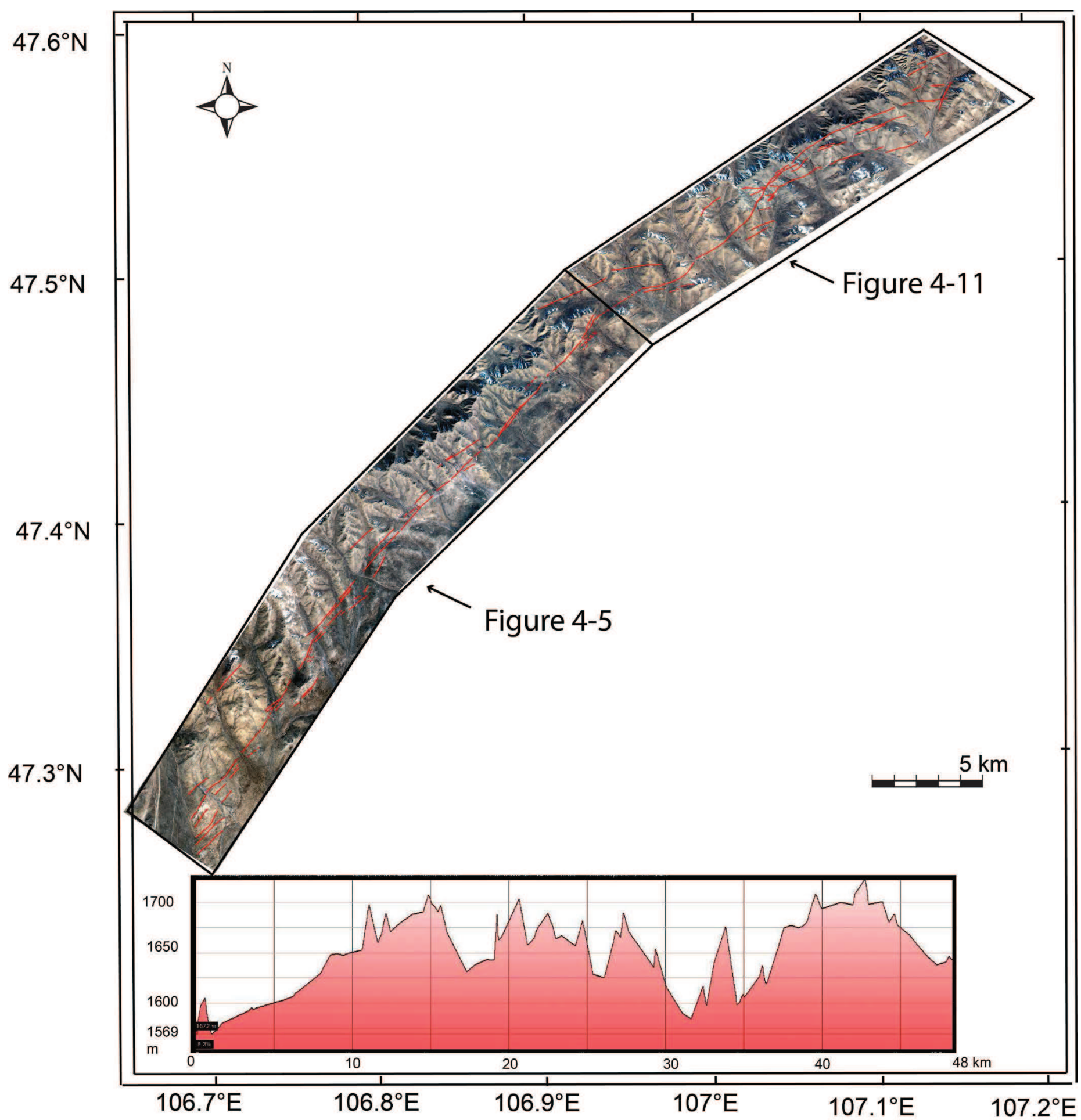


Figure 4-3: Images multispectrales Pléiades (2 m de résolution) montrant la faille d'Avdar (ligne rouge) et le profil d'altitude (dérivé de Google Earth™) le long des ruptures. La faille s'étend sur environ 47 km ; elle coupe la topographie entre 1570 et 1720 m d'altitude. Compte tenu de la dimension de cette figure, elle est disponible dans une version numérique sur support DVD.

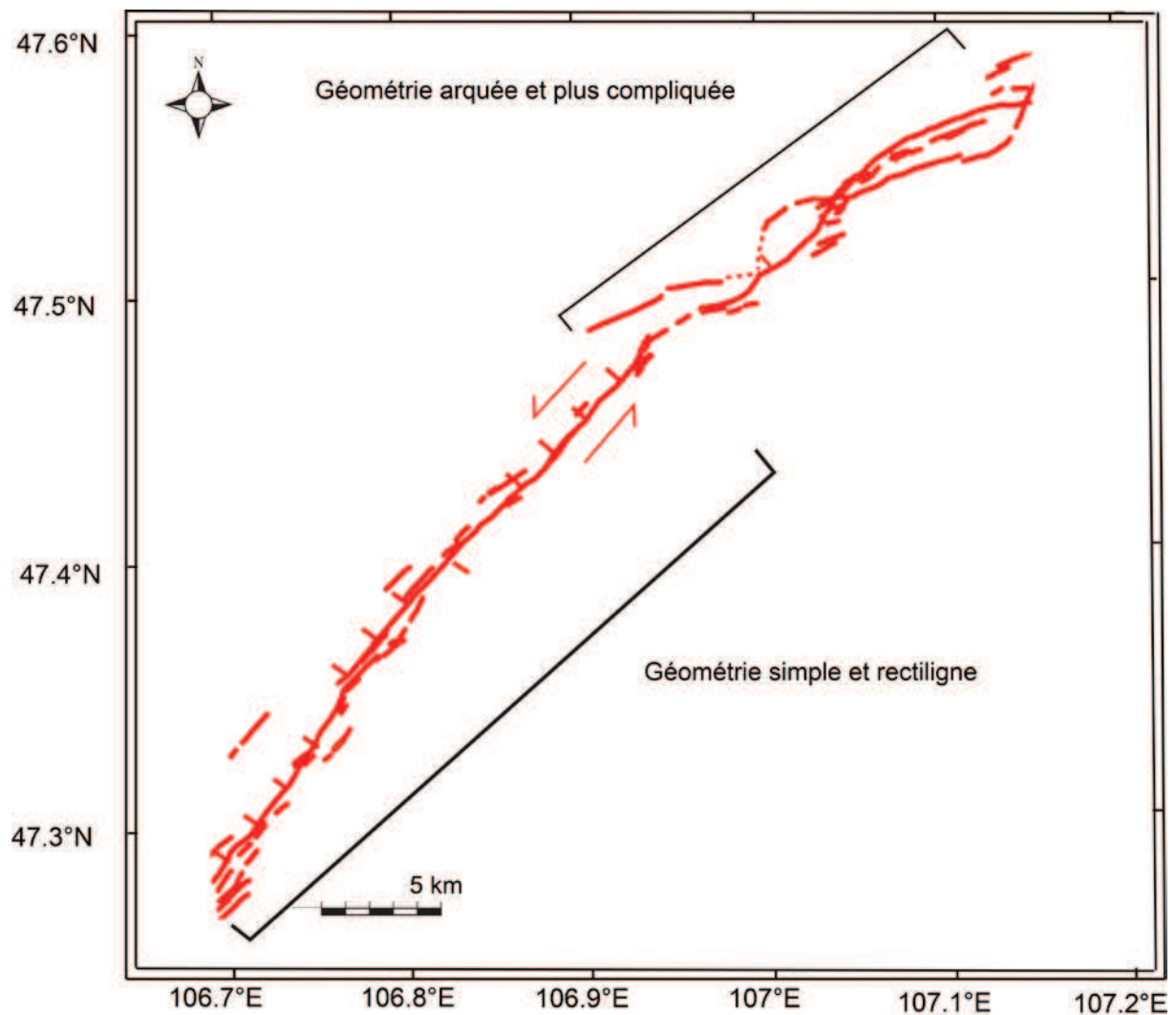


Figure 4-4: Carte des ruptures de surface observées le long de la faille d'Avdar. La faille s'étend sur 47 km environ montrant deux géométries différentes.

La description est réalisée du SO vers le NE

Partie sud entre 106.69°E/N47.28° et 106.97°E/N47.5°

Les ruptures de surface (SR1) sont orientées N36°E à N46°E (en moyenne) avec un pendage de 43° à 50° vers le nord-ouest (Figure 4-4). Les mesures du pendage sont réalisées à partir des images satellitaires (pour la méthode de mesure, voir l'exemple

montré dans la Figure 2-16). Cette partie de la faille est caractérisée par une géométrie simple et linéaire. Elle traverse successivement des collines élevées composées des dépôts d'âge dévonien (d'après la carte géologique de la Mongolie, 1998) et des vallées quaternaires ; en conséquence, en cartographie la faille apparaît sinueuse.

A l'échelle globale, entre $E106.69^{\circ}/N47.28^{\circ}$ et $E106.77^{\circ}/N47.352^{\circ}$ la faille «tourne» de 10° dans le sens horaire passant de $N36^{\circ}E$ à $N46^{\circ}E$ (en moyenne). Dans cette zone, on observe un «relais à gauche» (ZR1) extensif d'une largeur d'environ 360 m (Figure 4-5, Figure 4-6 et Tableau 4-1). Les deux ruptures de surface se chevauchent sur 625 m environ au niveau de ce relais.

La topographie est associée à une composante verticale qui accommode le changement d'azimut. Sur le terrain, un escarpement de 0.5 m environ a été observé (Figure 4-7).

Deux autres discontinuités géométriques (sauts) sont observées respectivement à $E106.78^{\circ}/N47.37^{\circ}$ et $E106.87^{\circ}/N47.43^{\circ}$. (Figure 4-5 et Tableau 4-1): la première «S1» s'étend sur environ 220 m avec un saut (à gauche) de 55 m, et la deuxième «S2» est de 300 m de longueur avec un saut de 100 m (à droite).

Le drainage D1, situé à $E106.89^{\circ}/N47.44^{\circ}$ (Figure 4-5), montre un mouvement senestre cumulé de 33 ± 0.5 m (Figure 4-8Figure 4-8Figure 4-9, localisation Figure 4-5).

Le drainage D2, situé à $E106.91^{\circ}/N47.46^{\circ}$, montre un décalage senestre cumulé de 233 ± 0.5 m (Figure 4-10, localisation Figure 4-5).

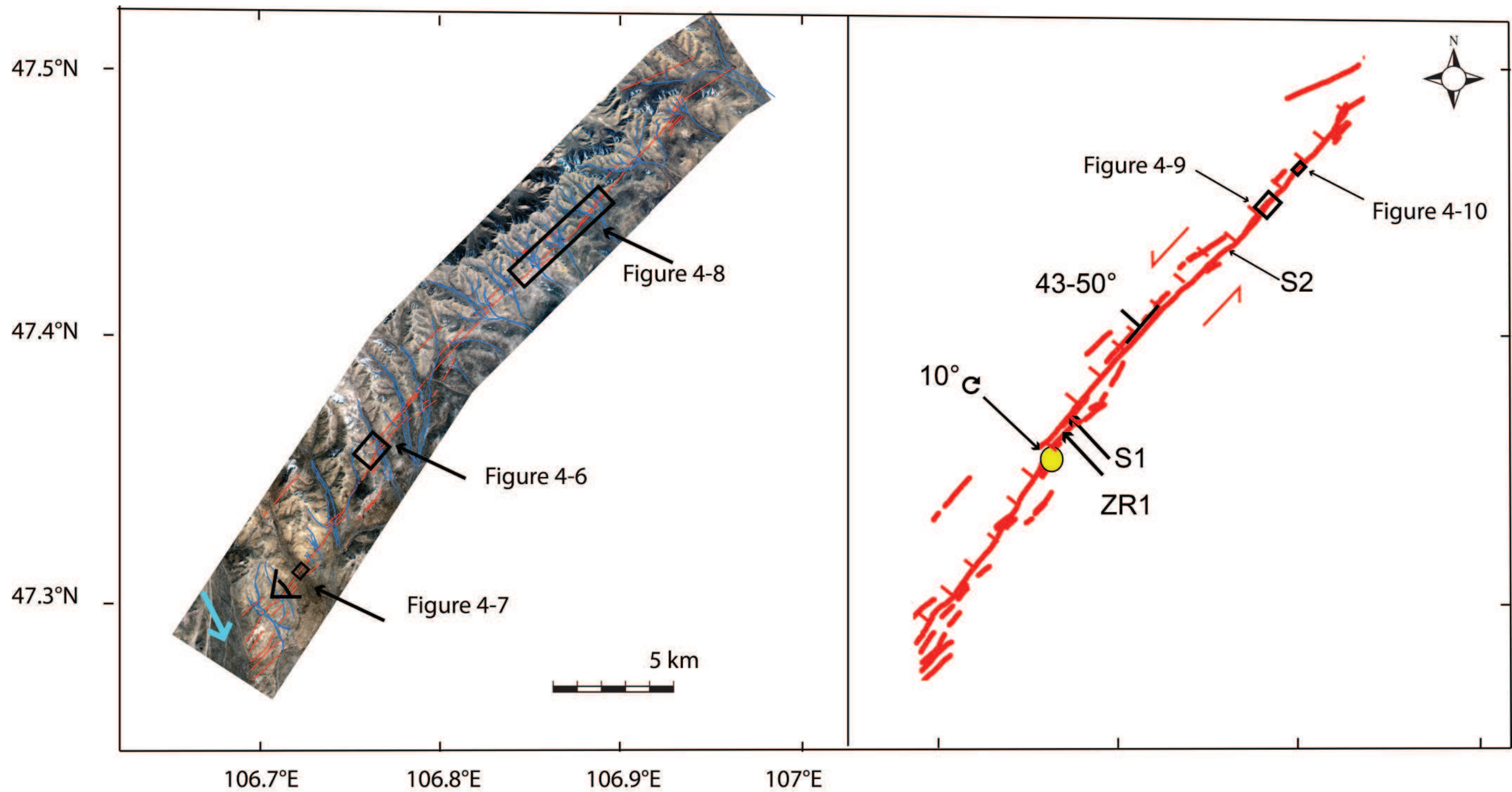


Figure 4-5: Image Pléiades montrant les ruptures de surface d'Avdar (lignes rouge) entre 106.69°E/47.28°N et 106.97°E/47.5°N. ZR1, S1 et S2 sont des discontinuités géométriques (voir Tableau 4-1). Notez le changement d'azimut de 10° et les branches secondaires. Les lignes en bleu foncé (sur l'image Pléiades, à gauche) correspondent au réseau de drainage (la flèche bleue claire montre la direction d'écoulement). (Compte tenu de la dimension de cette figure, elle est disponible dans une version numérique sur support DVD).

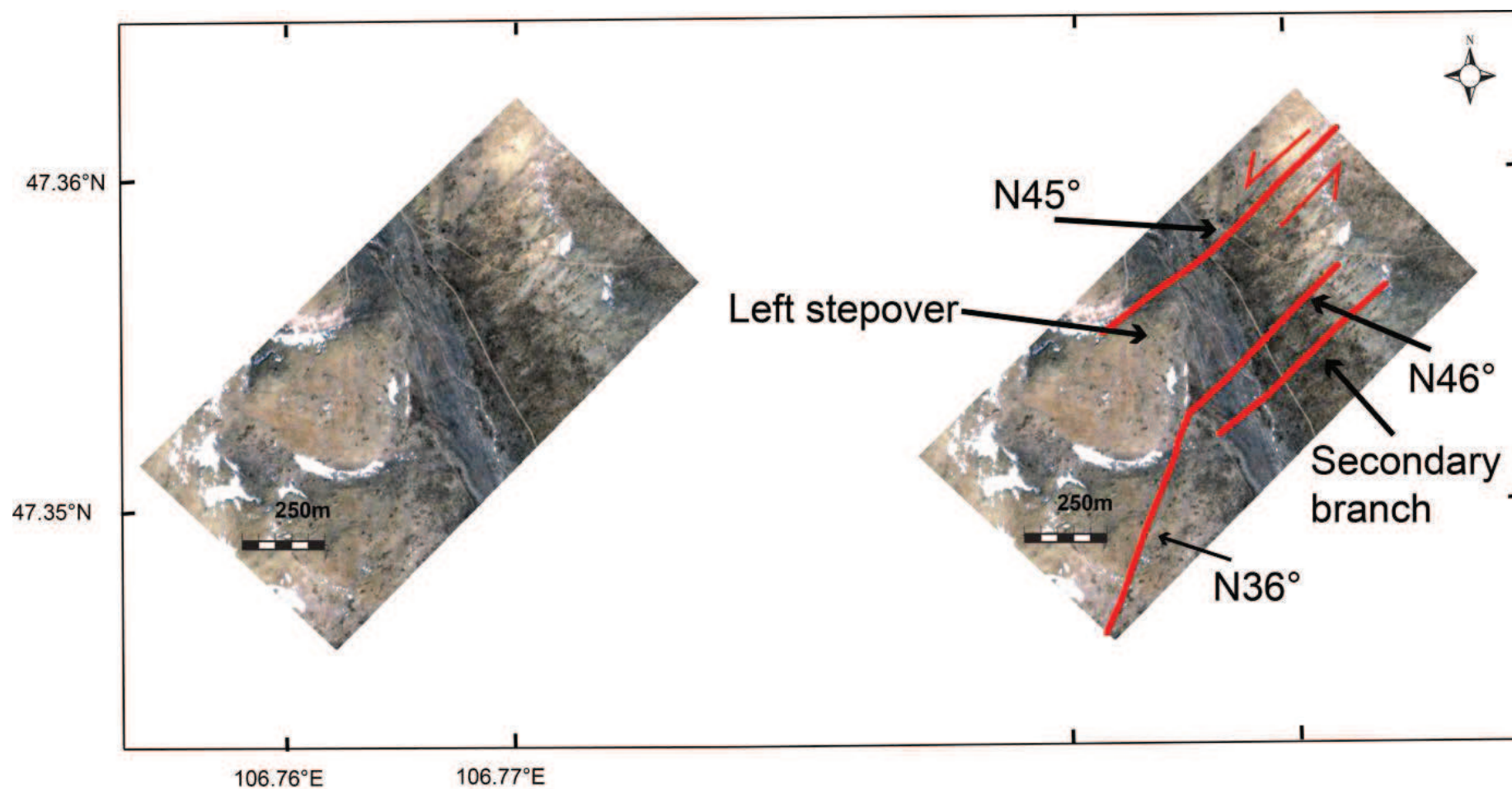


Figure 4-6: Discontinuité géométrique extensive de 360 m environ de largeur. La rupture de surface tourne de 10° (de N36°E à N46°E). Notez la branche secondaire parallèle à la rupture principale. (Voir Figure 4-5 pour la localisation S1).

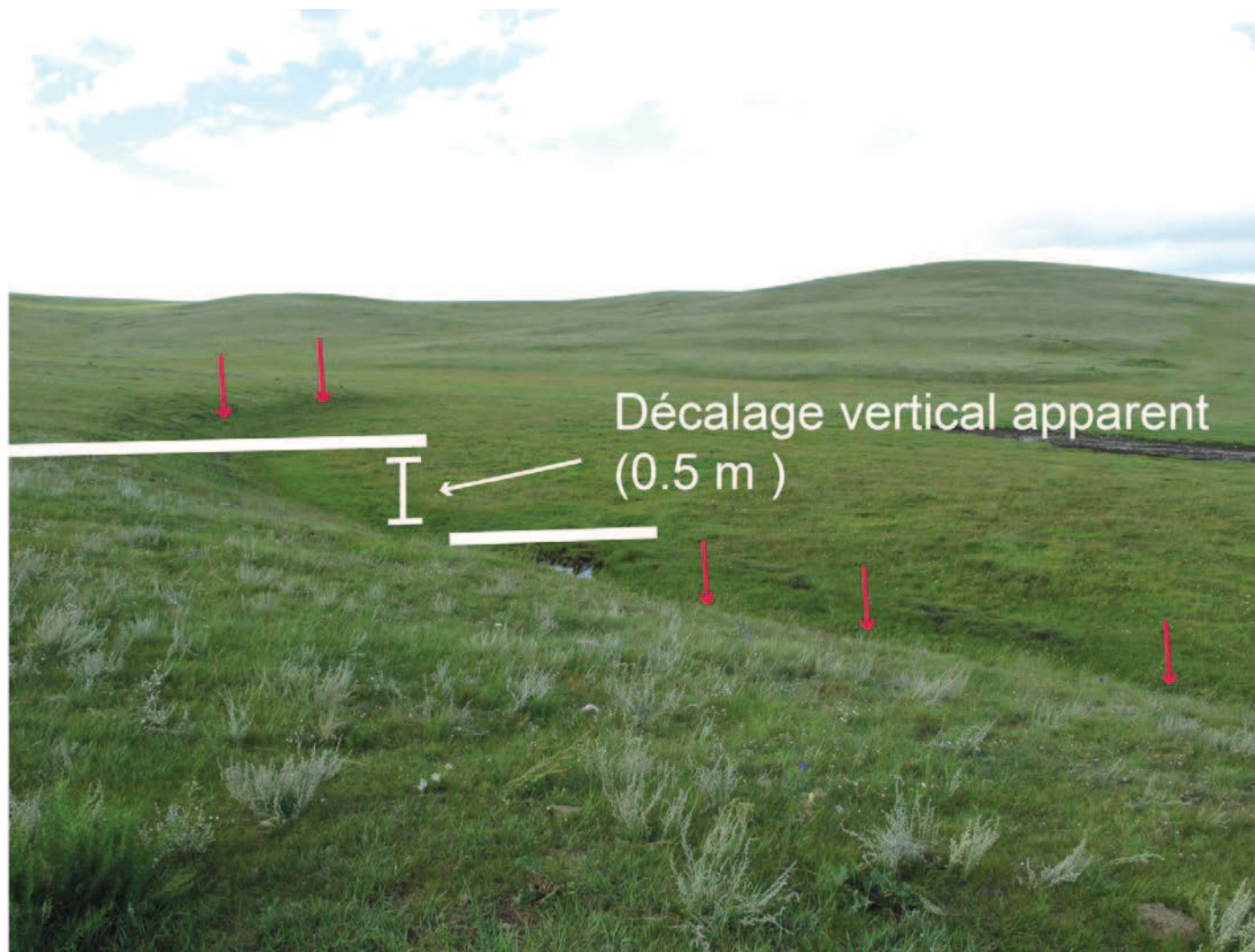


Figure 4-7: Photo montrant un escarpement (0.5 m) observé sur le terrain. Le passage de la faille d'Avdar est indiqué par les flèches rouges. La photo a été prise selon la direction indiquée sur la Figure 4-5.

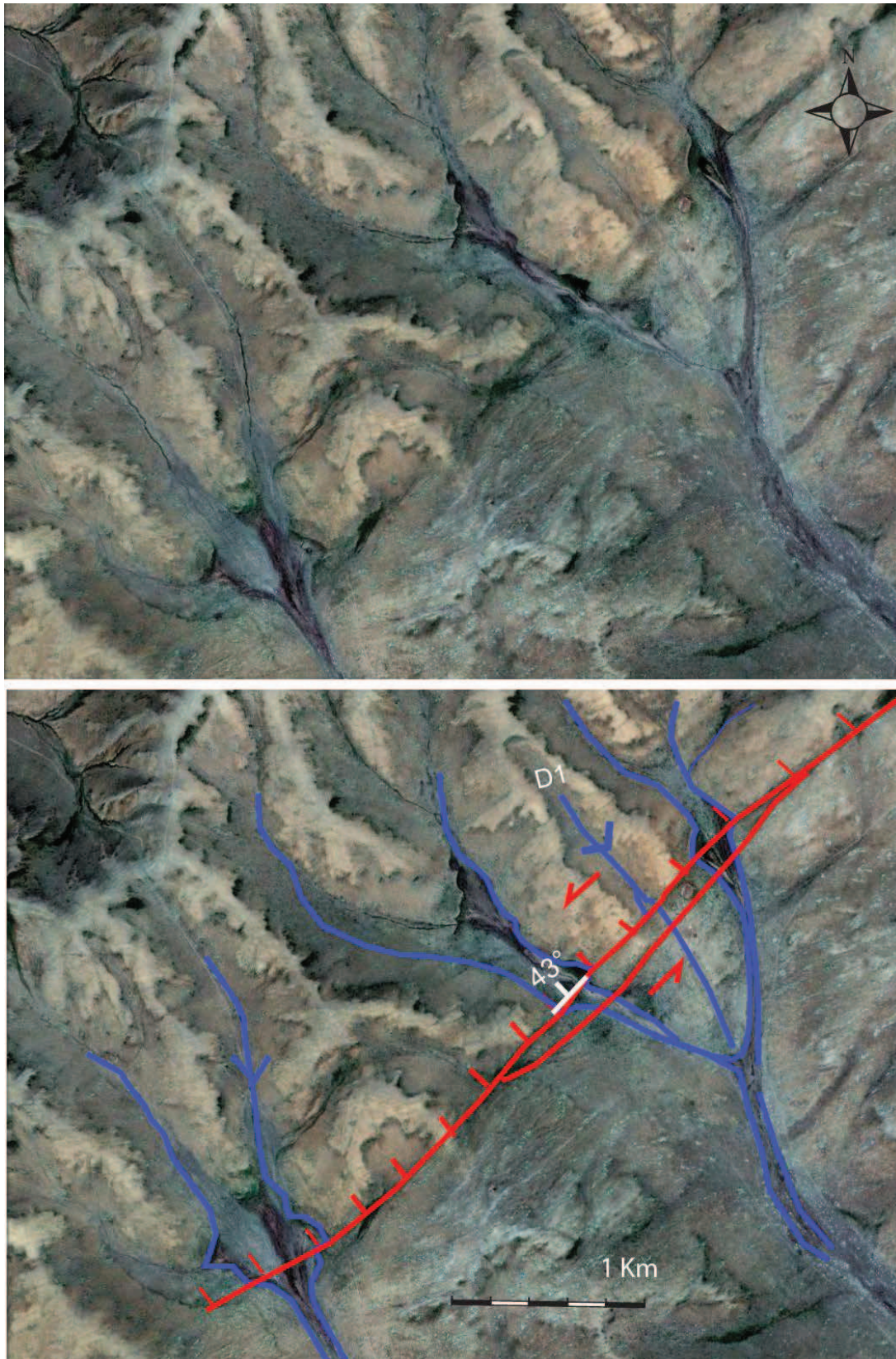


Figure 4-8: Image Google Earth montrant le drainage D1 (en bleu) décalé par un mouvement senestre. La faille a une composante verticale. Son pendage est de 43° . Voir la Figure 4-5 pour la localisation.

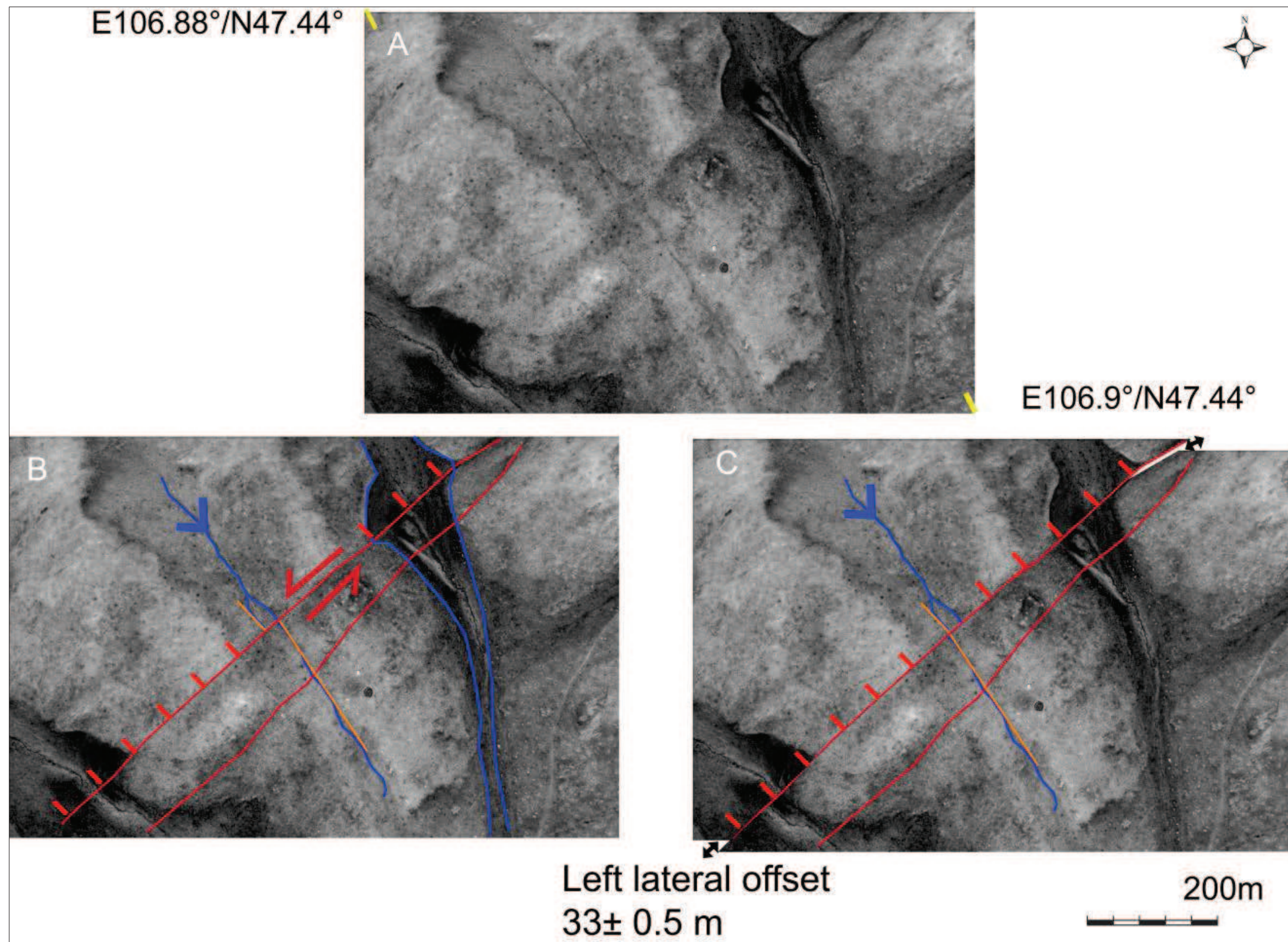


Figure 4-9: A) Image Panchromatique Pléiades montrant le drainage D1 décalé par 33 ± 0.5 m de mouvement senestre cumulé. B) La situation actuelle: notez que la faille se compose de deux ruptures en surface. C) La reconstruction du drainage dans sa situation initiale, le décalage est mesuré sur les images en projetant l'amont (ancien amont avant mouvement) et l'aval vers la trace de la faille. L'incertitude du décalage est de 0.5 m correspondant à la résolution de l'image Pléiades. Pour la localisation, voir la Figure 4-5. Lignes bleues = drainages; Flèches = directions d'écoulement; Lignes rouges = traces de la faille. Cette figure est disponible dans une version numérique sur support DVD.

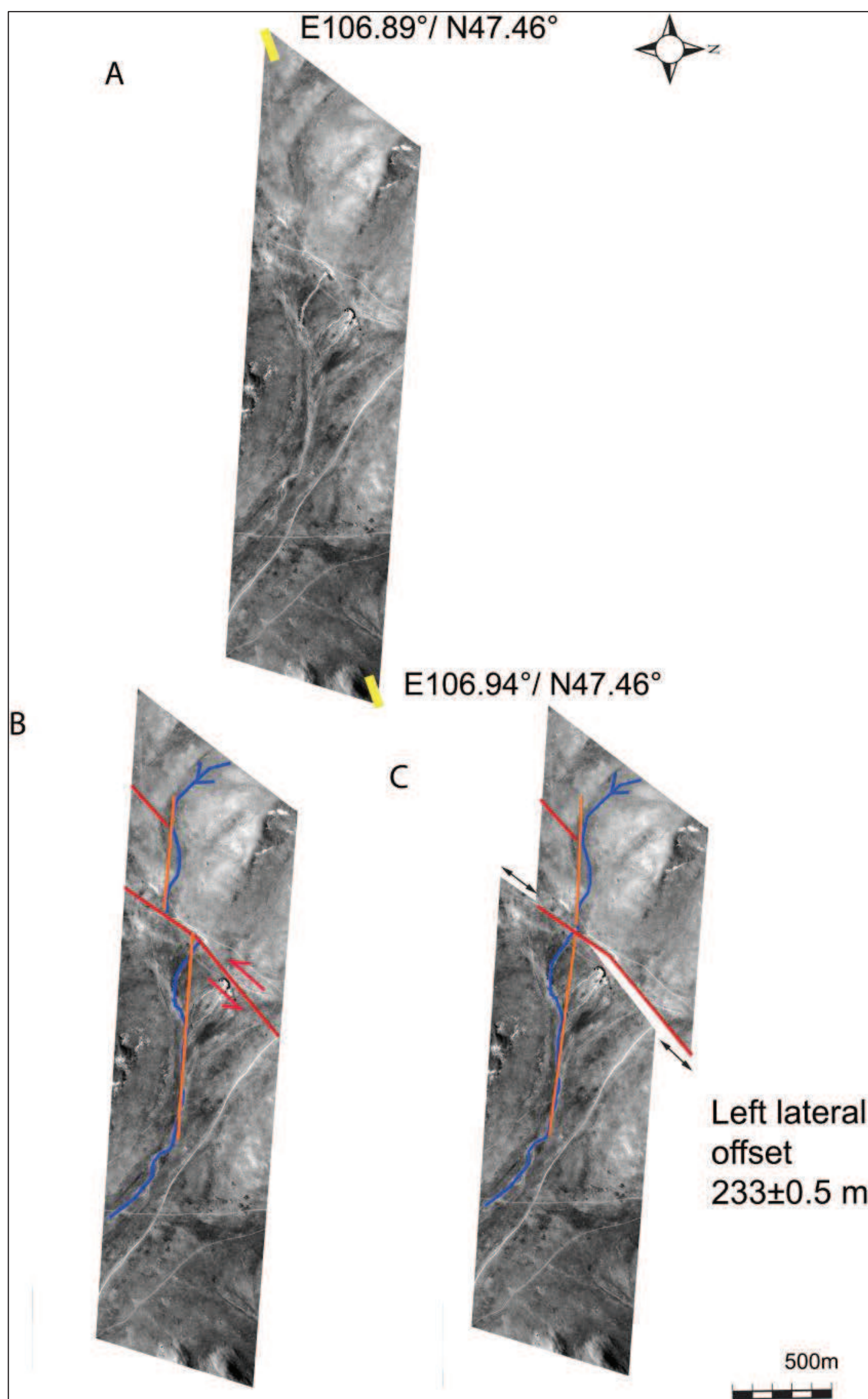


Figure 4-10: Illustration du décalage senestre cumulé de 233 ± 0.5 m du drainage D2. A) Image Panchromatique Pléiades. B) Situation actuelle: Lignes bleues = drainages; Ligne rouge = trace de la faille; Lignes oranges = direction moyenne du drainage de part et d'autre de la faille. Notez les deux branches marquant les ruptures de surface. C) La reconstruction du drainage dans sa position initiale: le décalage est mesuré à partir des images en projetant l'amont et l'aval sur la trace de la faille. L'incertitude du décalage, estimée à 0.5 m, correspond à la résolution de l'image Pléiades. La reconstruction de ce drainage suggère la présence d'une composante compressive cumulée, mais aucune évidence géomorphologique n'a été observée sur les images Pléiades ou sur le terrain. Pour la localisation, voir Figure 4-5. Cette figure est disponible dans une version numérique sur un support DVD.

Plusieurs branches secondaires, parallèles ou légèrement obliques à la faille, sont cartographiées au nord et sud de la rupture principale avec une longueur qui varie entre 200 m et 3 km (Figure 4-8).

Partie nord entre E106.97°/N47.49° et 107.16°E/47.57°N

Les ruptures de surface (SR2) sont caractérisées par une géométrie plus complexe par rapport à la partie sud (Figure 4-4). La faille en surface se compose de deux ruptures qui s'entrelacent, mais elle pourrait avoir une géométrie plus simple en profondeur. Il semble que les ruptures en surface résultent de l'éclatement d'un segment unique en profondeur. La zone est bordée par deux ruptures principales «en tresse», qui se recoupent au sud-ouest et au nord-est de la zone (Figure 4-11).

La première rupture, qui s'étend sur 17 km environ à partir de E106.97°/N47.49°, a un pendage estimé à 55° vers le nord-ouest à partir des images satellitaires (Figure 4-11). La deuxième rupture de surface, s'étend entre E107.01°/N47.52° et E107.16°/N47.52° avec un pendage de 40° vers le sud-est (Figure 4-11). Ceci suggère que les zones entre ces deux branches sont des blocs «plus ou moins» en effondrement entre deux structures en décrochement senestre avec une composante normale. En profondeur, la faille pourrait cependant avoir une géométrie plus simple. Les mesures du pendage sont faites à partir des images satellitaires (pour la méthode de mesure voir Figure 2-16).

Une zone de **relais extensif** de 100 m de largeur et avec 1 km de chevauchement est associée à un changement d'azimut antihoraire de 32° (de N37°E à N69°E) (Tableau 4-1 et Figure 4-11 : ZR2). Une zone de **relais compressif** avec moins de 30 m de chevauchement est observée à E107.12°/N47.55° (Tableau 4-1 et Figure 4-11 : ZR3).

Le réseau de drainage associé à ce système complexe de ruptures est moins fréquent et plus récent, court et moins profond que dans la partie sud-ouest de la faille. D'autre part, la complexité de la zone nord-est de la faille d'Avdar pourrait aussi être le signe d'une partition entre déplacements horizontal et vertical sur les diverses structures. Aucune évidence de décalage horizontal ou vertical n'est observée le long de ces ruptures.

4.2.2. Conclusion

L'analyse des images satellitaires Pléiades, combinée avec les investigations de terrain, permet de cartographier certaines des ruptures de surface de la faille d'Avdar qui ont été préservées depuis des milliers d'années. La faille s'étend sur 47 km selon une direction NNE-SSW (Figure 4-12). Elle consiste en deux zones, chacune ayant sa propre géométrie. Entre 106.69°E/47.28°N et 106.97°E/47.5°N, la faille est assez rectiligne et son pendage de 43°-50° est orienté vers le nord-ouest. Entre 106.97°E/47.49°N et 107.16°E/47.57°N, la rupture de surface est caractérisée par une architecture complexe. La zone des ruptures de surface devient large (~2 km) avec des ruptures ayant des pendages compris entre 40° et 55°. En profondeur, la faille pourrait cependant avoir une géométrie plus simple. Les décalages horizontaux et verticaux mesurés attestent que la faille est senestre avec une composante normale (la composante horizontale est prédominante).

La trace de la faille a été érodée ce qui pourrait être, d'une part, un indice de faible taux de déformation et, d'autre part, d'ancienneté du dernier séisme. Il est possible que le décalage en surface soit réparti sur plusieurs ruptures ; la géomorphologie de la faille dans ce cas ne permet pas une identification aisée. De nombreuses branches secondaires, orientées entre N28°E et N83°E, bordent la faille principale (Figure 4-13).

Ces résultats sont préliminaires. Une étude détaillée, combinée avec des observations de terrain sur la partie nord-ouest de la faille, est indispensable.

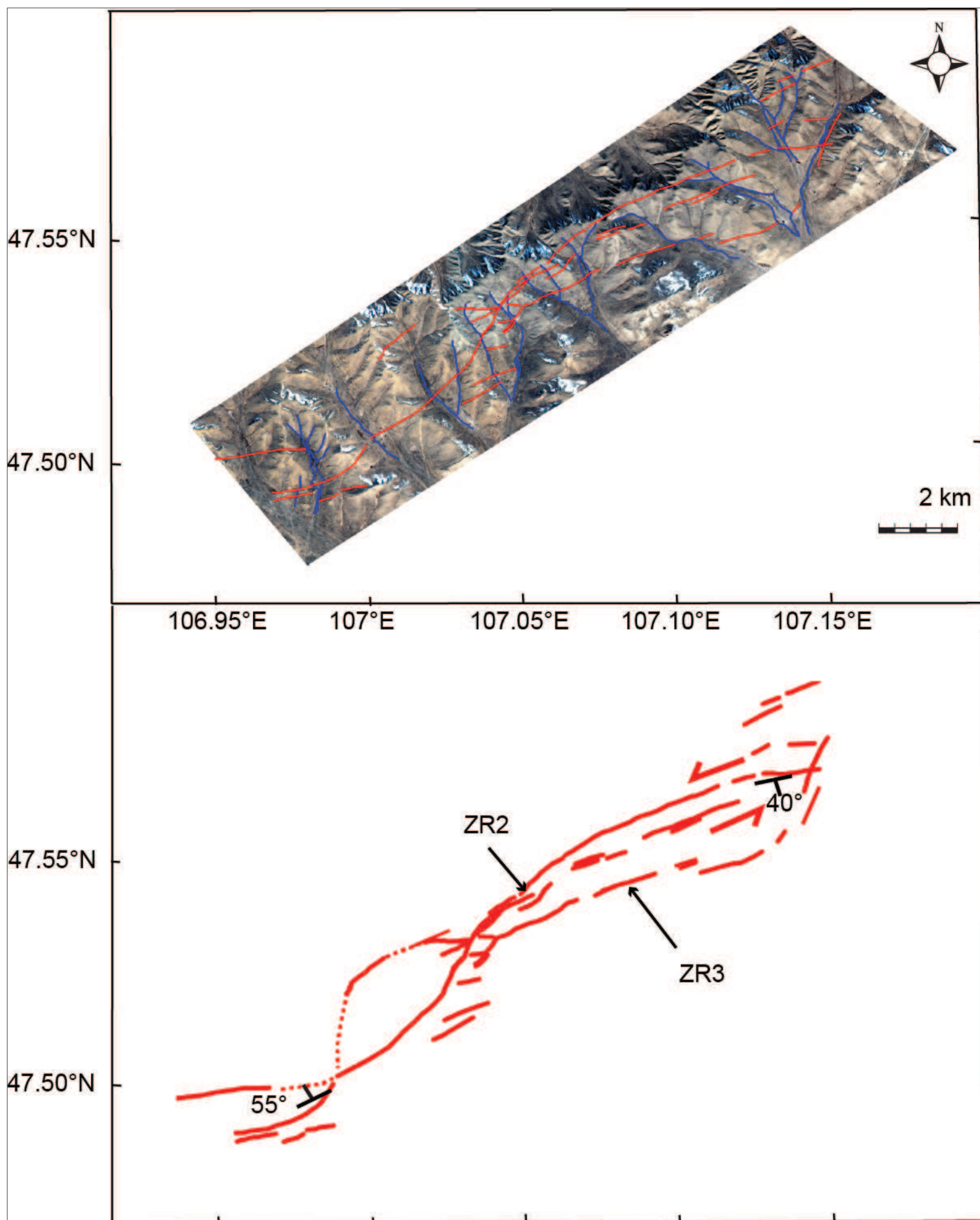


Figure 4-11: La partie NE des ruptures de surface de la faille d'Avdar (lignes rouge). La géométrie des ruptures est complexe avec plusieurs changements de direction (cercles jaunes). (Compte tenu de la dimension de cette figure, elle est disponible dans une version numérique sur support DVD).

Tableau 4-1: Discontinuités géométriques observées le long de la faille d'Avdar.

Coordinates	<u>Name</u>	Right step-over		Left step-over		Separation step-over		Azimuth change
		Width (m)	Overlap (m)	Width (m)	Overlap (m)	Width (m)	Length (m)	
E106.77°/N47.352°	<u>ZR1</u>			360	625			10° From N36° to N46°
E106.78°/N47.37°	<u>S1</u>					55	220	
E106.87°/N47.43°	<u>S2</u>					100	300	
E107.05°/47.538°	<u>ZR2</u>			100	1000			
E107.12°/N47.55°	ZR3	270	30					

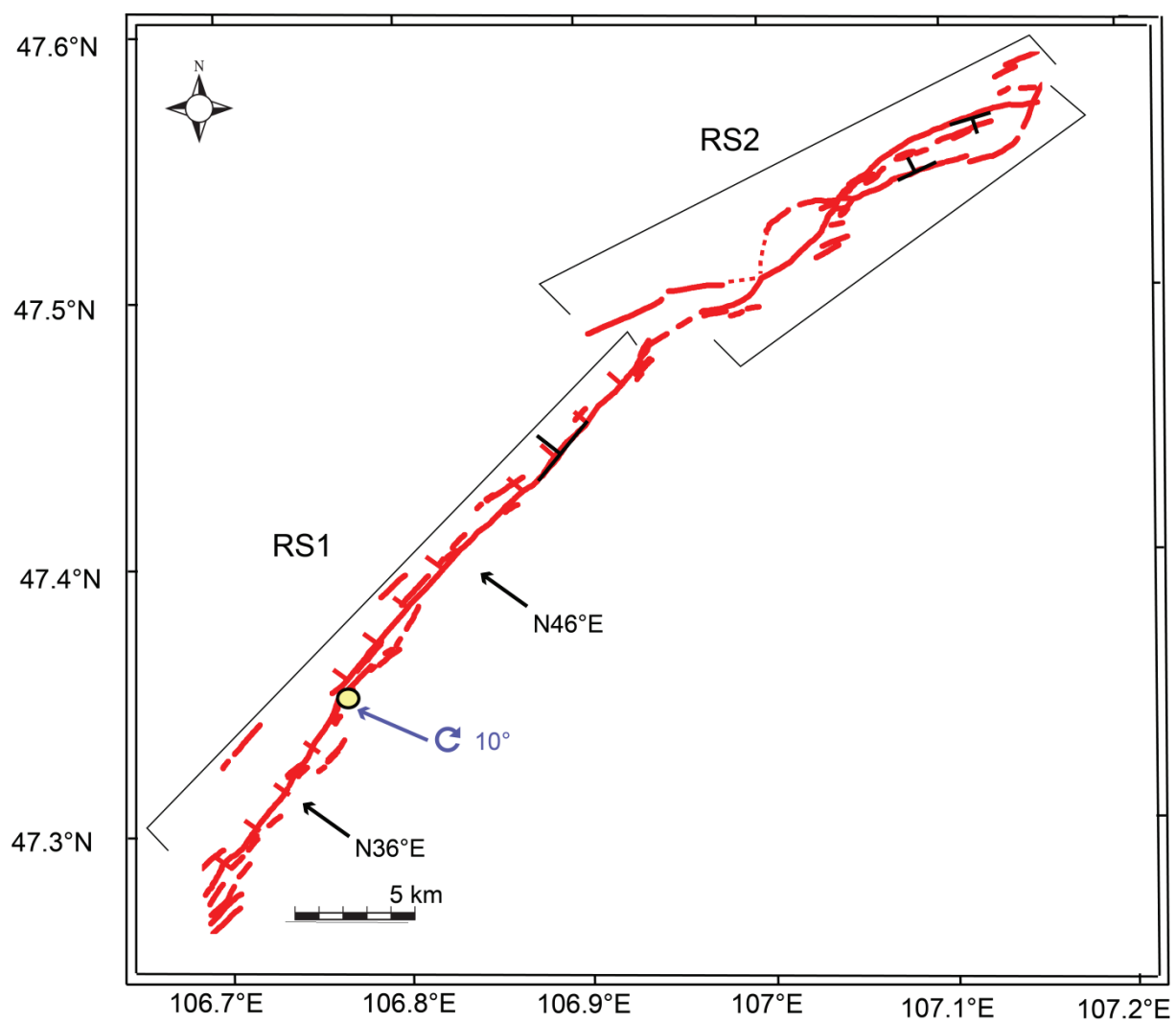


Figure 4-12: Les changements majeurs de l'azimut des ruptures de surface de la faille d'Avdar.

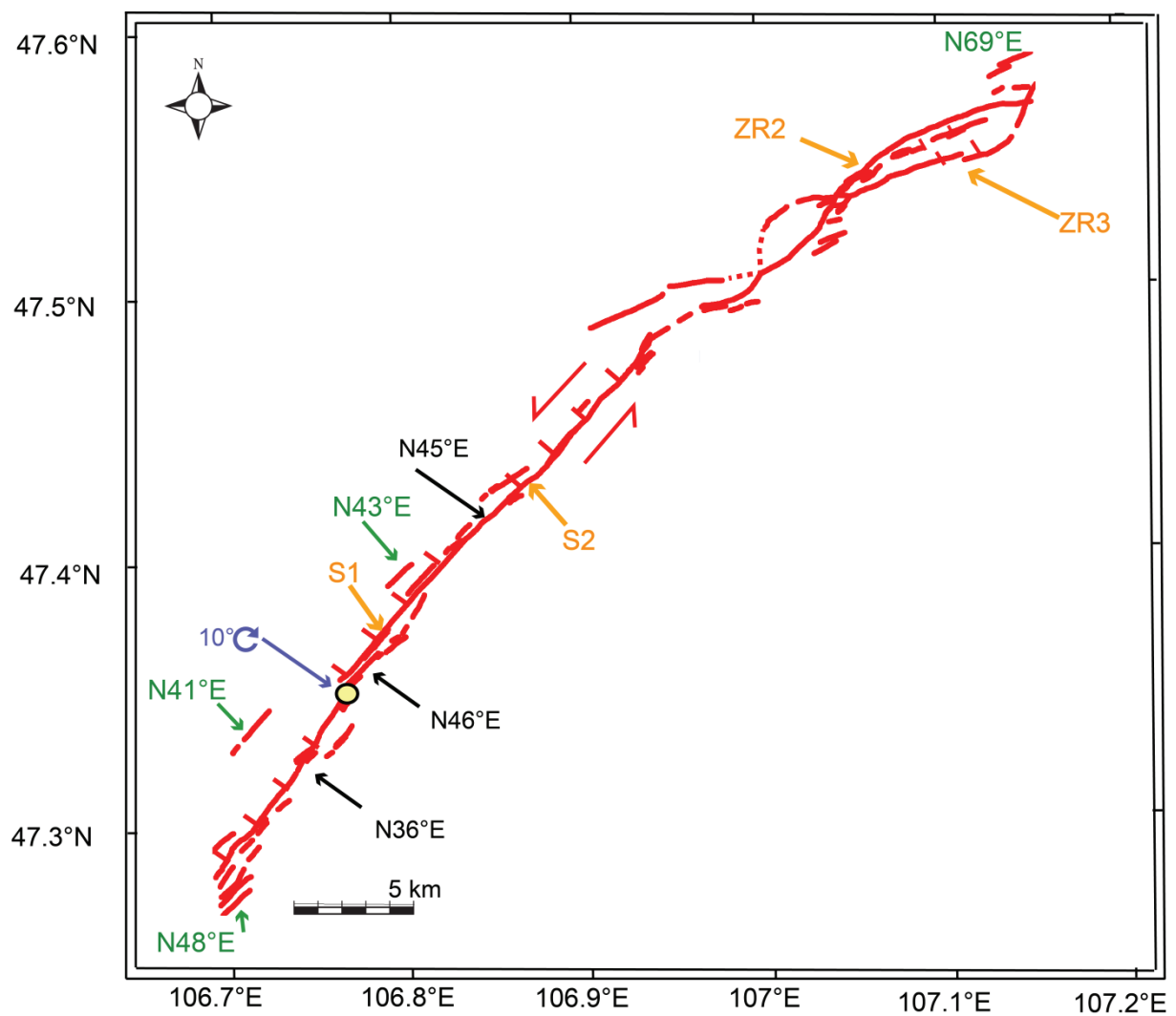


Figure 4-13: Synthèse de la géométrie des ruptures de surface de la faille d'Avdar : couleur bleue = changements d'azimut ; couleur noire = direction moyenne des ruptures de surface ; couleur orange = discontinuités géométriques couleur verte = direction des principales branches secondaires.

4.3. La segmentation possible de la faille d'Avdar et l'estimation de la magnitude des séismes associés à chaque segment.

4.3.1. Segmentation et scénarios

L'analyse de la segmentation de la faille d'Avdar permet d'identifier les portions de faille qui cassent pendant un séisme. Leur longueur permet alors d'estimer la magnitude des séismes qui peuvent se produire sur chaque segment. Cette segmentation a donc un rôle très important pour l'estimation de l'aléa sismique, spécialement pour cette faille qui est située à moins de 40 km de la ville Oulan Bator, à 26 km du nouvel aéroport et 20 km de la ville de Zuunmod.

La cartographie détaillée de la faille d'Avdar nous a permis de documenter sa géométrie et d'identifier les discontinuités géométriques: changement d'orientation, zones de relais et sauts (Figure 4-11 et Figure 4-12). La taille (largeur) des sauts et des zones de relais est métrique, donc ceux-ci n'ont a priori pas d'impact sur la segmentation. Normalement, seules les discontinuités de taille kilométrique sont prises en compte pour la segmentation. Ainsi, seul le changement de l'orientation de la faille est utilisé ici pour définir une segmentation. D'autre part, le sens du pendage de la faille change: la partie rectiligne de la faille a un pendage de N43°E- N50°E vers le nord-ouest, tandis que SR2 (Figure 4-12) a un pendage de N40°-N55°E vers le sud-est. Toutes ces observations indiquent un changement de structure entre les parties SO et NE de la faille, donc une segmentation structurale (voir partie 1.2.1).

Trois scénarios de segmentation des ruptures de surface sont présentés (Figure 4-14 et Tableau 4-2):

- 1) Le premier considère que toute la faille (47km) rompt pendant un seul séisme.
- 2) Le deuxième scénario est basé sur les changements de la géométrie de la faille. Ainsi, la faille est subdivisée en deux segments: le segment sud et le segment nord (Figure 4-14).
- 3) Le troisième scénario considère que la faille est subdivisée en trois segments, identifié à partir du changement d'azimut: SS1, SS2 et le segment nord (Figure 4-14).

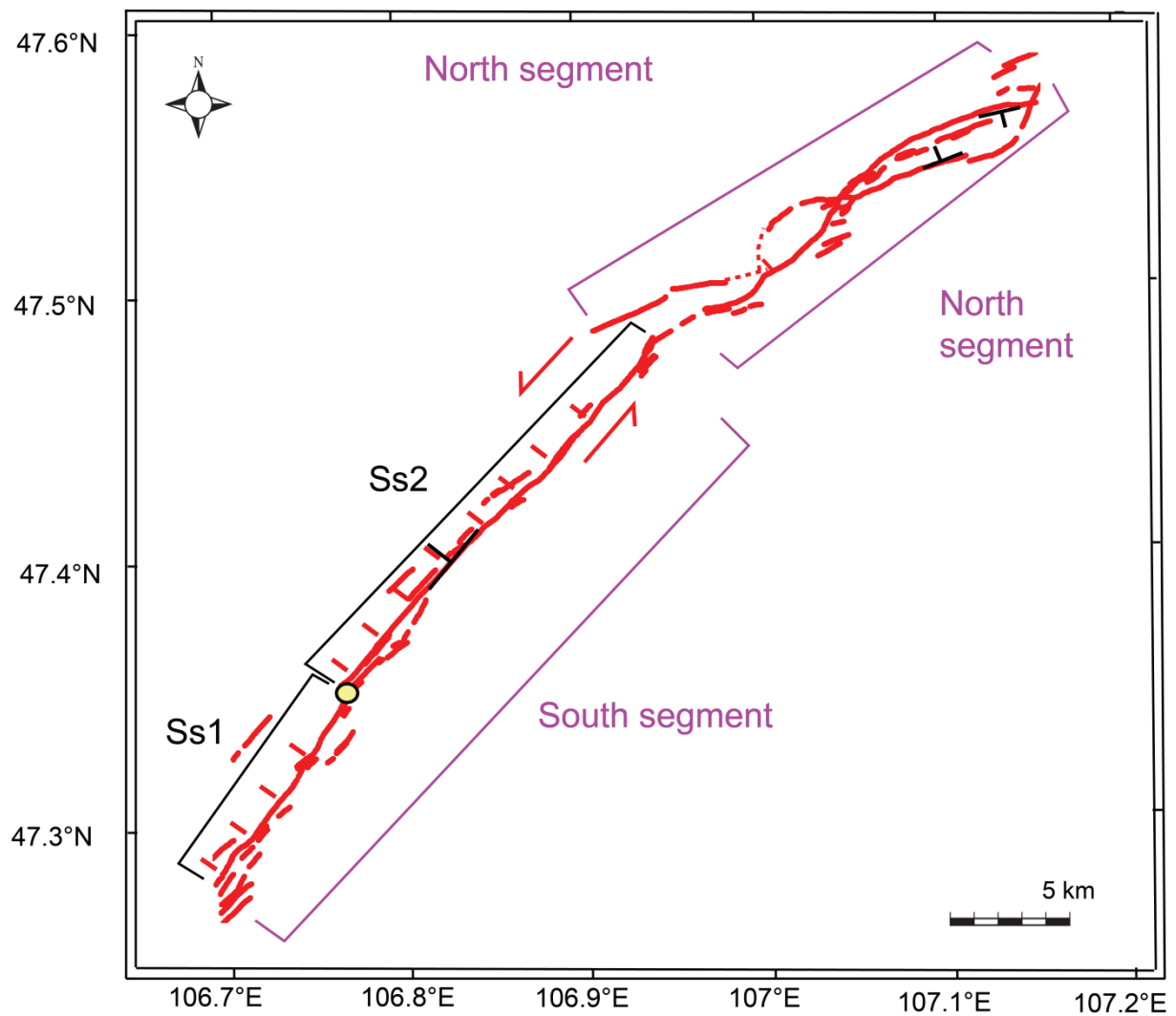


Figure 4-14: La segmentation de la faille d'Avdar.

4.3.2. L'estimation de la magnitude et les décalages co-sismiques moyens et cumulés pour les divers scénarios de segmentation

Les scénarios de segmentation proposés ci-dessus permettent de déterminer la longueur de chaque segment. La longueur de la rupture de surface permet d'estimer la magnitude et le décalage co-sismique à partir des régressions proposées par Wells and Coppersmith (1994) et Léonard (2010) (voir la page 118) (Figure 4-14 et Tableau 4-2a et Tableau 4-2b).

Selon les quatre scénarios proposés ci-dessus, nous obtenons plusieurs valeurs pour les magnitudes et décalages (Tableau 4-2):

- 1- Scénario 1: la faille entière (47km) casse lors d'un séisme unique.

Wells and Coppersmith (1994) : si toute la faille rompt pendant un séisme, une magnitude de $M = 7 \pm 0.2$ est estimée, compte tenu, d'une part, d'un décalage co-sismique moyen de 1.5 ± 1.1 m et maximum de 2.1 ± 1.1 m et, d'autre part, d'une longueur de rupture de près de 50 km.

Léonard (2010) : une magnitude comparable à ci-dessus - $M = 6.96$ - et un décalage co-sismique moyen de 1.3 m sont estimés.

- 2- Scénario 2: la faille consiste en deux segments, le segment sud et le segment nord.

Wells and Coppersmith (1994) : sous cette hypothèse, des séismes de magnitude $M = 6.6 \pm 0.2$ et $M = 6.5 \pm 0.2$ peuvent se produire sur chaque segment. Les décalages maxima sont compris entre 0.6 et 1.2 m et les décalages co-sismiques moyens sont compris entre 0.6 et 0.88 m.

Léonard (2010) : les magnitudes calculées sont $M = 6.6$ et $M = 6.2$ et les décalages co-sismiques moyens sont de 0.5 et 0.8 m.

- 3- La faille consiste en trois segments: SS1, SS2 et le segment nord.

Wells and Coppersmith (1994) : des séismes de magnitude $M = 6.6$ et $M = 6.3$ se produisent sur les différents segments. Les décalages co-sismiques moyens sont estimés entre 0.7 et 0.3 m.

Léonard (2010) : des séismes de magnitude $M = 6.3$, $M = 6.2$ et $M = 5.8$ se produisent sur les segments. Les décalages co-sismiques moyens sont estimés entre 0.5 et 0.3 m.

En raison de la différence de l'architecture de la rupture de surface entre le sud-ouest et le nord-est, le scénario de deux segments est préféré même si celui d'une rupture de toute la structure est aussi à considérer sérieusement. Ainsi des séismes de magnitude $M \geq 6.6$ peuvent se produire sur la faille d'Avdar. Le troisième scénario n'est pas éliminé. Le choix du scénario reste difficile et hypothétique en l'absence d'études paléosismologiques multiples le long de la faille et de sismicité historique connue.

Tableau 4-2a: Caractérisation des segments de la faille d'Avdar pour l'estimation de la magnitude et du décalage moyen et maximum en utilisant la relation de Wells and Coppersmith (1994) pour une faille décrochante. La barre d'erreur est montrée sur la Figure 4-13.

Pour l'estimation de la magnitude : $a = 5.16 \pm 0.13$ and $b = 1.12 \pm 0.08$.

Pour l'estimation du décalage co-sismique moyen : $a = -1.70 \pm 0.23$ and $b = 1.04 \pm 0.13$. Le calcul est fait pour une longueur de la faille/segment de 3.8 km selon Wells and Coppersmith (1994).

Pour l'estimation du décalage co-sismique maximum : $a = -1.69 \pm 0.16$ and $b = 1.16 \pm 0.9$.

Scénario de Segmentation	Nom	direction	localisation	Longueur de la rupture de surface (km)	Wells and Coppersmith (1994)		
					Magnitude	décalages co-sismiques moyen (m)	décalages co-sismiques maximum (m)
Scénario 1: la faille entière rompt		NNE/SSW	De E106.69° /N47.28° à E107.16° / N47.57°	47	7± 0.2	1.5±1.1	2.1±1.1
Scénario 2: la faille est subdivisée en deux segments	segment sud	N36°E/ N46°E	De E106.69° /N47.28° à E107.97° /N47.49°	29	6.8±0.2	0.88±0.6	1.2±0.6
	segment nord	N26°E/N88°E	De E107.97° /N47.49° à E107.15°E/N47.57°	17	6,5±0.2	0.6±0.3	0.6±0.3
Scénario 3: la faille est subdivisée en trois segments	Ss1	N36E°	De E106.69° /N47.28° à E106.77° /N47.352°	10	6.3±0.2	0.3±0.2	0.3±0.1
	Ss2	N46°E	De E106.77° /N47.352° à E106.94°/N47.48°	19	6.6±0.2	0.6±0.4	0.7±0.4
	segment nord	N26°E/N88°E	De E 107.97° /N47.49° à E107.15°E/N47.57°	17	6,6±0.2	0.6±0.3	0.6±0.3

Tableau 4-2b: Caractérisation des segments de la faille d'Avdar pour l'estimation de la magnitude et du décalage moyen et maximum en utilisant la relation de Léonard (2010) pour une faille décrochante :

$$M_w = a \times \log L + b \quad a = 4.17, b = 1.67$$

$$\log (AD) = a \times \log L + b \quad a = -1.34, b = 0.833$$

Scénario de Segmentation	Nom	direction	localisation	Longueur de la rupture de surface (km)	Léonard (2010)	
					Magnitude	décalages co-sismiques moyen (m)
Scénario 1: la faille entière rompt		NNE/SSW	De E106.69° /N47.28° à E107.16° / N47.57°	47	6.96	1.3
Scénario 2: la faille est subdivisée en deux segments	segment sud	N36°E/ N46°E	De E 106.69° /N47.28° à E 107.97° /N47.49°	29	6.6	0.8
	segment nord	N26°E/N88°E	De E 107.97° /N47.49° à E107.15°E/N47.57°	17	6,2	0.5
Scénario 3: la faille est subdivisée en trois segments	Ss1	N36E°	De E106.69° /N47.28° à E106.77°/N47.352°	10	5.8	0.3
	Ss2	N46°E	De E106.77° /N47.352° à E106.94°/N47.48°	19	6.3	0.53
	segment nord	N26°E/N88°E	De E 107.97° /N47.49° à E107.15°E/N47.57	17	6.2	0.5

4.4. Mouvement de sol dans la région d'Oulan Bator dû aux divers scénarios.

La réponse du sol à un séisme est un paramètre important dans les calculs de l'aléa sismique, notamment pour les valeurs de l'accélération horizontale maximale (PGA: Peak Ground Accélération), du spectre d'accélération (SA) et du spectre de vitesse (PVS).

Pour estimer ces valeurs, nous avons besoin de connaître la loi d'atténuation de la région pour ces paramètres. Ici, nous avons utilisé la relation d'atténuation de Fukushima et al. (2003) pour la Mongolie, comme discuté dans la page 123. La valeur de PGA correspond à 34 Hz selon cette relation (exemple Figure 4-15).

Pour appliquer cette relation, il faut définir la magnitude et la distance entre un site d'étude et la faille. Les scénarios de segmentation de la faille d'Avdar proposés ci-dessus et la magnitude associée à chaque segment nous ont permis d'estimer le PGA, le SA et le PSV. Les sites d'enjeux principaux que nous avons sélectionnés dans la région sont les villes d'Oulan Bator et de Zuunmod, ainsi que le site du nouvel aéroport. On a calculé deux valeurs pour la ville d'Oulan Bator vu son étendue et son importance (elle contient la moitié de la population de la Mongolie): une pour le secteur le plus proche et l'autre pour celui le plus éloigné par rapport à la faille. La distance est considérée entre chaque site et le point le plus proche de la faille ou des segments. Les valeurs sont données dans le Tableau 4-3.

Les valeurs de PGA (en g: g est l'accélération de la pesanteur qui vaut 9.81 m/sec^2) les plus importantes sont obtenues pour le site du nouvel aéroport et Zuunmod. L'ensemble des calculs est présenté dans l'Annexe B.

Ci-dessous sont rappelées les valeurs les plus importantes pour chacun des trois sites considérés.

Pour le nouvel aéroport: Les valeurs les plus fortes (rocher/sédiments) obtenues pour le scénario 1 (la faille entière rompt) et le scénario 2 (deux segments) sont :

- Pour la faille entière, on calcule une accélération de 0.18/0.22 g (rocher/sédiments) avec une distance de 21 km et une magnitude $M = 7$.

- Pour le segment sud, on calcule une accélération de 0.17/0.21 g avec une distance de 20 km et une magnitude $M = 6.8$.
- Pour le segment nord, on calcule une accélération de 0.17/0.2 g avec une distance de 19 km et une magnitude $M = 6.6$.
- Pour le segment Ss2: une distance 20 km et $M = 6.6$ donnent une valeur de 0.16/0.2 g.

Pour Zuunmod: les valeurs les plus fortes (rocher/sédiments) obtenues pour le scénario 1 (faille entière) et le scénario 2 (deux segments) sont:

- Pour la faille entière, on calcule une accélération de 0.19/0.23 g (rocher/sédiments) avec une distance de 20 km et une magnitude $M = 7$.
- Pour le segment sud, on calcule une accélération de 0.15/0.19 g avec une distance de 24 km et une magnitude $M = 6.8$.
- Pour le segment nord, on calcule une accélération de 0.16/0.2 g avec une distance de 20 km et une magnitude $M = 6.6$.
- Pour le segment Ss2: une distance 24km et $M=6.6$ donnent une valeur de 0.14/0.17 g.

Pour Oulan Bator:

- Cas du scénario faille entière : les accélérations calculées sont de 0.1 g et 0.13 g pour un site au rocher et au sédiment, respectivement, pour une magnitude $M = 7$ et des distances de 43 km entre la faille et Oulan Bator (zone sud) et 42 km entre la faille et Oulan Bator (zone nord).

Ces valeurs calculées à partir de la relation de Fukushima et al. (2003) et pour 3 scénarios montrent que des séismes se produisant sur la faille d'Avdar pourraient avoir des impacts sur les constructions à Oulan Bator, Zuunmod et du nouvel aéroport. Ces impacts peuvent être aggravés selon la vulnérabilité de chaque site. Ainsi, la faille d'Avdar doit être prise en compte pour l'estimation de l'aléa sismique de la région d'Oulan Bator et pour des constructions selon des normes parasismiques.

Distance. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
21	10	1 0	0 1	7

Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock) (cm/s ²)	SA horizontal (Soil) (cm/s ²)	SV horizontal (Rock) (cm/s ²)	SV horizontal (Soil) (cm/s ²)
0,5	76,38887001	112,2096185	24,31533252	35,71743088
0,667	102,7480202	166,6377766	24,51702445	39,7619578
1	141,053601	251,9905055	22,44937783	40,10553456
1,333	191,9459911	320,0214187	22,91759437	38,20929533
2	258,0236469	410,8275023	20,53286942	32,69261388
2,5	292,1053949	437,0585072	18,596007	27,82400873
3,333	328,9042518	439,6119484	15,7055918	20,99202359
5	363,8434767	436,4299968	11,58149757	13,89199826
6,667	349,8387788	410,0793952	8,351368071	9,789434949
10	326,1928516	336,1045868	5,191520473	5,349270639
34	179,8559035	223,3184977	0,841910473	1,045360082

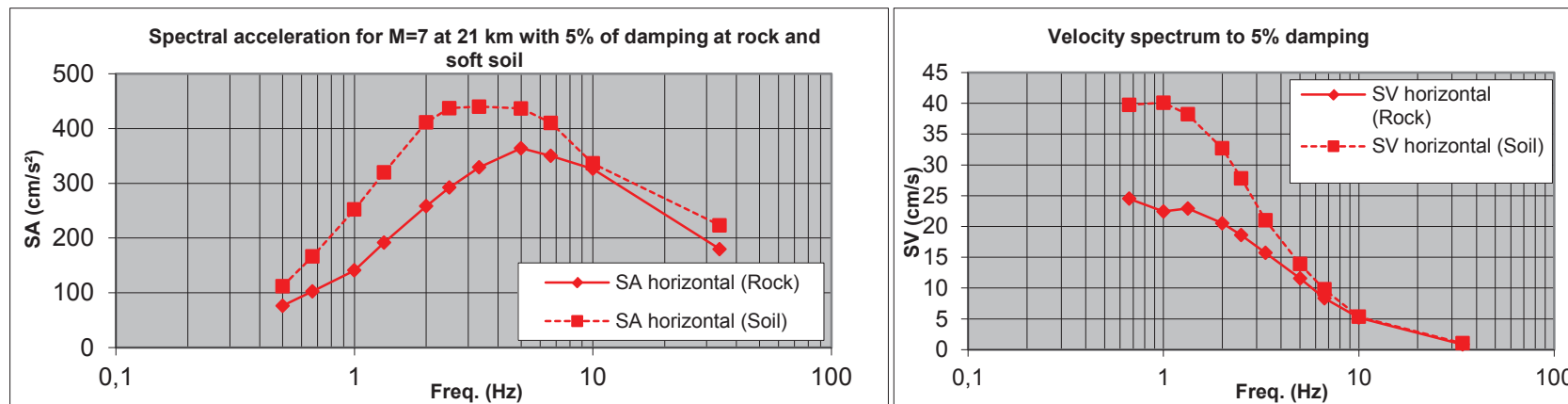


Figure 4-15: Exemples de calculs de SA, PVS et PGA pour plusieurs fréquences, pour une distance de 21 km entre la faille d'Avdar et le nouvel aéroport, et une magnitude M = 7. Le PGA calculé correspond à la valeur à 34 Hz.

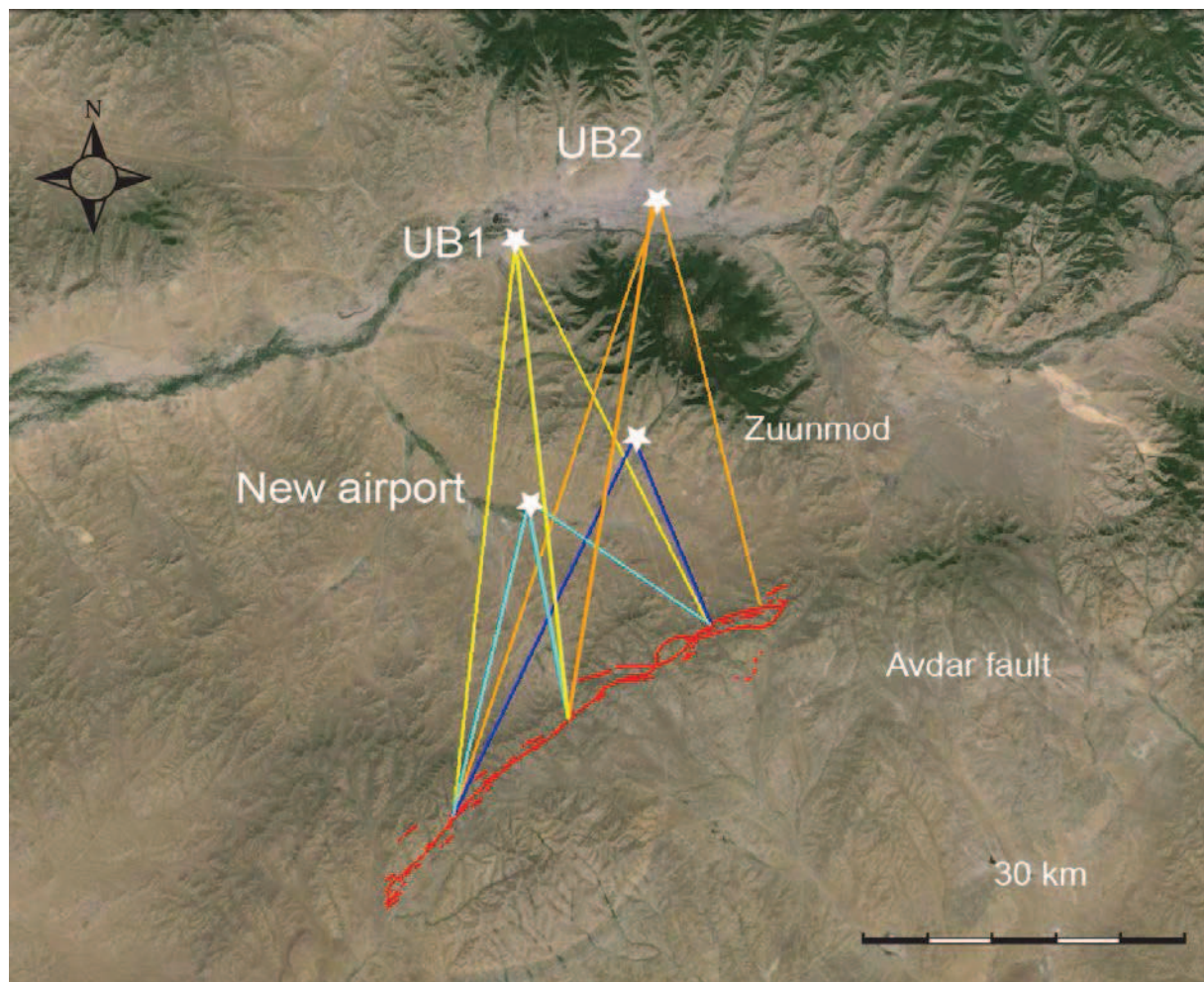


Figure 4-16: Représentation graphique de la distance la plus courte entre la faille (ou le segment) et les sites. 1) Oulan-Bator (UB1 plus proche : lignes jaunes ; UB2 plus éloigné : lignes orange) ; 2) Zuunmod (lignes bleu foncées) ; 3) le nouveau site de l'aéroport (lignes bleues claires). Fond: image Google Earth 2015. (Voir Tableau 4-3 pour les valeurs numériques).

Tableau 4-3: Valeurs du spectre d'accélération (SA), du spectre de vitesse (SV) et du PGA à partir de la relation de Fukushima et al. (2003). Les calculs sont effectués pour chaque scénario de segmentation considéré. La distance considérée est celle la plus proche entre les sites (3 sites : partie la plus proche et la plus éloignée d'Oulan-Bator, le nouveau site de l'aéroport, Zuunmod ville) et les segments de faille. Les valeurs les plus fortes du PGA sont marquées en rouge (Voir Figure 4-16).

Segmentation scenario		site	Distance to the fault (km)	M	SA max Rock/Soft <u>soil</u> (cm/s ²)	Frequency of SA max (HZ)	SV max Rock/Soft <u>soil</u> (cm/s)	Frequency SV max (Hz)	PGA (g) (34 Hz) Rock/Soft <u>soil</u>
Scenario 1	Entire Fault	UB south	43	7	213,9/ <u>256.6</u>	5	13,3/ <u>21.54</u>	0.667	0.1/ <u>0.13</u>
		UB north	42	7	2.18.3/ <u>261.8</u>	5	13.6/ <u>22.01</u>	0.667	0.1/ <u>0.13</u>
		New Airport	21	7	363.8/ <u>436.4</u>	5	24,5/ <u>39.8</u>	0.667	0.18/ <u>0.22</u>
		Zuunmod	20	7	374.9/ <u>449.7</u>	5	25,47/ <u>41.31</u>	0.667	0.19/ <u>0.23</u>
Scenario 2 (2 segments) : South and North segments	South segment	UB south	45	6.8	190.6/ <u>228.7</u>	5	10.3/ <u>17.2</u>	1.333	0.09/ <u>0.11</u>
		UB north	48	6.8	169.3/ <u>198.4</u>	6.667	9.7/ <u>16.1</u>	1.33	0.08/ <u>0.12</u>
		New Airport	20	6.8	360/ <u>431.8</u>	5	20.8/ <u>33.8</u>	0.667	0.17/ <u>0.21</u>
		Zuunmod	24	6.8	317.8/ <u>381</u>	5	17.9/ <u>29</u>	0.667	0.15/ <u>0.19</u>
	North segment	UB south	44	6.6	179.35/ <u>215.13</u>	5	8.81/ <u>14.69</u>	1.333	0.08/ <u>0.1</u>
		UB north	42	6.6	187.33/ <u>224.69</u>	5	9.2/ <u>15.34</u>	1.333	0.08/ <u>0.1</u>
		New Airport	19	6.6	354.1/ <u>425.8</u>	5	18.28/ <u>30.47</u>	1.333	0.17/ <u>0.2</u>
		Zuunmod	20	6.6	342.59/ <u>410.94</u>	5	17.6/ <u>29.26</u>	1.333	0.16/ <u>0.2</u>

Scenario 3 (3 segments) : SS1, SS2 and North segment	Ss1	UB south	58	6.3	118,13/ <u>141,69</u>	5	5,088/ <u>8,1</u>	2	0.05/ <u>0.06</u>
		UB north	65	6.3	104,36/ <u>125,18</u>	5	4,53/ <u>7,21</u>	2	0.04/ <u>0.05</u>
		New Airport	32	6.3	211,74/ <u>253,98</u>	5	9,06/ <u>15,11</u>	1.333	0.09/ <u>0.11</u>
		Zunnmod	41	6.3	168,1/ <u>201,64</u>	5	7,17/ <u>11,95</u>	1.333	0.07/ <u>0.09</u>
	Ss2	UB south	45	6.6	175,58/ <u>210,61</u>	5	8,62/ <u>14,38</u>	1.333	0.07/ <u>0.09</u>
		UB north	48	6.6	165,03/ <u>197,95</u>	5	8,11/ <u>13,51</u>	1.333	0.07/ <u>0.09</u>
		New Airport	20	6.6	342,59/ <u>410,94</u>	5	17,55/29,26	1.333	0.16/ <u>0.2</u>
		Zunnmod	24	6.6	299,98/ <u>359,83</u>	5	15,13/ <u>25,23</u>	1.333	0.14/ <u>0.17</u>
	North segment	UB south	44	6.6	179.35/ <u>215.13</u>	5	8.81/ <u>14.69</u>	1.333	0.08/ <u>0.1</u>
		UB north	42	6.6	187.33/ <u>224.69</u>	5	9.2/ <u>15.34</u>	1.333	0.08/ <u>0.1</u>
		New Airport	19	6.6	354.1/ <u>425.8</u>	5	18.28/ <u>30.47</u>	1.333	0.17/ <u>0.2</u>
		Zunnmod	20	6.6	342.59/ <u>410.94</u>	5	17.6/ <u>29.26</u>	1.333	0.16/ <u>0.2</u>

4.5. Paléosismologie de la faille d'Avdar

4.5.1. Le choix du site

Des investigations paléosismiques ont été conduites au travers de la faille d'Avdar. Le site est situé à E106.7°/N47.29°, à l'extrémité SO de la faille et à 73 km de la ville d'Oulan Bator (Figure 4-17). Deux tranchées ont été ouvertes au travers de la faille et étudiées pendant une mission de terrain de 2 semaines en août 2012. Ces investigations sont les premières menées sur la faille d'Avdar.

Le site a été choisi avec les critères suivants:

- La rupture de surface peut être suivie et localisée clairement sur les images satellitaires Pléiades et sur le terrain.
- Des dépôts récents associés à un drainage sont affectés par la faille. Ces dépôts, potentiellement datables, ont pu enregistrer les ruptures de surface associées aux derniers séismes.

Les deux tranchées, de profondeur 3 m et distantes de 800 m l'une de l'autre, sont creusées perpendiculairement à la faille: Oursin T1 (60 m de long) et Oursin T2 (40 m de long). La tranchée Oursin T1 est assez longue pour être certain d'encadrer la faille, dont l'expression morpho-tectonique est diffuse. Après le nettoyage des parois des tranchées, une grille de 1×1 m² a été installée pour « loger » la zone de la faille. Au final, seule la tranchée Oursin T1 a été analysée en détails car :

- la présence d'eau rendait le travail dans la tranchée Oursin T2 très difficile ;
- le temps disponible à leur analyse sur le terrain était limité.

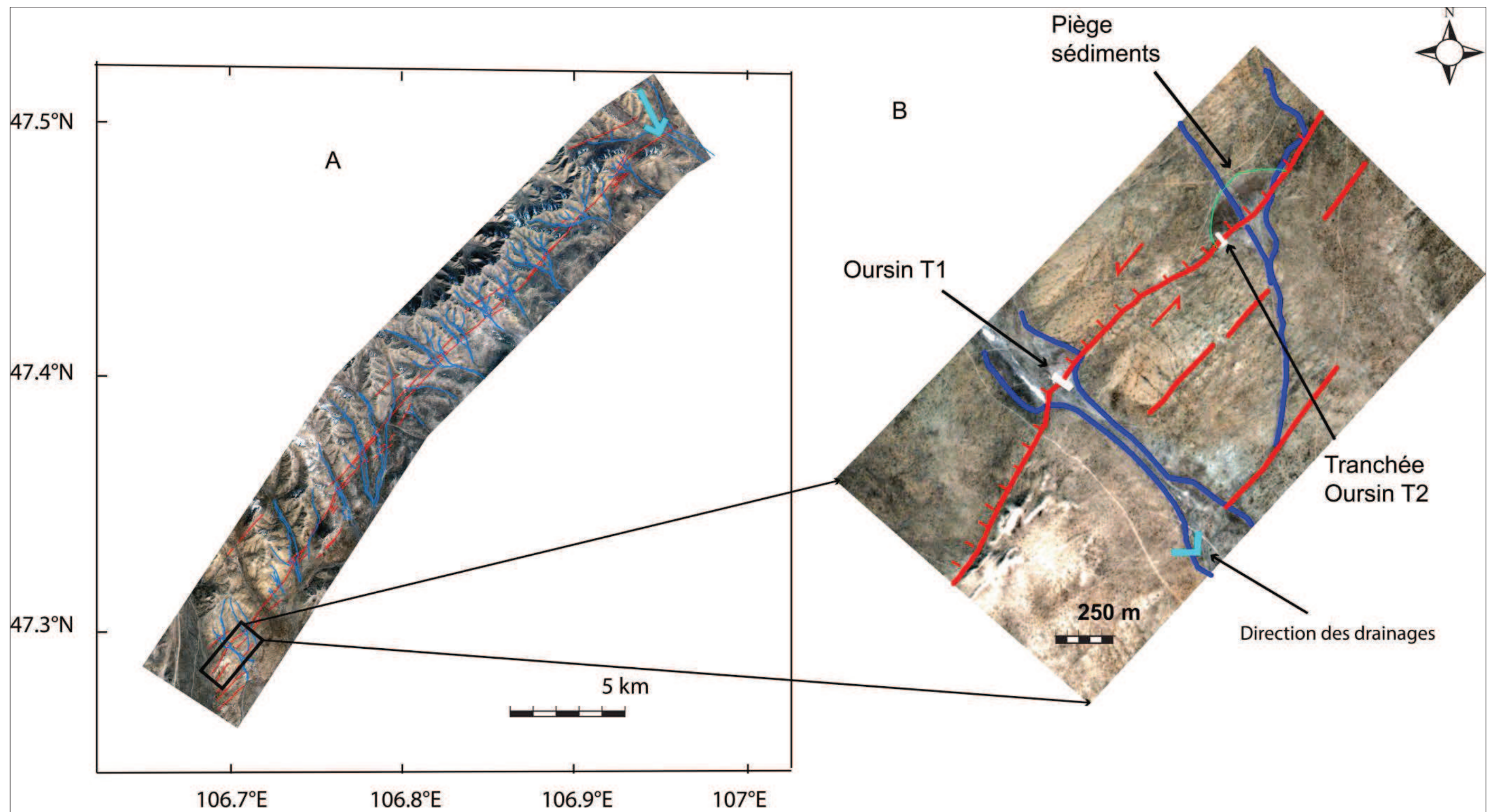


Figure 4-17: A) Image Pléiades Multispectrale de la partie SO de la faille d'Avdar. B) Site des tranchées Oursin T1 et T2: notez la forme des drainages et les sédiments piégés en amont de la faille qui indiquent une composante verticale de la faille. Vu la dimension de cette figure, une version numérique est disponible sur support DVD.

4.5.2. La tranchée Oursin T1

4.5.2.1. Déformations cryogéniques

Dans les environnements froids comme la Mongolie, où la température en hiver descend à -30/-40°C, le sol gèle en hiver et dégèle pendant la saison chaude sur sa partie superficielle, jusqu'à environ 2,5 à 3 m de profondeur actuellement dans notre secteur d'étude. Le permafrost existe aussi à partir de cette profondeur. Plusieurs cycles de gel et dégel entraînent des déformations cryogéniques. Quand le sol gèle, les cailloux gelés remontent pendant plusieurs cycles progressivement vers le haut sous l'effet d'augmentation du volume (gonflement) des sédiments. Puis, pendant la saison chaude, la glace fond et les sédiments se tassent mais les cailloux ne sont plus dans leur position originale. En conséquence, l'alternance de saisons froides et chaudes entraîne une juxtaposition de différents matériaux (couches) et des déformations cryogéniques différentielles (exemple de figures de cryoturbation: hummocks, cercles de pierres, fentes de glace, fentes de sable, injection de sable grossier, solifluxion, contraction thermiques, etc.) (Sharp, 1943; Pissart A., 1982; Van Vliet-Lanoë B., 1985). La sensibilité des sédiments au gel et la qualité des drainages sont les deux facteurs prépondérants de ces déformations (Van Vliet-Lanoë B., 1999). Quand le milieu est non saturé en eau lors du gel, les figures de cryoturbation sont surtout des lentilles de glace, de la fracturation de roches, etc. Si le milieu est bien drainé, des hummocks, glaciers rocheux, etc., apparaissent.

Déformations cryogéniques en Mongolie

La partie de sol, qui consiste en des matériels non consolidés, et qui reste gelée au moins deux années s'appelle le pergélisol. Des figures cryogéniques se forment dans la couche supérieure (appelée couche active: celle qui fond en été) du pergélisol.

Plusieurs figures de cryoturbation ont été observées dans le pergélisol dans le désert de Gobi (au sud de la Mongolie) où la température varie de +40°C en été à -40°C en hiver (Owen et al., 1998) (Figure 4-18) ainsi que dans le nord de la Mongolie notamment des figures de solifluxion et ruptures cryogéniques (Zwyns et al., 2014).

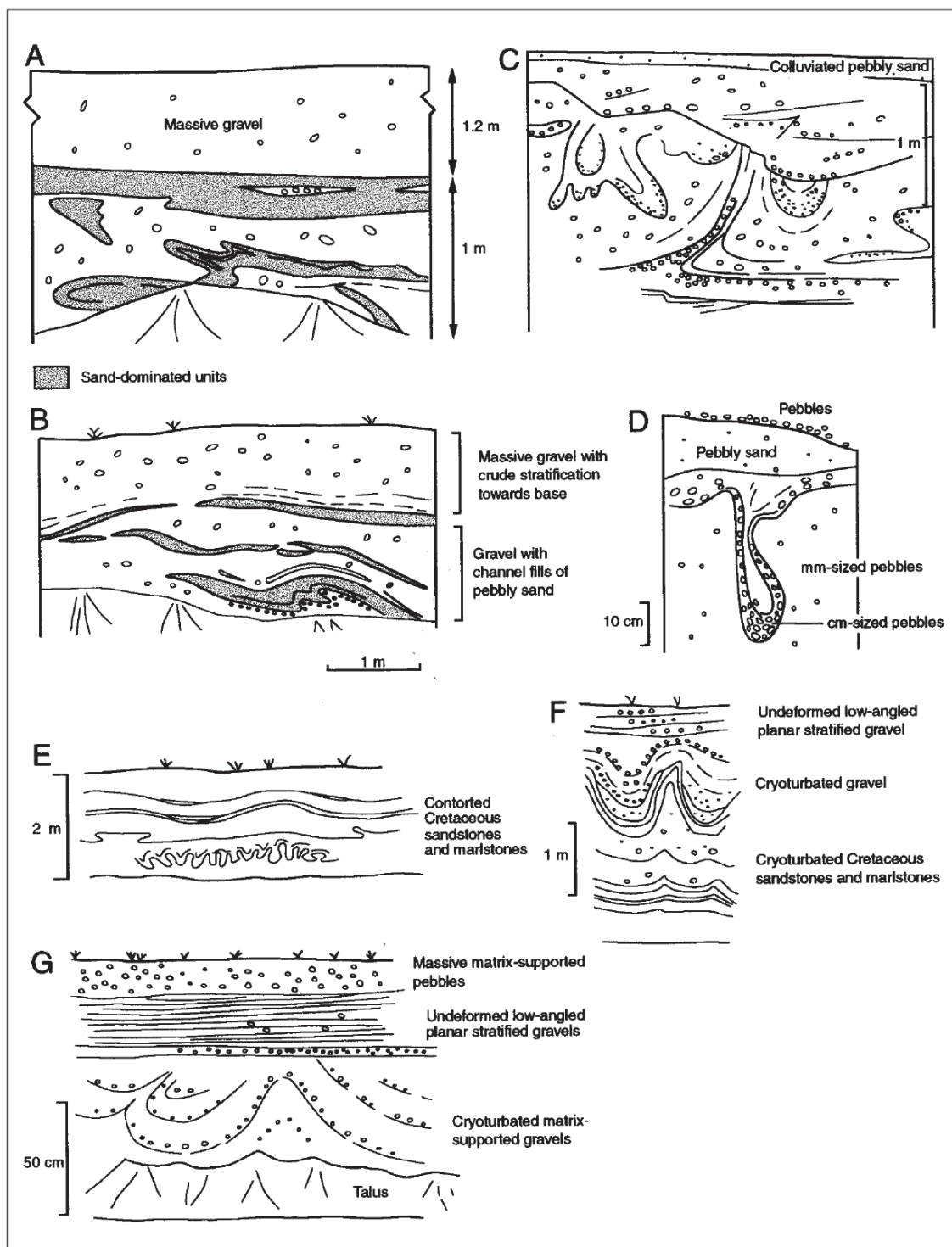


Figure 4-18: Figures de cryoturbation dans le désert de Gobi. Une grande gamme de structures cryogéniques est observée dans le Gobi comprenant : des figures d'involutions très irrégulières et de tailles décimétriques (A, B et C); des formes diapiriques solitaires (D) et des plis de petite amplitude, de grande longueur d'onde et de taille décimétrique (E, F et G) (d'après Owen et al., 1998).

Figures cryogéniques dans la zone d'Avdar:

Dans la région d'Avdar, les déformations cryogéniques sont présentes en surface (Hummocks) et dans les tranchées ouvertes pour nos études paléosismiques (fente de contraction thermique, solifluxion). Ces figures, distribuées sur toute la tranchée, perturbent les déformations sismiques.

Pendant l'ouverture de la tranchée (au mois d'août), les zones argileuses au fond de la tranchée (3m de profondeur) étaient encore gelées ; puis après le dégel, le fond de la tranchée s'est retrouvé en partie inondée.

Hummocks:

C'est un type de gonflement cryogénique qui se forme dans un sol drainé suite à plusieurs cycles de gel/dégel. On voit aussi à la surface des reliefs de tassement, comme les hummocks observés en 2012 le long de la faille d'Avdar. Ils mesurent ici quelques dizaines de centimètres et sont marqués par une concentration de végétation sur chaque relief (Figure 4-19).

Les figures de déformations cryogéniques observées dans les tranchées paléosismiques sur la faille d'Avdar sont:

a- La solifluxion:

Ce type de déformation est créé par un gonflement cryogénique sur une surface pentée. Quand les sédiments gelés remontent à la surface et dégèlent à la saison chaude, ils glissent sur ces pentes sous l'effet de la gravité. Le mouvement des sédiments est graduel et augmente avec la teneur en eau et le volume de glace. Ce phénomène se concentre dans la partie superficielle (0.5- 2 m) (Figure 4-20). Van Vliet-Lanoë. (1988) précise: *"Différents types de déplacements peuvent être qualifiés par leur intensité et leur signature macro et microstructurale. L'allongement des blocs s'effectue généralement selon l'axe de la pente en relation avec la moindre résistance mécanique. C'est le processus de fauchage des têtes de banc"*.

b- Les contractions thermiques:

Les fentes de contraction thermique se forment dans un sol riche en glace (fentes et coins de glace), à une profondeur faible sous l'effet de la chute soudaine (en quelques heures) de la température jusqu'à $-2^{\circ}/-25^{\circ}\text{C}$. (Van Vliet-Lanoë, 1996). L'alternance de gel/dégel des sédiments dans les fentes fait croître ces ouvertures. Dans les tranchées d'Avdar, les fentes de contraction sont verticales ou obliques, et s'étendent de la surface du sol jusqu'au fond de la tranchée. La largeur de ces fentes atteint 0.5 m (Figure 4-21). Ces fentes sont en général remplies par des éléments fins issus souvent du sol de surface (silt). (Van Vliet-Lanoë, 1996).

L'origine de ces fentes peut être double:

- 1- Ces fentes utilisent des fractures sismiques préexistantes qui, avec l'alternance des cycles gel/dégel, se développent.
- 2- Les fentes sont formées uniquement par la contraction thermique du sol.

D'après les observations effectuées dans les tranchées, ces fentes sont associées au décalage des unités stratigraphiques situées en dessous (Figure 4-21 et Figure 4-22). Cela nous fait privilégier la première hypothèse pour leur formation (fractures sismiques préexistantes).



Figure 4-19: Hummocks (déformations cryogéniques) observés sur le terrain proche de la zone de la faille d'Avdar. Leur taille est de quelques dizaines de centimètres.

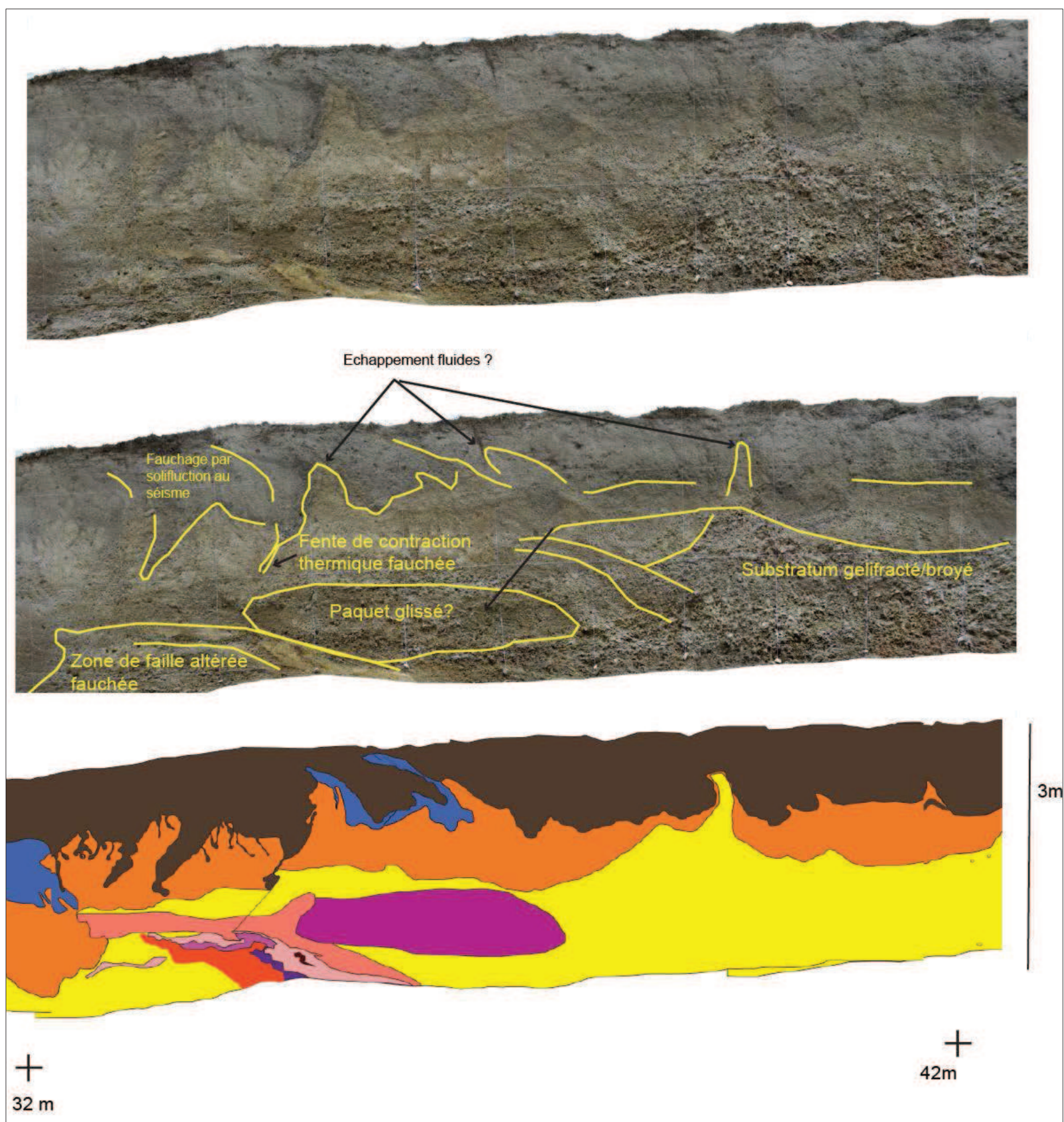


Figure 4-20: Déformations cryogéniques observées dans la tranchée Oursin T1, sur la la paroi sud-ouest : Paquet glissé, substratum broyé, zone de faille fauchée et solifluction (d'après échange personnel avec B. Van Vliet-Lanoë). Voir le mur SW de la tranchée dans la Figure 4-22. Cette figure est disponibles dans une version numérique sur support DVD.

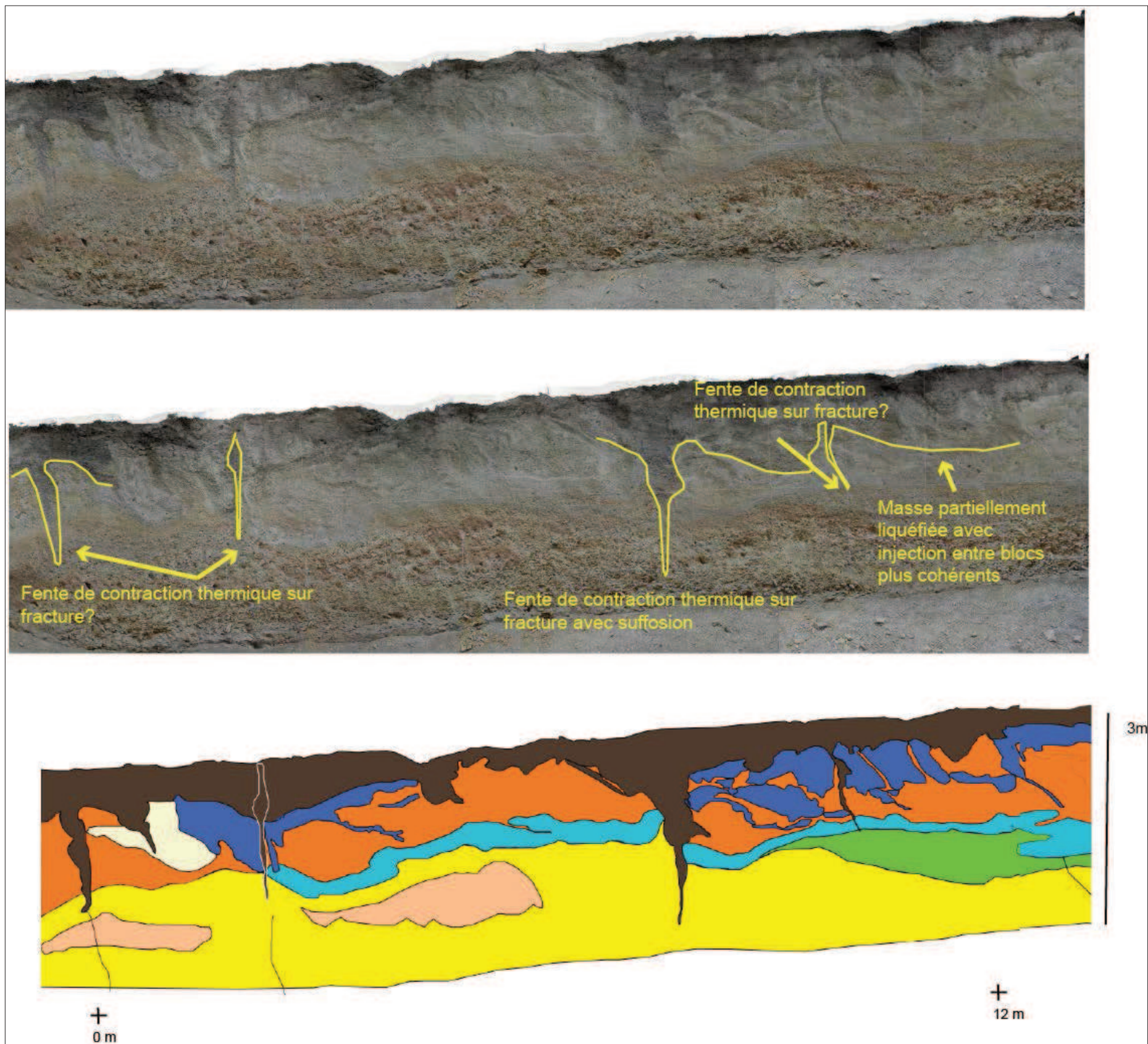


Figure 4-21: Fentes de contraction thermique observées dans la tranchée Oursin T1, mur SW. (D'après communication personnelle de B. Van Vliet-Lanoë.) Voir le mur SW de la tranchée sur la Figure 4-22. Cette figure est disponible dans une version numérique sur support DVD.

4.5.2.2. Stratigraphie de Oursin T1

Dans la tranchée Oursin T1, on observe principalement trois unités stratigraphiques continues latéralement: **A et B** sont des unités sédimentaires alluviales (silt-sable) et l'unité **C** correspond à des colluvions (Figure 4-22).

L'unité **A** est **le sol de surface -cryosol-** qui contient des limons avec très peu de colluvions (1 mm - 1 cm). Plusieurs fissures sont formées dans cette couche le long de la tranchée, la majorité atteignent les couches B et C. Ces fissures sont remplies par le sol de surface et des colluvions, et sont traversées par des racines récentes. Elles décalent les unités plus profondes **C, G (graviers cimentés avec une matrice silto -argileuse)** et **H (argile altéré)**. Ces fissures sont interprétées comme des fentes de contraction thermique ou fentes de dessiccation (communication personnelle de B. Van Vliet-Lanoë) (Figure 4-22). Certaines fentes peuvent avoir été développées sur des fractures sismiques préexistantes. Dans l'unité **A**, on trouve aussi des formes de liquéfaction avec de petits colluvions (appelé A1). L'épaisseur de la couche A est variable le long de la tranchée, la partie la plus épaisse fait environ 1 m entre les cotes 20 et 60 m. Cet épaissement est à relier à de la déformation sismique et non cryogénique (Figure 4-22).

L'unité **B** contient du **sable alluvial avec cailloux** de taille $\leq 1\text{cm}$. Entre les cotes 20 et 35 m cette couche atteint la base de la tranchée avec une épaisseur de 2 m, dans le secteur où l'unité A est elle aussi épaissie.

L'unité **C** est **une couche de colluvion et de graviers (1-10cm)**. Cette couche a été totalement cryoturbée, une grosse masse de graviers monte vers le sol de surface entre les cotes 35 et 55 m. **C** disparaît presque totalement entre les cotes 22 et 30 m, secteur de l'épaississement gros des unités **A** et **B**. La grosse couche **C** est affectée par des fentes thermiques.

Les couches **D, E** et **F** sont composées d'argiles altérés et se trouvent à la cote 35 m environ, dans la zone de la faille.

L'unité **H** est une couche d'argile, présente entre les cotes 0 et 17 m. Elle est décalée par des fentes de contraction thermique.

Les deux tranchées, Oursin T1 et T2, montrent la même complexité et les mêmes unités stratigraphiques.

4.5.2.3. Déformations co-sismiques: Identification d'un (de) paléoséisme (s) et estimation de l'âge du dernier séisme qui s'est produit sur la faille.

Toutes les séquences stratigraphiques sont perturbées par les déformations cryogéniques. Le défi dans cette tranchée a été de séparer les déformations co-sismiques et cryogéniques.

Plusieurs fractures sont observées dans les couches B et C (Figure 4-22). Ces fractures peuvent être:

1) d'origine sismique;

2) liées au processus gel/dégel:

a) soit résultant de l'augmentation du cisaillement de la couche active (la couche qui fond pendant l'été) pendant plusieurs cycles de gel/dégel visé à la solifluction quand le sol est rapidement drainé (Mackay, 1981; Egginton and French, 1985);

b) soit résultant de l'augmentation de la pression d'eau interstitielle lors de la fonte rapide de la neige ou des tempêtes estivales (Larsson, 1982; Lewkowicz, 1992).

Il semble que certaines de ces fissures/fentes de contraction soit d'origine sismique car elles sont associées:

- A des décalages verticaux apparents des couches **C**, **D** et **H**. Ces décalages suggèrent que les fentes utilisent des fractures sismiques préexistantes et s'ouvrent sous l'effet des cycles gel/dégel. Dans ce cas, au moins une partie des déformations cryogéniques postdatent les déformations co-sismiques.
- Aux échappements des fluides co-sismiques et des masses liquéfiées au-dessus de ces fentes dans la couche **A** (Figure 4-21 et Figure 4-22).

La zone de la faille, elle aussi totalement perturbée par la cryoturbation, est identifiée à la cote 35 m environ (Figure 4.23). On observe à cet endroit le plongement des couches argileuses **D**, **E** et **F**, un fort épaissement de l'unité **B** ainsi qu'un enfoncement de la couche **C** du côté aval (SE), et d'importantes masses «liquéfiées»/échappement de fluides. L'unité **A** est aussi épaissie entre 20 et 45 m (Figure 4-22).

La difficulté qui se présente est de dater les deux types de déformation, sismiques et cryogéniques, car cette dernière «détruit» toute la chronologie de dépôt. Les échantillons acquis dans la tranchée pour les datations par OSL et ^{14}C , respectivement pour la couche **B** et **A**, donnent des valeurs très différentes bien que la chronologie soit respectée. L'unité **A** est datée entre $4910 \pm 50\text{BP}$ et $10030 \pm 60\text{BP}$ alors que l'unité **B** est datée beaucoup plus ancienne, entre $42.42 \pm 3.5\text{ Kyr}$ et $61.35 \pm 7.34\text{ Kyr}$.

Ainsi, bien que nous ayons identifié clairement la zone de faille, l'âge du dernier séisme sur Avdar ne peut pas être identifié «précisément» à partir de la tranchée Oursin T1 du fait des déformations cryogéniques et du trop faible nombre d'échantillons disponibles. Cependant, parmi les trois âges ^{14}C obtenus sur des "bulks", je considère que $5665 \pm 85\text{ calBP}$, soit le plus jeune, est celui étant le plus représentatif de l'âge de l'unité **A** qui a été affectée par la déformation tectonique (épaississement). Les deux autres âges intègrent une partie héritée, ce qui explique leur âge apparent plus ancien. Ainsi, le dernier séisme est plus récent que $5665 \pm 85\text{ calBP}$.

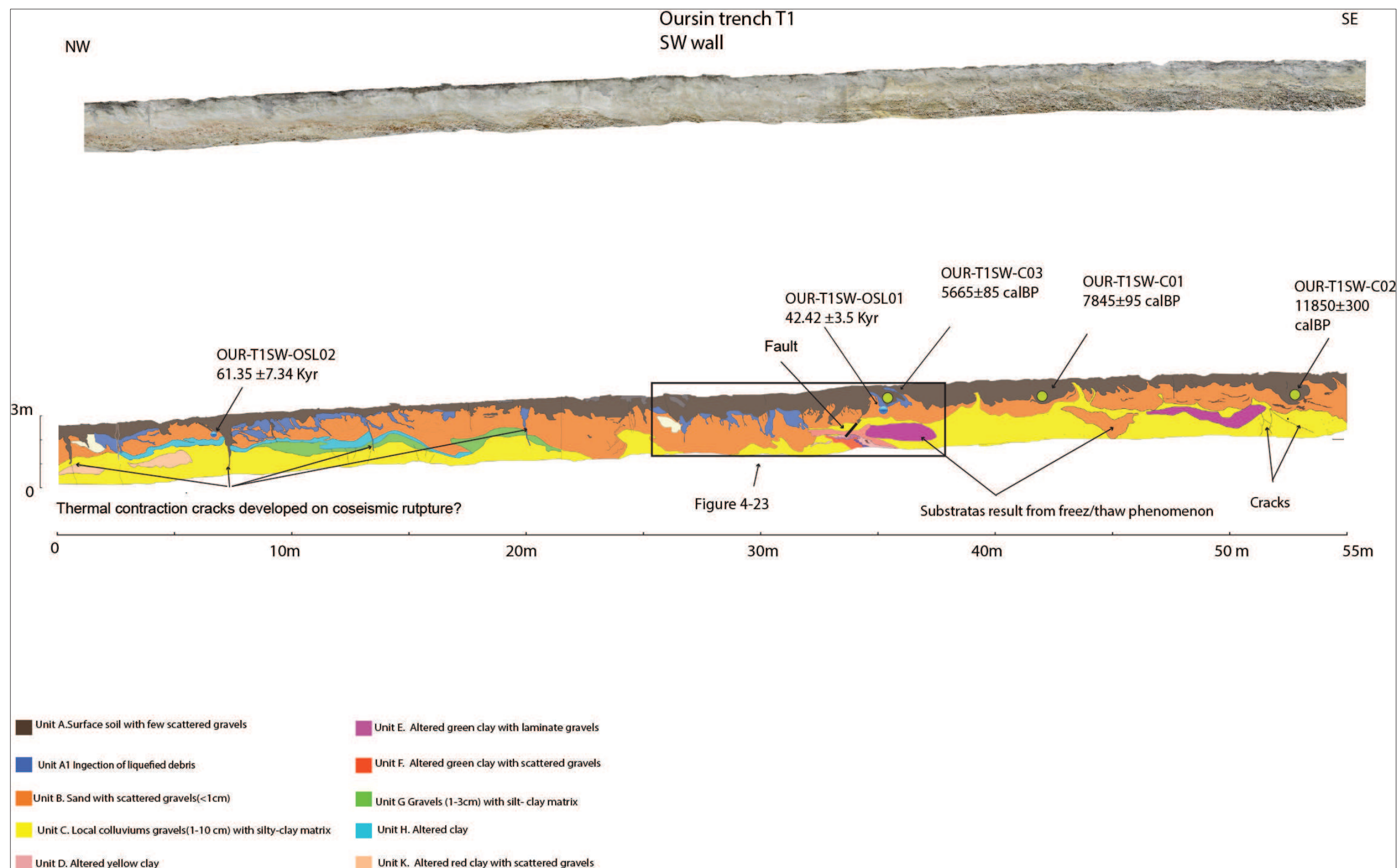


Figure 4-22: Interprétation préliminaire de la paroi sud-ouest de la tranchée Oursin T1. La tranchée fait 60 m de longueur et 3 m de profondeur. Notez les déformations cryogéniques qui perturbent les déformations sismiques. Une seule rupture de surface a pu être identifiée à la cote 35 m. L'origine des autres décalages reste discutable, bien qu'ils puissent être associés aux ruptures co-sismiques, reprises par les phénomènes de gel/dégel et des déformations cryogéniques. Les cercles verts sont les lieux de prélèvement des échantillons pour datation par ^{14}C , en bleu sont les échantillons prélevés pour les datations OSL. Compte tenu de la dimension de cette figure, elle est disponible dans une version numérique sur support DVD.

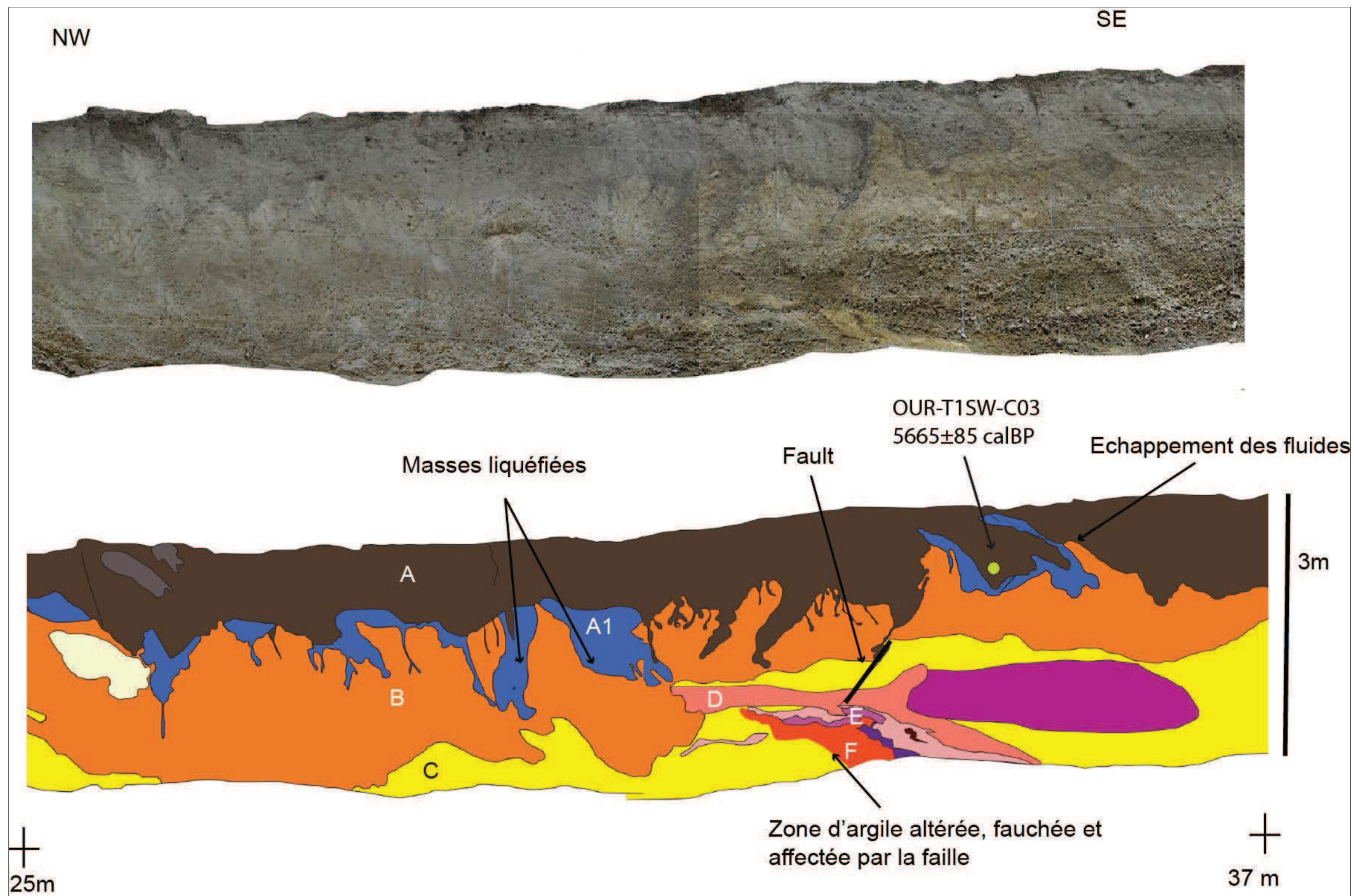


Figure 4.23: Mur SO de la tranchée Oursin T1 au travers de la faille d'Avdar. La faille affecte les unités C et B. Elle est associée avec des couches d'argiles altérés, des figures de liquéfactions et des d'échappements de fluides. Cette figure est disponible dans une version numérique sur support DVD.

4.6. Conclusion

La faille d'Avdar, d'une longueur de 47 km, s'étend entre 106.69°E/47.28°N et 107.16°E/47.57°N- 47.52°N. L'extrémité NE de la faille est à 43 km d'Oulan Bator, à 21 km de Zuunmod et à 10 km du site du nouvel aéroport.

La zone de la faille est composée de deux ruptures de surface, chaque rupture ayant sa propre géométrie et ses propres caractéristiques.

Les marqueurs morphologiques décalés par la faille indiquent que c'est une faille décrochante senestre avec une composante normale.

Les changements de direction de la faille et le sens de son pendage suggèrent que celle-ci se compose de un ou deux segments. Selon le scénario de rupture de ces segments, la magnitude des séismes sera comprise entre 6.6 et 7.

Les valeurs de PGA les plus importantes sont obtenues pour le site du nouvel aéroport et Zuunmod. Les valeurs les plus fortes sont toujours obtenues pour le scénario 1 (la faille entière rompt).

Elles sont les suivantes:

Pour le nouvel aéroport : 0.18/0.22 g (rocher/sédiments) [distance 21 km et M=7]. Ces valeurs correspondent à des secousses très fortes avec des dommages potentiels modérés (échelle de MMI).

Pour Zuunmod : 0.19/0.23 g (rocher/sédiments) [distance 20 km et M=7]. Ces valeurs correspondent à des secousses très fortes avec des dommages potentiels modérés (échelle de MMI).

Pour Oulan Bator : 0.10/0.13 g (rocher/sédiments) [distances de 42 et 43 km et M=7]. Ces valeurs correspondent à une forte secousse avec des dommages potentiels légers (échelle de MMI).

Une intensité de l'ordre de VI à X est attendue selon les valeurs de l'accélération maximale du sol (PGA pour le rocher) et selon les scénarios et les sites considérés. Ces valeurs montrent que les séismes susceptibles de se produire sur la faille d'Avdar pourraient avoir des impacts sur les constructions à Oulan Bator, Zuunmod

et le nouvel aéroport, impacts qui peuvent être aggravés selon leur vulnérabilité. Ainsi, la faille d'Avdar doit être prise en compte pour l'estimation de l'aléa sismique de la région d'Oulan Bator et pour des constructions selon des normes parasismiques.

Des investigations paléosismiques ont été menées sur la faille d'Avdar au niveau d'une tranchée, ouverte au travers de la faille (Oursin T1, 50 m de long et 3 m de profondeur). Les ruptures lors des séismes atteignent la surface confirmant l'occurrence passée de séismes de magnitude 6 et plus. Du fait de déformations cryogéniques qui perturbent fortement les déformations sismiques et du trop faible nombre d'échantillons disponibles pour les datations, l'âge et la récurrence des forts séismes n'a pas pu être estimée.

La seule contrainte d'âge obtenue permet de dire que le dernier séisme a eu lieu il y a moins de 5665 ± 85 calBP.

Chapitre5: Conclusion générale

5.1. Conclusion sur l'analyse morpho-tectonique et paléosismique des failles de Sharkhai et d'Avdar

Les images satellitaires haute résolution Pléiades (2 m Multispectral, 0.5 m Panchromatique), combinées avec des observations géomorphologiques et des investigations paléosismiques, ont été utilisées pour étudier les failles de Sharkhai et d'Avdar. Ces failles avaient été découvertes récemment (en 2011), grâce aux premières images satellitaires HR disponibles sur la région.

La faille de Sharkhai : son extrémité NE est située à 32 km de la ville d'Oulan Bator, 20 km de la ville de Zuunmod et 10 km du nouvel aéroport. Les ruptures de surface s'étendent sur 46 km entre E106.31°/N47.352°, au sud-ouest, et E106.75°/N47.57° au nord-est; au-delà, les ruptures de surface disparaissent. Elle est orientée entre N42°E et N72°E en moyenne. Son pendage varie entre 66° et 72° vers le sud-est entre E106.31°/N47.352° et E106.53°/N47.485° ; il est sub-vertical entre E106.474°/N47.473° et E106.75°/N47.57° (Figure 2-28). La faille traverse des collines élevées composées de dépôts d'âge Dévonien et des dépôts Quaternaires dans les zones de drainage. La faille a une géométrie rectiligne et simple en surface, bien qu'elle soit érodée et sa trace difficile à suivre en quelques endroits. Les ruptures de surface montrent des discontinués géométriques de dimension métrique en dehors d'une seule zone de relais importante de 1.4 km. Elle est associée avec un changement de direction de 5° de la faille entre E106.48°/N47.46° et E106.474°/N47.473°. En se référant à d'autres séismes dans le monde, cette zone de faille pourrait être le lieu de la nucléation de séismes comme cela a été le cas lors du séisme d'Izmit [Turquie] le 17 Août 1999 (magnitude Mw = 7,4). La nucléation de ce séisme était dans la zone de relais de Golcuk de 1-2 km de largeur et ce séisme a activé quatre segments le long de la faille nord-anatolienne (Lettis et al., 2002). L'absence de sismicité historique et les investigations paléosismiques limitées à un seul site ne nous permettent pas d'affirmer que cette zone est une frontière entre deux segments impliquant que chacun casse séparément. Le décalage des marqueurs géomorphologiques (drainages et dépôts quaternaires) indique que la faille de Sharkhai est une faille senestre. Une composante verticale mineure a été

observée au nord-est, accommodant les changements d'azimut de la faille. Le décalage minimum observé est de 2.5 ± 0.4 m senestre ce qui pourrait correspondre au décalage co-sismique associé au dernier séisme.

L'étude paléosismique a permis de mettre en évidence trois séismes au moins: le séisme EQ3 s'est produit avant 3850 ± 120 calBP ; le séisme EQ2 entre 2400 ± 70 calBP et 2030 ± 40 calBP ; le séisme le plus récent (MRE) entre 1090 ± 84 BP et avant l'âge du sol moderne (Figure 3-13 et Figure 3-14).

L'intervalle de temps entre EQ3 et EQ2 est "un minimum" : 1450 ± 190 ans.

L'intervalle de temps entre EQ2 et MRE est "un minimum" : 940 ± 124 ans. Au final, à partir des données disponibles, la période de retour des forts séismes sur la faille de Sharkhai est "un minimum" : 1195 ± 157 ans.

On propose dans cette thèse les premières estimations de taux de glissement selon des scénarios de segmentation. Si l'on considère une rupture co-sismique le décalage minimum mesuré sur la faille (2.5 ± 0.4 m), qui est compatible avec la longueur de la faille, on obtient un taux de glissement ("un maximum") de 2.14 ± 0.5 mm/an, ce qui est une valeur élevée par rapport à la faible expression géomorphologique de la faille, aux taux mesurés sur d'autres failles en Mongolie et aux vitesses GPS (voir la page 162). Le mouvement co-sismique de 1.48 ± 1.1 m, calculé à partir de la relation de Wells and Coppersmith (1994) et de la longueur de la faille, donne aussi une valeur trop importante ("un maximum") de 1.26 ± 0.9 mm/an. Ainsi, Le mouvement co-sismique de 0.68 ± 0.2 m, calculé à partir de la relation de Wells and Coppersmith (1994) et de deux segments (la longueur de chaque segment est 23 km), donne une vitesse de glissement ("un maximum") de 0.6 ± 0.2 mm/an. Finalement, à ce stade de l'étude, la vitesse de glissement (maximale) sur Sharkhai est comprise entre 0.6 ± 0.2 et 2.14 ± 0.5 mm/an. Nous considérons deux scénarios possibles lors d'un séisme: toute la faille casse ou deux segments cassent séparément. Cependant le scénario 3 - cinq segment cassent séparément - n'est pas éliminé.

La faille d'Avdar: elle a une longueur de 47 km et s'étend entre $E106.69^\circ/N47.28^\circ$ et $E107.16^\circ/N47.55^\circ$. L'extrémité NE de la faille est située à 43 km d'Oulan Bator, 21 km de Zuunmod et 10 km du nouvel aéroport. Les ruptures de surface traversent des

collines élevées composées de dépôts d'âge Dévonien constitués de roches métamorphiques fracturées et de dépôts Quaternaires dans les vallées (Figure 4-13).

La faille peut être décomposée en deux segments, chacun ayant sa propre géométrie.

Le segment SR1 : située entre 106.69°E/47.28°N et 106.97°E/47.5°N, la rupture de surface est orientée entre N36°E et N46°E (en moyenne) avec un pendage de 43° à 50° vers le nord-ouest. Cette partie est caractérisée par une géométrie simple et rectiligne.

Le segment SR2: située entre E106.97°/N47.49° et 107.16°E/47.57°N, la rupture de surface est caractérisé par une géométrie plus complexe. La zone de faille devient plus large, 2km environ, et elle est composée de plusieurs ruptures en surface qui pourrait résulter de l'éclatement en surface d'un segment unique en profondeur. L'une s'étend sur 17 km avec un pendage de 55°vers le nord-ouest, l'autre avec un pendage de 40° vers le sud-est. La largeur des discontinuités géométriques observées est trop petite pour avoir un impact sur la propagation de la rupture.

Les études paléosismiques menées sur la faille d'Avdar montrent malheureusement que les déformations sismiques sont totalement perturbées par des déformations cryogéniques qui résultent de plusieurs cycles de gel/dégel des couches stratigraphiques. Les ruptures observées dans les tranchées sont souvent associées à des fentes de contraction thermique ; ces fentes utilisent les ruptures sismiques et les élargissent lors des cycles de gel/dégel ; elles postdatent alors les ruptures sismiques. Ainsi, nous pouvons uniquement indiquer que le dernier séisme a eu lieu après 5665 ±85 calBP (Figure 4-22 et Figure 4.23).

Comparaison entre les failles de Sharkhai et d'Avdar

Les failles actives de Sharkhai et d'Avdar sont des failles senestres avec une faible composante normale (analyses géomorphologiques). Les directions des deux failles sont peu différentes. La géométrie de la faille d'Avdar est plus complexe que celle de Sharkhai. Ces deux failles ont été actives au cours de l'Holocène. Ceci étant, les déformations sismiques sur Sharkhai apparaissent plus récentes que sur Avdar pour laquelle les perturbations cryogéniques cachent peut-être des traces d'activité plus récentes. Enfin, les décalages cumulés sont mieux préservés sur la faille de

Sharkhai. La signature géomorphologique des deux failles est faible et la trace des failles est «érodée».

5.2. Implication des résultats pour l'aléa sismique de la région D'Oulan Bator

Les analyses géométriques et structurales des failles étudiées dans cette thèse, Sharkhai et Avdar, permettent d'apporter de nouvelles données pour l'estimation de l'aléa sismique dans des sites proches de ces failles tels que : la capitale Oulan Bator, le nouvel aéroport et la ville de Zuunmod. On considère, aussi bien pour la faille de Sharkhai que celle d'Avdar, trois scénarios de segmentation. On en déduit les magnitudes associées (Wells and Coppersmith, 1994) et on calcule en chaque site l'accélération maximum de sol (PGA) (Fukushima et al., 2003), mais aussi le SA (spectre d'accélération) et SV (spectre de vitesse) au rocher et au sédiment pour ces 3 sites.

Plusieurs relations reliant le PGA avec l'intensité ont été établies. Nous avons considéré la relation de Tselentis and Danciu (2008) :

$$I = a.\log (P) + b$$

Où I est l'intensité exprimée dans l'échelle de Mercalli (MMI), $a = -0.946$, $b = 3.563$, P est le PGA (cm/s²).

L'intensité du séisme décrit la sévérité de la secousse au sol selon une répartition en 12 degrés (MMI, MSK, EMS98). Elle permet aussi de proposer, de façon statistique, l'impact possible d'une secousse sur les personnes, les objets et les bâtiments connaissant leur vulnérabilité. Nous avons estimé l'intensité associée aux valeurs importantes de PGA sur les divers sites et induite par les divers scénarios de séismes sur les failles Sharkhai et d'Avdar (Tableau 5- 1 et Tableau 5- 2).

La faille de Sharkhai: La faille peut être totalement cassée pendant un seul séisme de magnitude $M = 7 \pm 0.2$: pour une longueur de rupture de 46 km et un déplacement co-sismique moyen 1.48 ± 1.1 m (Wells and Coppersmith, 1994). Si la faille casse en plusieurs segments, la magnitude des séismes varie de $M = 5.8$ à $M = 6.7$.

Les valeurs les plus fortes de PGA pour chaque site (rocher/sédiments) (Table 2-4) sont:

- Pour Oulan Bator: entre 0.10/0.13 et 0.12/0.15 g.
- Pour le nouvel aéroport: entre 0.21/0.30 et 0.28/0.35 g.
- Pour Zuunmod: entre 0.11/0.14 et 0.17/0.22 g.

Tableau 5- 1: Synthèse des valeurs du PGA les plus importantes et intensités associées pour les divers scénarios de segmentation de la faille de Sharkhai (Figure 2-29). La distance retenue est celle la plus courte entre le site et la faille ou le segment (voir l'exemple dans la Figure 5-1).

Scénario de segmentation	Magnitude du segment le plus proche	Distance site-faille/segment (km)	PGA (g) Rocher/sédiments non consolidés	Intensité (MMI) Rocher/sédiments non consolidés
Scénario 1: toute la faille casse pendant un seul séisme	7	Aéroport/faille entière=10	0. 28/ <u>0. 35</u>	IX-X /<u>X-XI</u>
	7	Zuunmod/faille entière = 22	0. 17/ <u>0. 22</u>	VIII-IX /<u>IX-X</u>
	7	Oulan Bator/faille entière=-35	0. 12/ <u>0. 15</u>	VIII-IX/<u>VIII-IX</u>
Scénario 2: la faille casse par morceaux (2 segments)	6.7	Aéroport/segment nord= 10	0. 26/ <u>0. 33</u>	IX-X/<u>IX-X</u>
	6.7	Zuunmod/segment nord= 22	0. 15/ <u>0. 19</u>	VIII-IX/<u>VIII-X</u>
	6.7	Oulan Bator/segment nord= 35	0. 1/ <u>0. 13</u>	VI-IX/<u>VI-IX</u>
Scénario 3: la faille casse par morceaux (5 segments)	6.4	Aéroport/segment Sn4=15	0. 18/ <u>0. 22</u>	VIII-X/<u>IX-X</u>
	6	Aéroport/segment Sn5= 10	0. 21/ <u>0. 3</u>	IX-X/<u>IX-XI</u>

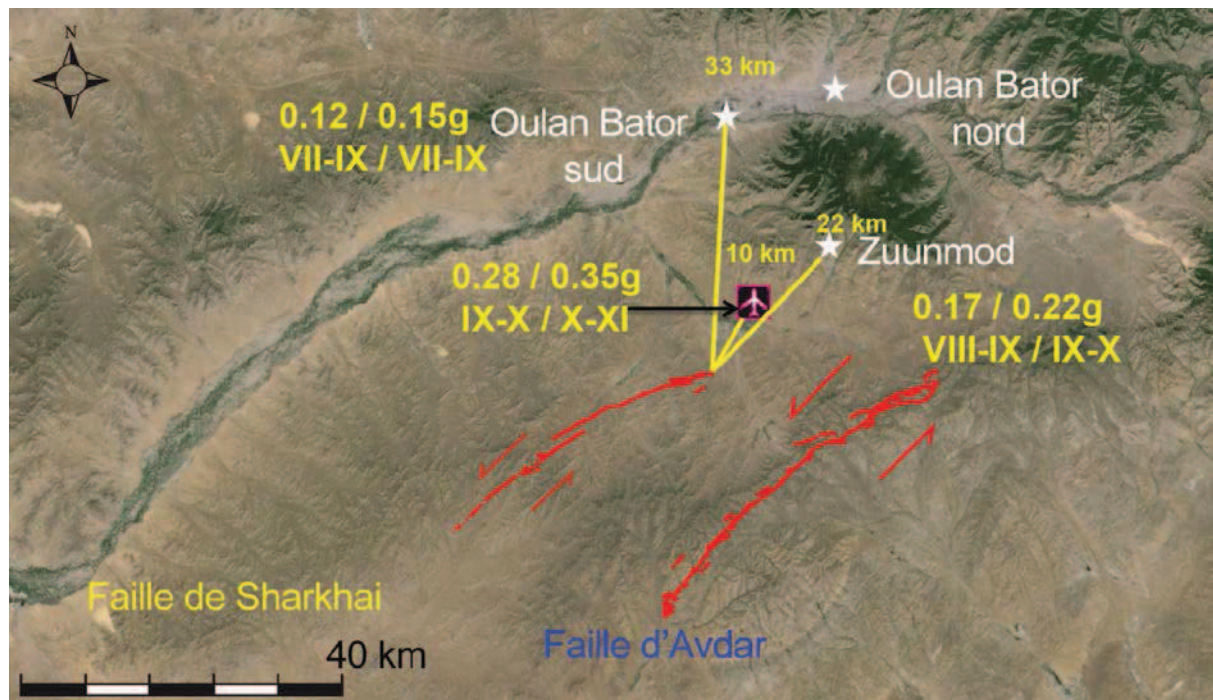


Figure 5-1: Les valeurs de l'accélération maximale du sol (PGA: rocher/sédiment) et intensité correspondante pour la faille de Sharkhai (premier scénario, **faille entière**). La distance retenue est la plus courte entre la faille et le site, la magnitude pour ce scénario est de **M = 7**.

La faille d'Avdar: un séisme de magnitude $M = 7 \pm 0.2$ peut casser toute la longueur, 47 km, de la faille d'Avdar avec un décalage co-sismique moyen de 1.5 ± 1.1 m. Si la faille casse par 2 segments, la magnitude varie alors entre $M = 6.6$ et $M = 6.8$ (Tableau 4-3).

Les valeurs du PGA (rocher/sédiments) les plus fortes calculées pour chaque site sont (Tableau 5- 2):

- Pour Oulan Bator: 0.10/0.13 g.
- Pour le nouvel aéroport: entre 0.17/0.20 et 0.18/0.22 g.
- Pour Zuunmod: entre 0.14/0.17 et 0.19/0.23 g.

On conclut que les failles de Sharkhai et d'Avdar peuvent générer des dégâts sur des constructions vulnérables d'Oulan-Bator et de Zuunmod (Intensités VI à X). L'impact (mouvement du sol) sera le plus fort sur le site du nouvel aéroport (Intensités VIII à X).

Tableau 5- 2: Synthèse des valeurs du PGA les plus fortes et intensités associées pour les différents scénarios de segmentation de la faille d'Avdar (pour l'échelle de l'intensité voir l'annexe C). La distance retenue est celle la plus courte entre le site et la faille ou le segment (voir l'exemple de la Figure 5-2).

Scénario de segmentation	Magnitude du segment le plus proche	Distance site-faille/segment (km)	PGA (g) Rocher/sédiments non consolidés	Intensité (MMI) Rocher/sédiments non consolidés
Scénario 1: toute la faille casse pendant un seul séisme	7	Zuunmod/faille entière= 20	0.19/ <u>0.23</u>	VIII-X/ <u>IX-X</u>
	7	Aéroport/faille entière= 21	0.18/ <u>0.22</u>	VIII-X/ <u>IX-X</u>
	7	Oulan Bator/faille entière= 42	0.1/ <u>0.13</u>	VI-IX/ <u>V-IX</u>
Scénario 2: la faille casse via deux segments	6.8	Aéroport/ segment sud= 20	0.17/ <u>0.21</u>	VIII-IX/ IX-X
	6.8	Zuunmod/segment sud= 24	0.15/0.19	VII-X/VIII-X
	6.6	Aéroport/ segment nord= 19	0.17/0.2	VIII-IX/ IX-X
	6.6	Zuunmod/ segment nord= 20	0.16/0.2	VIII-X/ <u>IX-X</u>
Scénario 3: la faille casse via trois segments	6.6	Aéroport/ segment SS2= 20	0.16/0.2	VIII-X/ <u>IX-X</u>
	6.6	Zuunmod/ segment SS2= 24	0.14/0.17	VIII-X / VIII-IX

L'intensité varie en fonction de la nature du site considéré (rocher ou sédiment), particulièrement pour Oulan Bator (> 1 million d'habitants), ville construite sur un bassin sédimentaire avec des effets de site importants (Chimed, 2011). D'autre part, l'impact peut être aggravé du fait de la présence de bâtiments mal construits et donc vulnérables dans la capitale. Ainsi, à partir de l'intensité VII (MMI), des dommages importants pourraient avoir lieu.

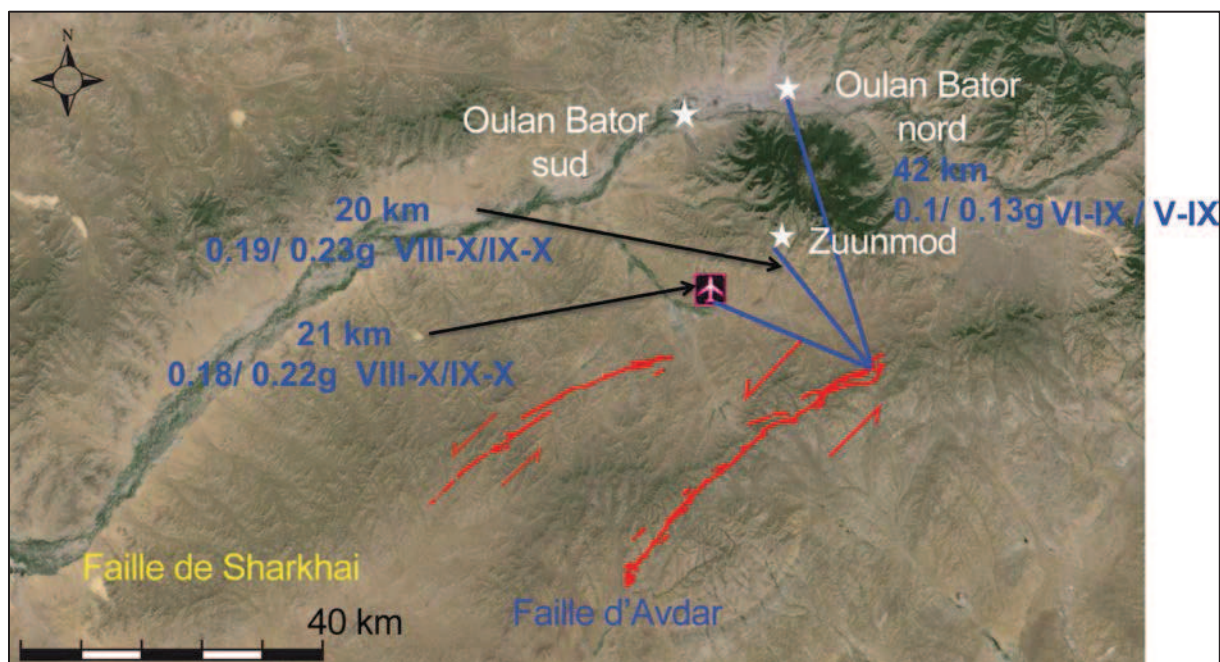


Figure 5-2: Valeurs d'accélération maximale du sol (PGA: rocher/sédiment) et intensités correspondantes pour la faille d'Avdar (premier scénario, **faille entière**). La distance retenue est celle la plus courte entre la faille et le site, la magnitude pour ce scénario étant de **M = 7**.

5.3. Comparaison avec les autres failles actives proches d'Oulan Bator

La région de la capitale Oulan Bator (dans un rayon de 100 km) est caractérisée par la présence de plusieurs failles actives (Figure 5-3).

La faille d'Emeelt, à 10km d'environ de la ville, pourrait s'étendre sur 40 km de longueur. Elle a été découverte en 2008 en recherchant l'origine d'une forte activité sismique ($M \leq 4$). Elle est orienté NNW-SSE. C'est une faille dextre avec une composante inverse (Schlupp et al., 2010; Fleury et al., 2011; Schlupp et al., 2012; Dujardin et al., 2014).

La faille d'Hustai, 94 km de long, est située à une vingtaine kilomètres de la ville d'Oulan Bator. Cette faille, senestre normale, est orientée NNE-SSW avec un pendage compris entre 34 et 42° vers le SE (observation de proche surface) (Ferry et al., 2010; Schlupp et al., 2010; Fleury et al., 2011; Ferry et al., 2012; Fleury et al., 2012; Dujardin et al., 2014). Cette faille peut générer des séismes de magnitude $M = 6.5-7.5$.

Deux nouvelles failles actives ont été étudiées dans cette thèse: Sharkhai et Avdar. Elles s'étendent parallèlement à la faille d'Hustai. Ces trois failles sont à jeu senestre avec une composante normale. La faille de Sharkhai a un pendage variant entre 66 et 72° vers le sud-est (segment sud) ou sub-vertical (segment nord). La faille d'Avdar a un pendage compris entre 43 et 50° vers le nord-ouest (segment sud), et 40 à 55° vers le sud-est et nord-ouest (segment nord).

La faille d'Hustai est la plus marquée morphologiquement et borde un large bassin sédimentaire. Les failles de Sharkhai et Avdar peuvent générer des séismes de magnitude 6.5 à 7.

Deux autres structures avec des caractéristiques de failles actives, parallèles aux trois failles précédentes, ont été observées pendant l'analyse des images satellitaires de la région (en jaune, Figure 5-3).

Ainsi, pas moins de quatre grandes failles actives sont présentes à l'ouest ou SO de la capitale et la menacent avec des séismes dont la magnitude pourrait être de 6.5 à 7.5, générant des niveaux de secousse qui entraîneront des dommages sur les bâtiments vulnérables.

De nombreuses questions restent ouvertes, notamment celle-ci :

Est-ce que ces 3 failles (Hustai, Sharkhai, Avdar) ont joué pendant une séquence sismique sur une courte durée, comme ce fut le cas pour les 4 grands séismes de magnitude 8 et plus qui ont affecté la Mongolie entre 1905 et 1957 ? La réponse à cette question nécessitera d'étendre et de multiplier les études paléo sismologiques sur ces failles.

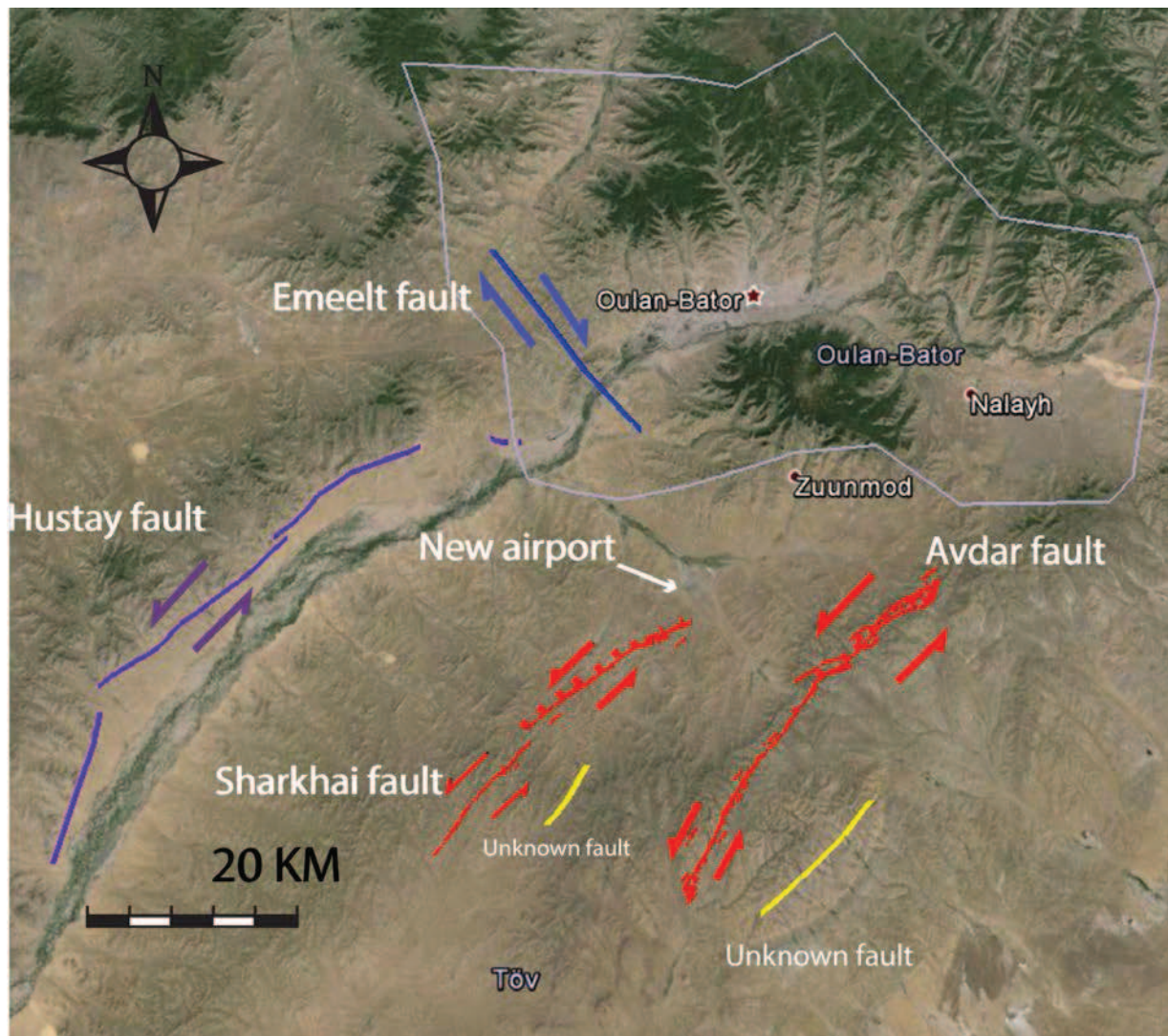


Figure 5-3: Les failles actives dans la région d'Oulan Bator. Les failles étudiées dans cette thèse (Sharkhai et Avdar) sont représentées en rouge. Les failles connues et/ou découvertes récemment (Hustai et Emeelt) sont représentées en bleu. Deux autres structures méritent des investigations sur le terrain (de couleur jaune).

5.4. Perspectives.

Les approches morpho-tectonique et paléosismologique avec des méthodes adaptées sont utilisées dans cette thèse sur de nouvelles failles actives dans la région de la capitale Oulan Bator. Ces méthodes ont permis de cartographier les failles, de documenter leur géométrie, de proposer leur segmentation, de contraindre une cinématique, de prouver leur activité pendant l'Holocène et d'estimer l'âge des derniers séismes qui se sont produits sur la faille de Sharkhai.

L'estimation de l'aléa sismique dans la région d'Oulan Bator se base sur la connaissance des zones sismogéniques. Aussi, des investigations paléosismiques complémentaires sont nécessaires sur les divers segments proposés pour chacune des failles. La géométrie complexe de la faille d'Avdar nécessite des travaux complémentaires, aussi bien morpho-tectoniques que paléosismologiques, surtout dans sa partie NE.

Pour améliorer notre connaissance des temps de récurrence des forts séismes, des tranchées paléosismiques supplémentaires sont nécessaires dans certaines zones identifiées lors de ce travail. Par exemple, le site localisée à E106.46°/N47.45° sur la faille de Sharkhai et qui montre un décalage senestre cumulé dans des dépôts récents, potentiellement datables, est une excellente candidate. Elle n'a été identifiée qu'après les travaux de terrain grâce à l'analyse détaillée des images satellitaires Pléiades acquises en 2013. Une des grandes difficultés de ce travail de thèse était de trouver des sédiments datables par ^{14}C et les problèmes associés aux analyses OSL de la tranchée Muka-L sur Sharkhai. Sur Avdar, la présence de déformations cryogéniques a en partie «ruiné» l'analyse compte tenu du temps disponible sur le terrain. D'autres investigations paléosismologiques doivent être menées sur cette faille en tenant compte de cette difficulté.

References

- Aitken, M.J. An introduction to optical dating, the dating of quaternary sediments by the use of photon-simulated luminescence, [Book] Oxford University Press (1998).
- Al-Heety, Emad A. M. Historical Seismicity of the Stable Continental Regions (SCRs) In the Arabian Plate (Preliminary Study). MESF CYBER JOURNAL OF EARTH SCIENCE, Volume 3, pp 22-41 (2005).
- Ambraseys, N. N., Bommer, J. J., & Sarma, S. K. A review of seismic ground motions for UK design. ESEE Report 92-8. *Department of Civil Engineering, Imperial College, London* (1992).
- Ambraseys, N. N. & Jackson, J. A. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophys. J. Int.* **133**, 390–406 (1998).
- Ambraseys, N. N., Douglas, J., Sarma, S. K., & Smit, P. M. Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: Horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 3(1), 1–53 (2005a).
- Balescu, S., Ritz, J.-F., Lamothe, M., Auclair, M. & Todbileg, M. Luminescence dating of a gigantic paleolandslide in the Gobi-Altay mountains, Mongolia. *Quat. Geochronol.* **2**, 290–295 (2007).
- 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*, memoir 181 (1993).
- Badarch, G., Dickson Cunningham, W. & Windley, B. F. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. *J. Asian Earth Sci.* **21**, 87–110 (2002).
- Barka, A.A. and Kadinsky, C. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics* **7**, 663–864 (1988).
- Barka A, Akyüz HS, Altunel E, Sunal G, C, akır Z, et al. The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 Izmit earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92:43–60 (2002).

- Barruol, G., Deschamps, A., Deverchere, J., Mordvinova, V. V., Ulziibat, M., Perrot, J., Artemiev, A., Dugarmaa, T. & Bokelmann, G. H. R. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia. *Earth and Planetary Science Letters* **274**, 221-233 (2008).
- Bayasgalan, a. & Jackson, J. a. A re-assessment of the faulting in the 1967 Mogod earthquakes in Mongolia. *Geophys. J. Int.* **138**, 784–800 (1999).
- Bayasgalan, A. and Jackson. J. Field examples of strike-slip fault terminations in Mongolia and their tectonic significance. *Tectonics* **18**, 394–411 (1999).
- Benson, a. M., Little, T. a., Van Dissen, R. J., Hill, N. & Townsend, D. B. Late Quaternary paleoseismic history and surface rupture characteristics of the eastern Awatere strike-slip fault, New Zealand. *Geol. Soc. Am. Bull.* **113**, 1079–1091 (2001).
- Bockheim, J. & Tarnocai, C. Recognition of cryoturbation for classifying permafrost-affected soils. *Geoderma* **81**, 281–293 (1998).
- Bonilla, M. G. Minimum Earthquake Magnitude Associated with Coseismic Surface Faulting. *Bull. Assoc. Eng. Geol.* **XXV**, 17–29 (1988).
- Bronk Ramsey, C. & Lee, S. Recent and Planned Developments of the Program OxCal. *Radiocarbon* **55**, 720–730 (2013).
- Burbank DW, Anderson RS. Tectonic Geomorphology. Blackwell: Malden, MA. (2001).
- Burbidge, D.R. (ed.), 2012. *The 2012 Australian Earthquake Hazard Map*. Record 2012/71. Geoscience Australia: Canberra.
- Calais, E. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002): Implications for current kinematics of Asia. *J. Geophys. Res.* **108**, 2501 (2003).
- Calais, E., Dong, L., Wang, M., Shen, Z. & Vergnolle, M. Continental deformation in Asia from a combined GPS solution. *Geophys. Res. Lett.* **33**, L24319 (2006).
- Chimed Odonbaatar., SelengeL., Tsembel, B., Ulziibat, M., Urtnasan, Kh. Seismic Hazard Assessment of Ulaanbaatar, capital of MONGOLIA. Seismic micro zoning map (2006).
- Chimed Odonbaatar. Caractérisation des effets de sites dans le bassin d'Oulan Bator [PhD thèses], Strasbourg, L'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS-EOST) (2011).
- Costa, J.A., Baker, V.R. Surficial Geology- Building with the Earth. *John Wiley and Sons, New York*. 498 pp (1981).

Cowie, P. a & Shipton, Z. K. Fault tip displacement gradients and process zone dimensions. *J. Struct. Geol.* **20**, 983–997 (1998).

Crone, A. J. & Hailer, K. M. Segmentation and the co-seismic behavior of Basin and Range normal faults : examples from east-central Idaho and southwestern Montana,. *J. Struct. Geol.* **13**, 151–164 (1991).

Cunningham, D., Gosar, A., Kastelic, V., Greby S. and K. Tansey. Multi-disciplinary investigations of active faults in the Julian Alps, Slovenia. *Acta Geodyn. Geomater* **4**, 77–85 (2007).

De Polo, C. M., Clark, D. G., Slemmons, D. B. & Aymard, W. H. Historical Basin and Range province surface faulting and fault segmentation. *U.S. geol. Surv. Open-file Rep.* 89-315, 131-163 (1989).

De Polo, C. M., Clark, D. G., Slemmons, D. B. & Lli, A. R. R. A. M. Historical surface faulting in the Basin and Range province, western North America-implication for fault segmentation. *Journal of Structural Geology.* **13** (1991).

Ding Gue-yu. Atlas of active faults in China: Xi'an. *Seismological press, Xi'an Cartographic Publishing house.* P 121 (1989).

Dugarmaa Tundev, Schlupp Antoine, Adiya, M., Ankhtsetseg, D., Baasanbat, Ts., Battulga, B., Batsaikhan, Ts., Bayar, .G., Bayarsaikhan, Ch., Demberel, S., Dugarmaa Erdenezul, D., Mungunsuren, D., Munkhsaikhan, A., Munkhuu, D., Narantsetseg, R. Seismic Hazard Assessment of Ulaanbaatar, capital of MONGOLIA. Seismic micro zoning map (2006).

Dujardin J.R, Maksim Bano, Antoine Schlupp, Matthieu Ferry, Ulziibat Munkhuu Nyambayar Tsend-Ayush Bayarsaikhan Enkhee. GPR measurements to assess the Emeelt active fault's characteristics in a highly smooth topographic context, Mongolia. *Geophys. J. Int*, guu130 (2014).

Egginton PA, French HM. Solifluction and related processes, eastern Banks Island, N.W.T. *Canadian Journal of Earth Science* 22: 1671–1678 (1985).

England, P. Active Deformation of Asia: From Kinematics to Dynamics. *Science* (80). **278**, 647–650 (1997).

Etchebes, M. Paléosismologie spatiale : segmentation et scénarios de ruptures sismiques La faille de Fuyun et la faille du Kunlun, Chine [PhD thesis]. Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) (2011).

Ferry, M., Meghraoui, M., Delouis, B. & Giardini, D. Evidence for Holocene palaeoseismicity along the Basel-Reinach active normal fault (Switzerland): a seismic source for the 1356 earthquake in the Upper Rhine graben. *Geophys. J. Int.* **160**, 554–572 (2005).

Ferry, M., Meghraoui, M., Karaki, N., Abou Al-Taj, M., Amoush, H., Al-Dhaisat, S., Barjous, M. A 48-kyr-long slip rate history for the Jordan Valley segment of the Dead Sea Fault. *Earth Planet. Sci. Lett.* **260**, 394–406 (2007).

Ferry, M., Schlupp, A., Munkhuur, U., Munschy, M., Fleury, S., Baatarsuren G., Erdenezula D., Munkhsaikhan A., Ankhtsetseg D., Tectonic Morphology of the Hustai Fault (Northern Mongolia), A Source of Seismic Hazard for the city of Ulaanbaatar. EGU General Assembly, Vienna, Austria (2010).

Ferry, M., Schlupp, A., Munkhuur, U., Munschy, M., Fleury, S. . Tectonic morphology of the Hustai Fault (Northern Mongolia). EGU (2012).

Fleury, S., Munschy, M., Schlupp, A., Ferry, M., Bano, M., and Munkhuu, U. High resolution magnetic survey to study Hustai Fault (northern Mongolia). AGU Fall Meeting, San Francisco, California, USA (2011).

Fleury, S., Munschy, M., Schlupp, A., Ferry, M., and Munkhuu, U. High resolution magnetic survey across the Emeelt and Hustai faults near Ulaanbaatar, Mongolia. EGU General Assembly, Vienna, Austria (2011).

Fossett, E. Paleoseismology of the Black Hills Fault, southern Nevada, and implications for regional tectonics [PHD, thesis], university de Nevada, Las Vegas (2005).

Freed, A. M. Earthquake Triggering By Static, Dynamic, and Postseismic Stress Transfer. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **33**, 335–367 (2005).

Fu, B., Awata, Y., Du, J. & He, W. Late Quaternary systematic stream offsets caused by repeated large seismic events along the Kunlun fault, northern Tibet. *Geomorphology* **71**, 278–292 (2005).

Fu, B., Awata, Y., Du, J., Ninomiya, Y. & He, W. Complex geometry and segmentation of the surface rupture associated with the 14 November 2001 great Kunlun earthquake, northern Tibet, China. *Tectonophysics* **407**, 43–63 (2005).

Fukushima, Y., Berge-thierry, C. & Volant, P. Attenuation relation for west Eurasia determined with recent near-fault records from California, Japan and Turkey. *Journal of Earthquake Engineering*. **7**, 1–26 (2003).

Giardini, D.. The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP)-1992-1999. *Ann. di Geofis.* **42**, 6 (1999).

Gomez, F., M. Merghraoui, A.N. Darkal, F. Hijazi, M. Mouty, Y. Souleiman, R. Sbeinati, R. Darawchah, R. Al-Ghazzi, M. Barazangi, Holocene faulting and earthquake recurrence along the Serghaya branch of the Dead Sea fault system in Syria and Lebanon, *Geophysical Journal International*, 153, 658 – 674 (2003).

Galli, P. & Bosi, V. Paleoseismology along the Cittanova fault: Implications for seismotectonics and earthquake recurrence in Calabria (southern Italy). *J. Geophys. Res.* **107**, 1–19 (2002).

Grunthal, G. European macrocosmic scale. Conseil de l'Europe, Cahier du Centre Européen de Géodynamique et de séismologie, Volume 19 (2001).

Haeussler, P.J., David P. Schwartz, Timothy E. Dawson, Heidi D. Stenner, James J. Lienkaemper, Francesca Cinti, Paola Montone, Brian Sherrod, and Patricia Craw (2004) Surface Rupture of the 2002 Denali Fault, Alaska, Earthquake and Comparison with Other Strike-Slip Ruptures. *Earthquake Spectra*, Vol. 20, No. 3, pp. 565-578 (August 2004).

Harajli, M., Sadek, S. & Asbahan, R. Evaluation of the seismic hazard of Lebanon. *J. Seismol.* **6**, 257–277 (2002).

Harris, R. A., Archuleta, R. J. & Day, M. Fault steps and the dynamica rupture process: 2-D digital simulations of a spontaneously propagating shear fracture. *Geophys. J. Int.* **18**, 893–896 (1991).

Harris, R. a. & Day, S. M. Dynamics of fault interaction: parallel strike-slip faults. *J. Geophys. Res.* **98**, 4461 (1993).

Hogg, A G,. Radiocarbon dating at the University of Waikato, New Zealand: Univ Waikato, Dept Earth Sci Occasional Rept, no. 8 (1982).

Howard, M., Nicol, A., Campbell, J. & Pettinga, J. R. Holocene paleoearthquakes on the strike-slip Porters Pass Fault, Canterbury, New Zealand. *New Zeal. J. Geol. Geophys.* **48**, 59–74 (2005).

Honglin He, T. O. Late Quaternary activity of the Zemuhe and Xiaojiang faults in southwest China from geomorphological mapping. *Geomorphology* 96, 62–85 (2007).

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).

Huang, W. Morphologic patterns of stream channels on the active Yishi Fault, southern Shandong Province, Eastern China: Implications for repeated great earthquakes in the Holocene. *Tectonophysics* **219**, 283–304 (1993).

Hülle, D., Hilgers, A., Radtke, U., Stolz, C., Hempelmann, N., Grunert, J., Felauer, T., Lehmkuhl, F. OSL dating of sediments from the Gobi desert, Southern Mongolia. *Quaternary Geochronology* **5**, 107–113 (2010).

Jackson, J. & McKenzie, D. Earthquake source parameters, seismogenic thickness and effective elastic thickness in Mongolia. *Am. J. Geophys. J. Int.* **142** (2000).

Kanno, T., Narita, A., Fujiwara, H. and Fukushima, Y. A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, *Bulletin of the Seismological Society of Japan* **96**(3), 879-897 (2006).

Keller, E.A. 'Investigation of active tectonic: use of surficial Earth processes', in Wallace, R.E. (Ed), active tectonic, studies in Geophysics, *National Academy Press, Washington, DC*, 136-147 (1986).

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*. 225 (1985).

Kim, Y.-S., Peacock, D. C. & Sanderson, D. J. Fault damage zones. *J. Struct. Geol.* **26**, 503–517 (2004).

Klinger Y., Xiwei Xu, Paul Tapponnier, J., Woerd, 'Van der & Cecile Lasserre, and G. K. High-Resolution Satellite Imagery Mapping of the Surface Rupture and Slip Distribution of the Mw 7.8, 14 November 2001 Kokoxili Earthquake, Kunlun Fault, Northern Tibet, China. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **95**, 1970–1987 (2005).

Klinger, Y. Relation between continental strike-slip earthquake segmentation and thickness of the crust. *J. Geophys. Res.* **115**, B07306 (2010).

Klinger, Y. Etchebes, M., Tapponnier, P., Narteau, C. Characteristic slip for five great earthquakes along the Fuyun fault in China. *Nature Geoscience*. **4**, 389-392 (2011).

Kotlyar, B., Drown, T., Tungalag, F., Gantsetseg, O. two types of mineralization in the north Khentei gold trend. *Mongolian Geoscientist*, **11**, 10-13 (1998).

Kozaci, O., Dolan, J. F., Yonlu, O. & Hartleb, R. D. Paleoseismologic evidence for the relatively regular recurrence of infrequent, large-magnitude earthquakes on the eastern North Anatolian fault at Yaylabeli, Turkey. *Lithosphere* **3**, 37–54 (2010).

Kulakov, I. Y. Upper mantle structure beneath southern Siberia and Mongolia, from regional seismic tomography. *Russ. Geol. Geophys.* **49**, 187–196 (2008).

Langridge, R. *et al.* Paleoseismology and slip rate of the Conway Segment of the Hope Fault at Greenburn Stream, South Island, New Zealand. *Ann. Geophys.* **46**, (2003).

Larroque, C. *et al.* Interaction compression–extension à la limite Mongolie–Sibérie : analyse préliminaire des déformations récentes et actuelles dans le bassin de Tunka. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* **332**, 177–184 (2001).

Larsson, S. Geomorphological effects on the slopes of Longyear Valley, Spitsbergen, after a heavy rainfall in July 1972. *Geografiska Annaler* 64A: 105–125 (1982).

Lee, J., Spencer, J. & Owen, L. Holocene slip rates along the Owens Valley fault, California : Implications for the recent evolution of the Eastern California Shear Zone. *Geol. Soc. Am.* Doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0819 (2001).

Lee, W. H. K., Meyers, H. & Shimazaki, K., eds,. Historical Seismograms and Earthquakes of the World, Acad. Press, San Diego (1988).

Leonard, M. Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **100**, 1971–1988 (2010).

Lettis, W. *et al.* Influence of Releasing Step-Overs on Surface Fault Rupture and Fault Segmentation : Examples from the 17 August 1999 Izmit earthquake on the North Anatolian Fault, Turkey. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 19–42 (2002).

Lewkowicz, AG. Factors influencing the distribution and initiation of active layer detachment slides on Ellesmere Island, Arctic Canada. In Periglacial Geomorphology, Dixon JC, Abrahams AD (eds). Proceedings, 22nd Annual Binghampton Symposium in Geomorphology. Wiley; Chichester, UK; 223–250 (1992).

Lienkaemper, J. J. 1857 slip on the San Andreas Fault Southeast of Cholame, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **91**, 1659–1672 (2001).

Litchfield, N., Van Dissen, R., Langridge, R., Heron, D. & Prentice, C. Timing of the most recent surface rupture event on the Ohariu Fault near Paraparaumu, New Zealand. *New Zeal. J. Geol. Geophys.* **47**, 123–127 (2004).

Machette, M., Personius, S.F., Nelson, A.R., Schwartz, D.P. & W.R. Lund. The Wasatch fault zone, Utah -- Segmentation and history of Holocene earthquakes. *J. Struct. Geol.* **13**, 137–149 (1991).

Mackay JR. Active layer slope movement in a continuous permafrost environment, Garry Island, N.W.T., Canada. *Canadian Journal of Earth Science* **18**: 1666–1680 (1981).

Masana, E. The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebian region. *J. Geophys. Res.* **109**, B01301 (2004).

Mathew, J. N. M. and G. Evidence of paleoearthquakes from trench investigations across Pinjore Garden fault in Pinjore Dun, NW Himalaya. *J. Earth Syst. Sci.* **114**, No. 4 pp.387–400 (2005).

McCalpin, J. Paleoseismology, 2nd Edition. *Imprint: Academic Press* (2009).

Mc Gill, S, F and C.M. Rubin. Surficial slip distribution on the central Emerson fault during the June 28, 1992. Landers earthquake, Cleifornia. . *Geophys. Res.* **104**, 4811-4833 (1999).

McGuire, R. K. Probabilistic Seismic Hazard Analysis and Design Earthquakes: Closing the Loop. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, 1275–1284 (1995).

Meghraoui, M., Philip, H., Albarede, F., and Cisternas, A. Trench investigations through the trace of the 1980 El Asnam thrust fault: Evidence for paleoseismicity: *Seismological Society of America Bulletin*, v. 78 (2), p. 979-999 (1988).

Meghraoui, M. Failles actives et trace des séismes en surface: l'approche paléosismologique. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* **333**, 495–511 (2001).

Meghraoui, M. & Crone, A. J. Earthquakes and their preservation in the geological record. *J. Seismol.* 281–285 (2001).

Meghraoui, M. *et al.* Evidence for 830 years of Seismic Quiescence from Paleoseismology, Archaeoseismology and Historical Seismicity Along the Dead Sea Fault in Syria. *Earth Planet. Sci. Lett.* **33** (2003).

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

Molnar, P. and Deng, Q. Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia. *J. Geophys. Res.*, 89.6203-6227 (1984).

Munkhsaikhan, Adiya., Ankhtsetseg, D., Baasanbat, Ts., Bayar, G., Bayarsaikhan, Ch., Erdenezul, D., Mungunsuren, D., Munkhsaikhan A., Munkhuu, D., Narantsetseg, R., Odonbaatar, Ch., Selenge L., Dr. Tsembe, B., Ulziibat M., Urtnasan, Kh. and in collaboration with DASE since 1994 and its scientific (DASE/LDG) and technical (DASE/TMG) teams. Research Centre of Astronomy & Geophysics of the Mongolian Academy of Sciences (RCAG), Mongolia and Laboratoire de Télédétection et Risque Sismique, BP12, Bruyères le Chatel, France 2003: Map of ONE CENTURY OF SEISMICITY IN MONGOLIA (1900 - 2000): Coordinators: T. Dugarmaa, and A.. Schlupp.

Noriega, G. R. Stream Channel Offset and Late Holocene Slip Rate of the San Andreas Fault at the Van Matre Ranch Site, Carrizo Plain, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **96**, 33–47 (2006).

Owen, L. & Richards, B. Relic permafrost structures in the Gobi of Mongolia: age and significance. *J. Quat. Sci.* **13**, 539–547 (1998).

Pantosti, D., De Martini, M., Koukouvelas, I., Stamatopoulos, L., Palyvos, N., Pucci, S., Lemeille, F., Pavlides, S. Paleoseismological investigations of the Aigion fault (Gulf of Corinth, Greece). *C. R. Geosci.* 336, 335–342 (2004a).

Pantosti, D. and Yeats, R. S. Paleoseismology of great earthquakes of the late Holocene. *Ann. di Geofis.* XXXVI, 237–257 (1993).

Papoulia, J. E. G. N. Stavrakakis. Attenuation laws and seismic hazard assessment, *Natural Hazards*, 3, 49-58 (1990).

Plumier A., Degée H., Conception parasismique dans le contexte de l'Eurocode 8, Université de Liège, 2009.

Pearson, G.W., JR. Pilcher, M.G.M. Baillia, D.M. Corbett and F.Qua. high precision ¹⁴C measurements of Irish Oaks to show the natural ¹⁴C variations from A.D. 1840-5210 B.C., *Radiocarbon*, 28 (2 B), 939-942 (1986).

Peltzer, G., Tapponnier, P. & Meyer, B. Offsets of late quaternary morphology, rate of slip and recurrence of large earthquakes. *J. Geophys. Res.* **93**, 7793–7812 (1988).

Philip, H. A. Avagyan, A. Karakhanian, J.-F. Ritz, and S. Rebai. Estimating slip rates and recurrence intervals for strong earthquakes along an intracontinental fault: example of the pambak-sevan-sunik fault (Armenia). *Tectonophysics*, 343 :205–232 (2001).

Pissart, A., Déformation de cylindres de limon entourés de graviers sous l'action d'alternance gél-dégel. Expériences sur l'origine des cryoturbations. *Biul Perygl.*, 29, 219-229 (1982).

Poliakov, A. N. B. Dynamic shear rupture interactions with fault bends and off-axis secondary faulting. *J. Geophys. Res.* **107**, 2295 (2002).

Pollitz, F. Fault interaction and stress triggering of twentieth century earthquakes in Mongolia. *J. Geophys. Res.* **108**, 2503 (2003).

Popescu Speranta-maria. Palynological analyses Mongolia. Report (2013).

Popescu Speranta-maria. Repetitive changes in Early Pliocene vegetation revealed by high-resolution pollen analysis : revised *cyclostratigraphy of southwestern Romania*. **120**, 181–202 (2001).

Project of Preparation for the publishing of the Geological Map of Mongolia at a scale of 1:1,000,000 and its explanatory notes. Institute of Geology and Mineral Resources of the Mongolian Academy of Sciences. Ulaanbaatar (1998).

Reimer, P. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years calBP. *Radiocarbon* **55**, 1869–1887 (2013).

Reille, M. Leçons de palynologie et d'analyse pollinique. Editions du CNRS (1990).

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-Altai, Mongolia. *Geological Society of America*. v. 23no. 11p. 1019-1022 (1995).

Ritz, J.-F., et al., Comparison of uplift rates on 20 and 100 ky timescale along the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) using cosmic-ray exposure dates, *Eos Trans. AGU*, 78(17), Spring Meet. Suppl., F46 (1997).

Ritz, J.-F. Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ¹⁰Be dates. *J. Geophys. Res.* **108**, 2162 (2003).

Ritz, J. F., Braucher, R., Brouw, E. T., Carretier, S. & Bourlès, D. L. Using in situ-produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia). *Geological* 415, 87–110 (2006).

Rizza, M. Analyses des vitesses et des déplacements co-sismiques sur des failles décrochantes en Mongolie et en Iran [PHD, thèses], université Montpellier II (2010).

Rizza, M. *et al.* Slip rate and slip magnitudes of past earthquakes along the Bogd left-lateral strike-slip fault (Mongolia). *Geophys. J. Int.* **186**, 897–927 (2011).

Rizza, M. *et al.* Earthquake Geology of the Bulnay Fault (Mongolia). *Bull. Geol. Soc. Am.* **105** (2015).

Rockwell, T., Seitz, G., Dawson, T. Late Holocene Earthquake History of the Anza Seismic Gap, Central San Jacinto Fault Zone, Southern California. *U.S. Geol. Surv*, Final Technical Report, 13 p (2001).

Schlupp, A. Néotectonique de la Mongolie occidentale analysée à partir de données de terrain, sismologiques et satellitaires. Thèse de doctorat, Strasbourg, Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS-EOST) (1996).

Schlupp, A. & Cisternas, A. Source history of the 1905 great Mongolian earthquakes (Tsetserleg, Bolnay). *Geophys. J. Int.* **169**, 1115–1131 (2007).

Schlupp, A., Ferry, M., Munkhuu, U., Munschy, M., Fleury, S. Tectonic Morphology of the Hustai Fault (Northern Mongolia): Implications for Regional Geodynamics. AGU Fall Meeting, San Francisco, USA (2010).

Schlupp, A., Ferry M., Munkhuu, U., Munschy, M., Fleury, S., Adiya, M., Bano, M., and Baatarsuren, G., The Emeelt active fault, revealed by the outbreak of microseismicity, and its impact on the PSHA of Ulaanbaatar, capital of Mongolia. Part I: seismotectonic analysis. ESC General Assembly, Montpellier, France (2010).

Schlupp, A., Ferry, M., Ulziibat, M., Baatarsuren, G., Munkhsaikhan, A., Bano, M., Dujardin, J-M., Nyambayar, Ts., Sarantsetseg, L., Munschy, M., Fleury, S., Mungunshagai, M., Tserendug, Sh., Nasan-Ochi, T., Erdenezul, D., Bayarsaikhan, E., batsaikhan, Ts., and Demberel, S., Investigation of active faults near Ulaanbaatar, Implication for seismic hazard assessment. ASC General Assembly (2012.).

Schlupp, A., Ferry, M., Munkhuu, U., Sodnomsambuu, D., Fleury, S., and AL-Ashkar, A. Active faults system and related potential seismic events near Ulaanbaatar, capital of Mongolia. ESC General Assembly, Vienna, Austria (2013).

Schwartz, D.P. and Coppersmith, K.J. Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas Fault zones, *J. Geophys. Res.* 89, 5681–5698 (1984).

Schwartz, D. P. Geology and seismic hazards: moving into the 1990's, in Earthquake Engineering Soil Dynamics II. Recent Advances in Ground Motion Evaluation. Vol. 20, J. L. Van Thun (Editor), *American Society of Civil Engineers Geotechnical Special Publication*, New York, 1-42 (1988).

Sharp, R.P., Pleistocene ventifacts east of the Bighorn Mountains, Wyoming. *J. Geology*, 57:175-195 (1949).

Sibson, R.H. Surface rupture interactions with fault jogs, in earthquake source mechanics. Geophysical Monographs, Maurice Ewing Series, 6, *American Geophysical Union*. 157-167 (1986).

Sharkhuu, N. Recent changes in the permafrost of Mongolia. *Proc. VII Int. Permafr. Conf. Switzerland* (2003).

Sieh, K.E., Jahns, R.H. Holocene activity of the San Andreas Fault at Wallace Creek, California. *Geological Society of America Bulletin* 95, 883–896 (1984).

Stirling, M. D. Rhoades and K. R. Berryman. Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the Instrumental and Preinstrumental Era. *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 92, 2, 812–830 (2002).

Takeuchi, M., Tsukada, K., Suzuki, T., Nakane, Y., Sersmaa, G., Manchuk, N., Kondo, T., Matsuzawa, N., Bacht, N., Khishigsuren, S., Onon, G., Katsurada, Y., Hashimoto, M., Yamasaki, S., Matsumoto, A., Oyu-Erdene, B., Bulgantsetseg, M., Kundryz, S., Enkhchimeg, L., Ganzorig, R., Myagmarsuren, G., Jamiyandagva, O., Molomjamts, M. Stratigraphy and geological structure of the Paleozoic system around Ulaanbaatar, Mongolia. *Bulletine of the Nagoya University Museum*, No.28, 1-18 ((2013).

Tavakoli, B. & Ghafory-Ashtiany, M. Seismic hazard assessment of Iran. *Ann. Geophys.* 42, (1999).

Traynor, J. J. & Sladen, C. Tectonic and stratigraphic evolution of the Mongolian People's Republic and its influence on hydrocarbon geology and potential. *Mar. Pet. Geol.* **12**, 35–52 (1995).

Treiman, J. A., K. J. Kendrick, W. A. Bryant, T. K. Rockwell, and S. F. McGill, Primary surface rupture associated with the Mw7.1 16 October, 1999 Hector Mine earthquake, San Bernardino County, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 1171–1191 (2002).

Tselentis G-A., L. Danciu. Empirical Relationships between Modified Mercalli Intensity and Engineering Ground-Motion Parameters in Greece. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, N4, 1863–1875 (2008).

Van Vliet-Lanoë, B. Frost effects in soil. In J.Boardman(ed), soil and Quaternary landscape Evolution, *Wiley*, 115-156 (1985).

Van Vliet-Lanoë, B: Le rôle de la glace de ségrégations dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages. Thèse de Doctorat d'Etat, Géographie, option Géomorphologie, Université de Paris I, Editeur Editec, Caen, (déposée à la SGF).(1988).

Van Vliet-Lanoë, B. The genesis of cryoturbations and their significance in environmental reconstruction. *J. Quat. Sc.* (3), 85-96 (1988).

Van Vliet-Lanoë, B. Relations entre la contraction thermique des sols en Europe du nord-ouest et la dynamique de l'inlandsis nord-européen au Weichselien. *CRAcad.Sc. Paris ,serie II*, 322, 461-468 (1996).

Van Vliet-Lanoë.B. Cryoturbation, séismicité et contrôle néotectonique. *Biul. Peryglacjalny*, no.38 , 135–150 (1999).

Wald, D.J., Quitoriano, V., Heaton, T.H., and Kanamori, H., Relationship between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Modified Mercalli Intensity in California: *Earthquake Spectra*, v. 15, no. 3, p. 557-564 (1999b).

Wallace, R. E. Active faults, paleoseismology, and earthquake hazards in the western United States. *Am. Geophys. Union* **4**, 209 (1981).

Wallace, R. E., Survey, U. S. G. & Park, M. Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern coast ranges, California. *U.S. Geological Survey*, Menlo Park, California (1968).

Wallace, R., The San Andreas fault system, California: U.S. Geological Survey Professional Paper 1515, 283 p (1990).

Wells Donald L. and Kevin J. Coppersmith. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**, 974–1002 (1994).

Wesnousky, S. G. Predicting the endpoints of earthquake ruptures, *Nature*, 144, doi:10.1038/nature05275 (2006).

Wintle, A. G. Luminescence dating: where it has been and where it is going. *Boreas* **37**, 471–482 (2008).

Wu, Yih-Min, Teng, Ta-liang, Shin, Tzay-Chyn, and Hsiao, Nai-Chi, 2003. Relationship between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Intensity in Taiwan, *BSSA*; v. 93; no. 1; p. 386-396 (2003).

Xiong, X., Shan, B., Zheng, Y. & Wang, R. Stress transfer and its implication for earthquake hazard on the Kunlun Fault, Tibet. *Tectonophysics* **482**, 216–225 (2010).

Zwyns, N. *et al.* The open-air site of Tolbor 16 (Northern Mongolia): Preliminary results and perspectives. *Quat. Int.* **16** (2014).

Annexes

Annexe A

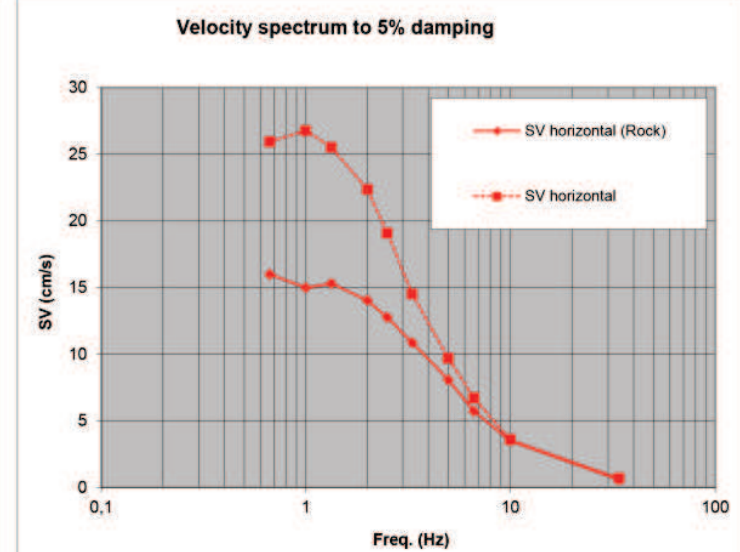
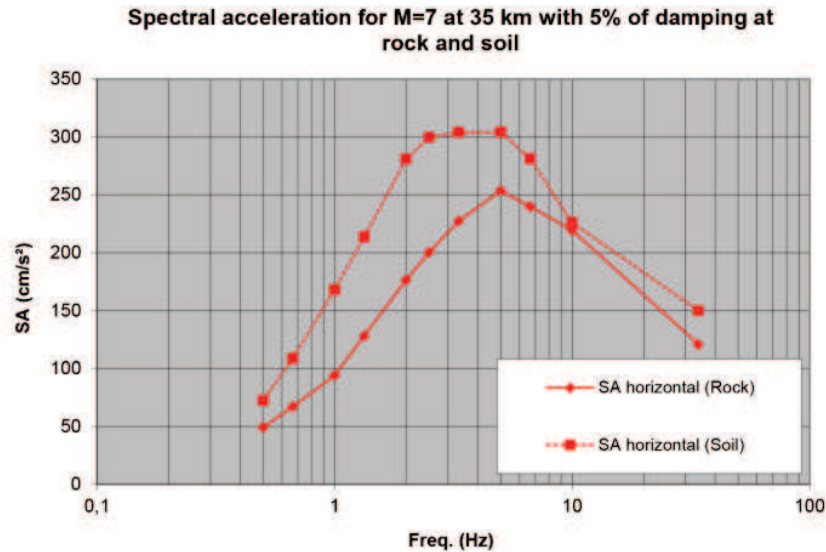
La faille de Sharkhai

Spectrum acceleration, velocity spectrum and PGA calculations using Fukushima et al. (2003) relationships. The calculations are derived for each earthquake scenario and the magnitude associated for the Sharkhai fault. For each earthquake scenario (Table 2-2), the distance chosen for the calculations is the shortest between the site and the fault (or the fault segment), nearest UB1 and farthest part UB2 of Ulaanbaatar, new airport site and Zunnmod city.

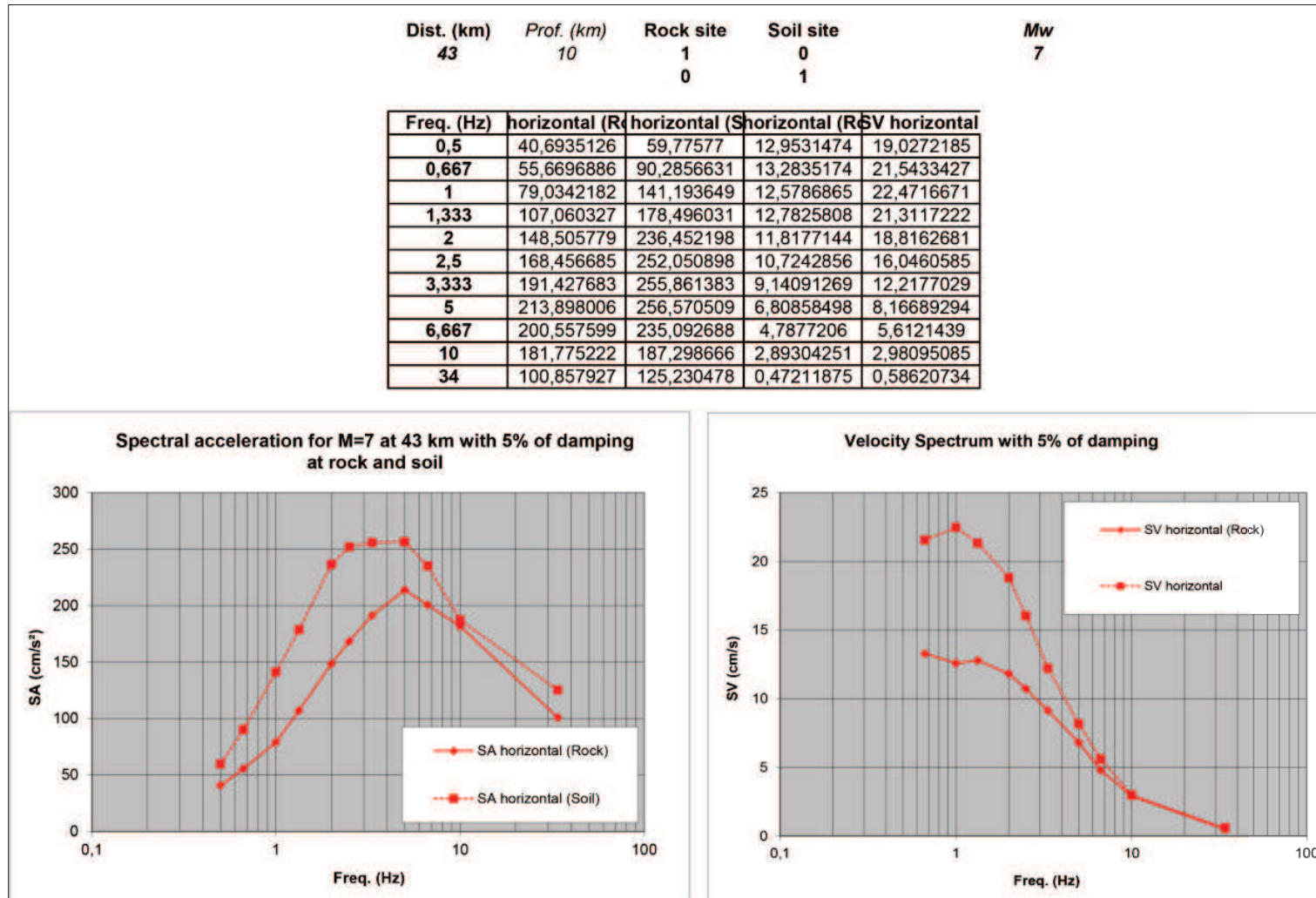
The entire fault /UB1: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Dist. (km) 35 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 7
0 1

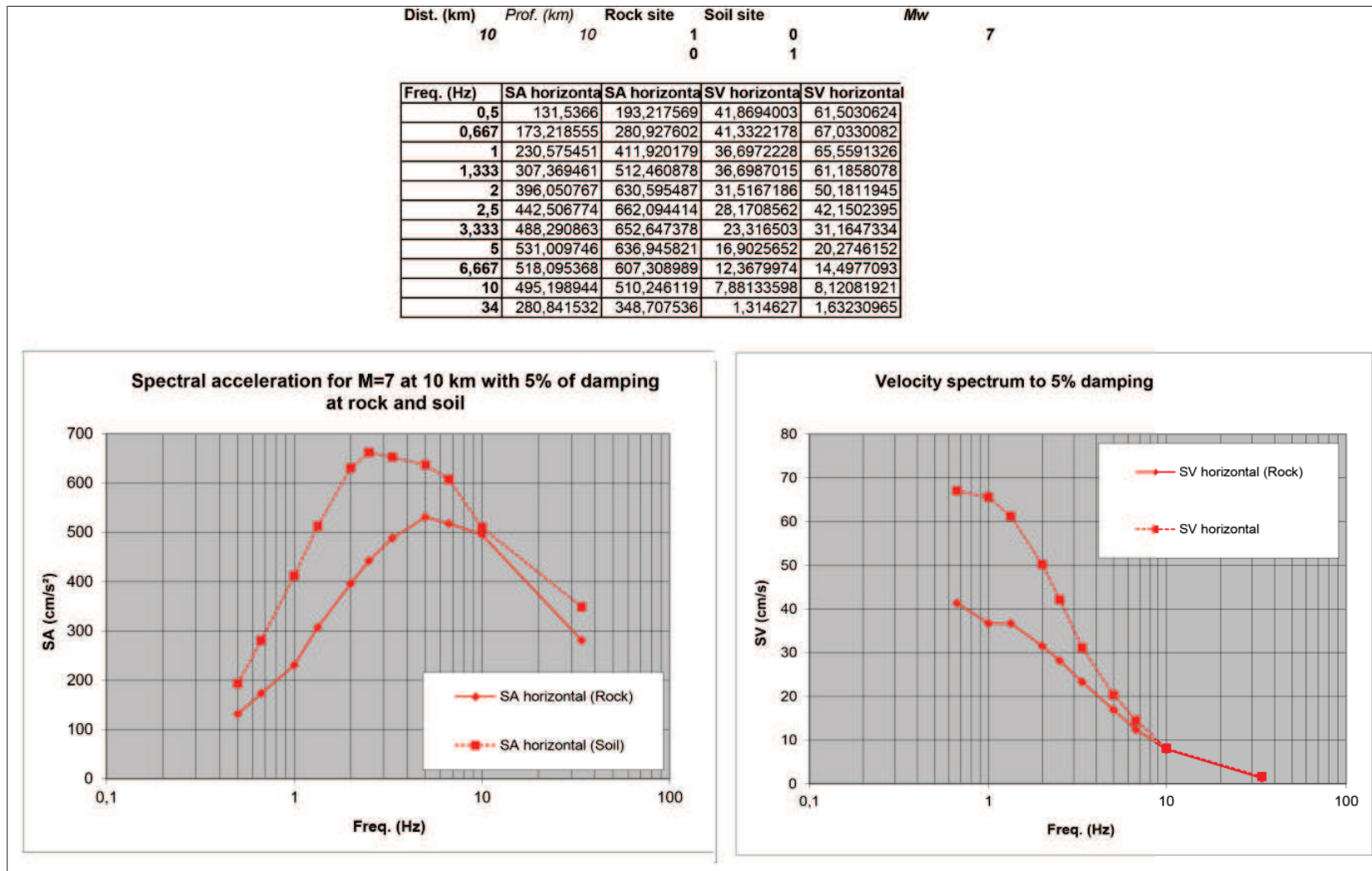
Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	49,21534861	72,29371884	15,665732	23,01180541
0,667	67,01787213	108,6902617	15,9913428	25,93492117
1	94,15542255	168,2074925	14,9853009	26,7710539
1,333	128,1375221	213,6369265	15,2991148	25,50740651
2	176,3757992	280,8270868	14,0355401	22,34750951
2,5	200,2809886	299,6675564	12,7502837	19,07742915
3,333	227,3705784	303,9024957	10,8572312	14,51172649
5	253,617498	304,2140121	8,07289569	9,683432758
6,667	239,9052674	281,2158426	5,72703002	6,713198053
10	219,3248229	225,9892534	3,49066297	3,596730677
34	120,8530903	150,0575184	0,56571667	0,702423406



The entire fault /UB2: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

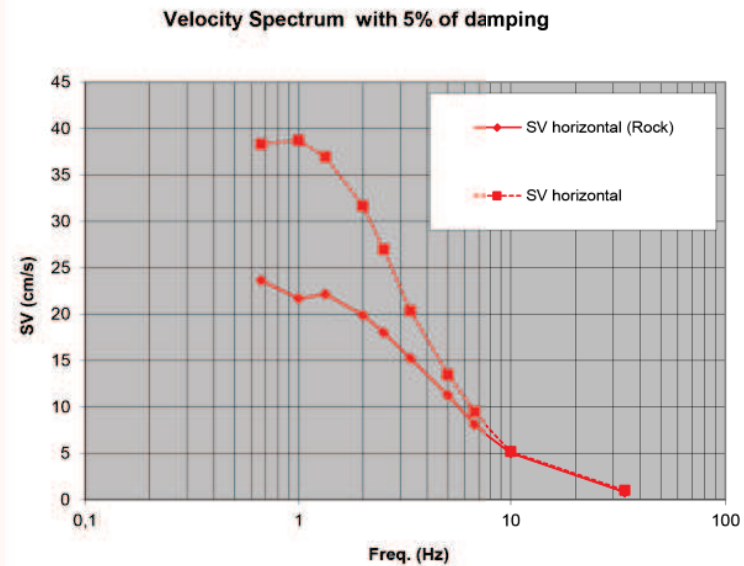
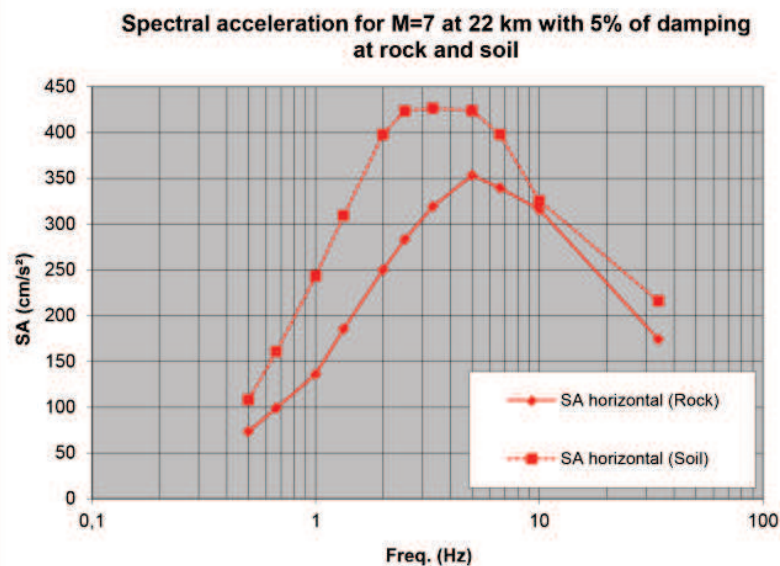


The entire fault / airport: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).



The entire fault / Zuunmod: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

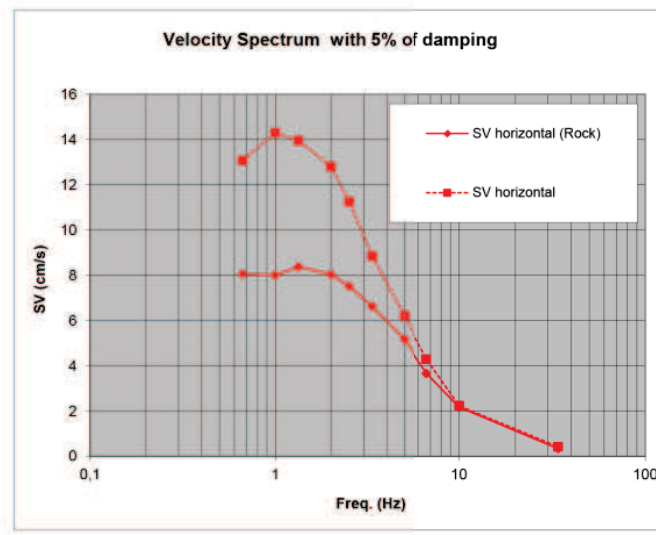
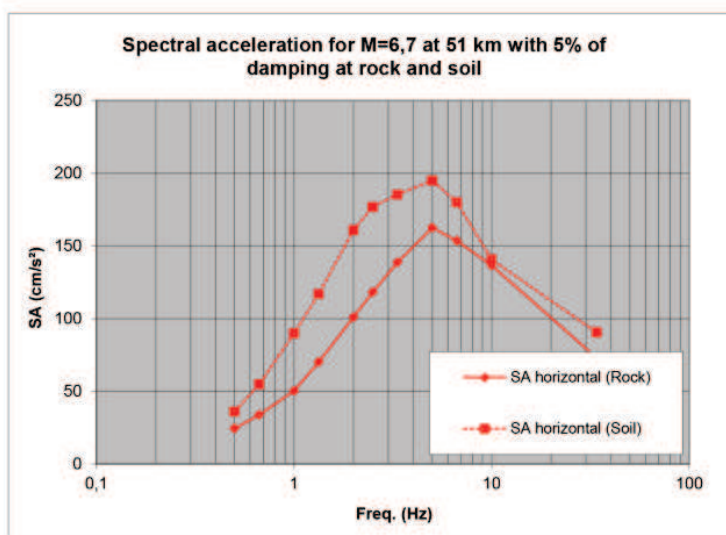
Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
22	10	1	0	7
		0	1	
Freq. (Hz)	horizontal (R)	horizontal (S)	horizontal (R)	V horizontal
0,5	73,5396433	108,024314	23,4083955	34,3852072
0,667	99,0335552	160,61362	23,6307044	38,324515
1	136,22694	243,367736	21,681191	38,7331782
1,333	185,487748	309,25393	22,1465056	36,9236997
2	249,940815	397,957947	19,8896581	31,6684872
2,5	283,110201	423,599577	18,0233551	26,9671866
3,333	319,101322	426,509397	15,2374896	20,3663603
5	353,32933	423,818285	11,2468219	13,490555
6,667	339,313285	397,74146	8,10010298	9,49490317
10	315,838788	325,435903	5,02673043	5,17947327
34	173,989114	216,033985	0,81444787	1,01126107



The South segment/UB1 : values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
51	10	1	0	6,7
		0	1	

Freq. (Hz)	horizontal (R)	horizontal (S)	horizontal (R)	SV horizontal
0,5	24,491023	35,9755072	7,79573473	11,4513596
0,667	33,7807311	54,7859309	8,06052525	13,0726412
1	50,2995206	89,8594685	8,00541733	14,3015786
1,333	70,1109702	116,89232	8,37097334	13,956482
2	101,020084	160,845059	8,03892286	12,7996431
2,5	118,185373	176,833169	7,52391453	11,2575492
3,333	138,634421	185,298146	6,61996802	8,84821957
5	162,490132	194,9068	5,17222153	6,20407613
6,667	153,523151	179,959126	3,66491201	4,29599288
10	136,547832	140,696991	2,17322624	2,23926215
34	72,9329069	90,5573122	0,34140096	0,42390129



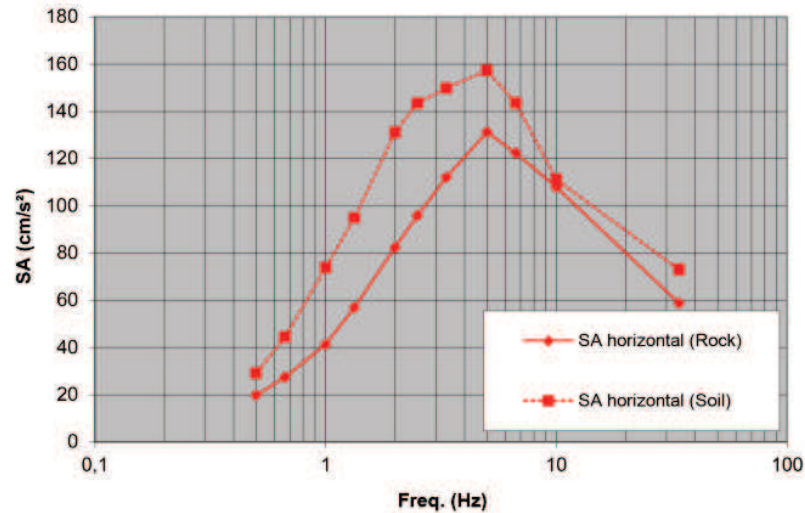
The South segment/UB2: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)

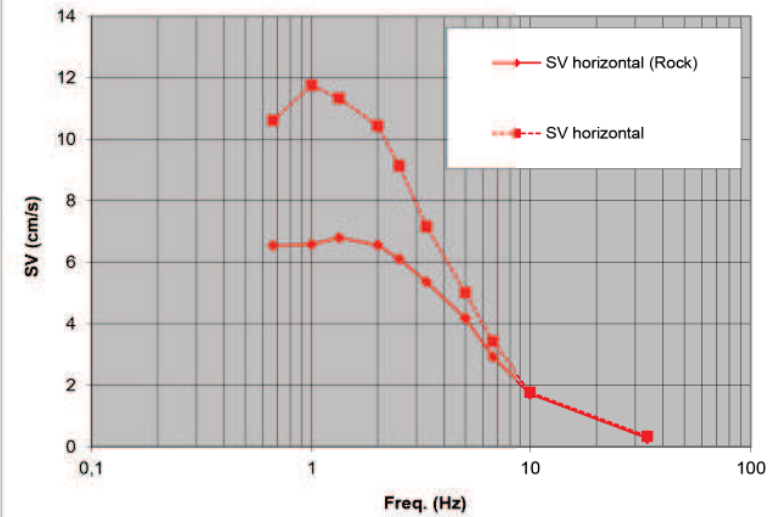
Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
63	10	1	0	6,7
		0	1	

Freq. (Hz)	horizontal (Rock)	horizontal (Soil)	horizontal (Rock)	SV horizontal
0,5	19,7940136	29,0759467	6,3006302	9,25516127
0,667	27,4180968	44,4669463	6,54231731	10,6103963
1	41,3421954	73,8573184	6,57981475	11,7547573
1,333	56,9147344	94,8909323	6,79539484	11,3296031
2	82,380572	131,167066	6,55563762	10,4379434
2,5	95,8920305	143,477075	6,10467626	9,13403429
3,333	112,110594	149,846517	5,35342189	7,1553597
5	131,22555	157,404955	4,17703898	5,01035535
6,667	122,440089	143,523705	2,92289568	3,42620476
10	107,871614	111,149414	1,71683005	1,76899786
34	58,7569324	72,9556807	0,27504283	0,34150756

Spectral acceleration for M=6,7 at 63km with 5% of damping at rock and soil



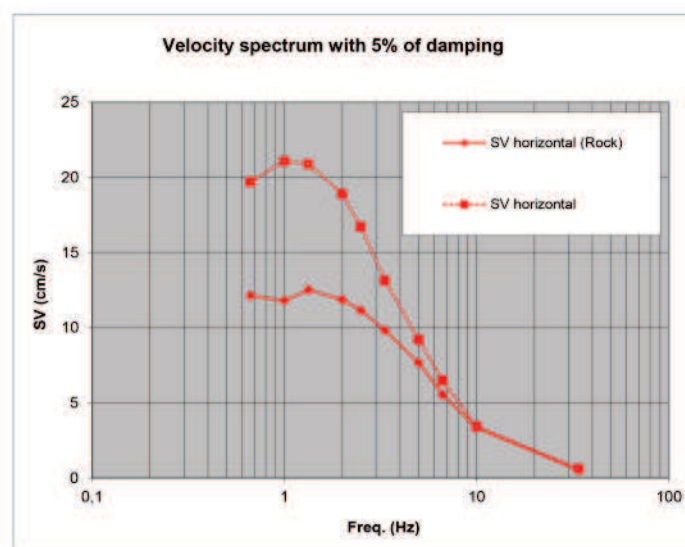
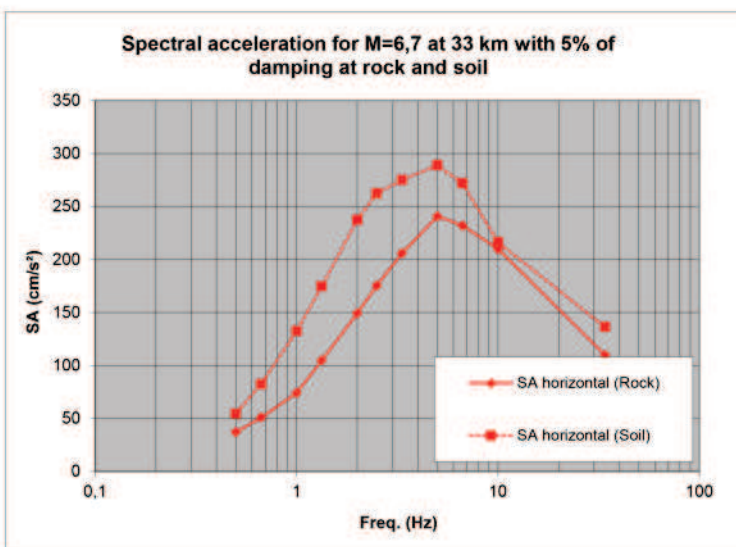
Velocity Spectrum with 5% of damping



The South segment/ airport: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Dist. (km) 33 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 6,7
0 1

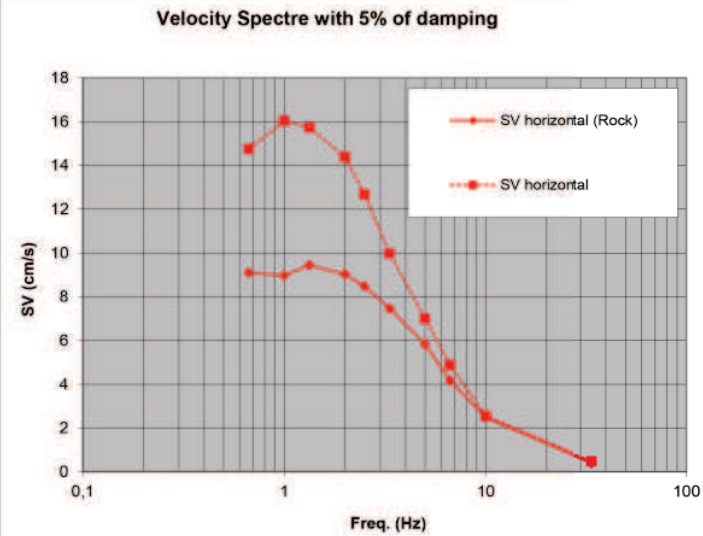
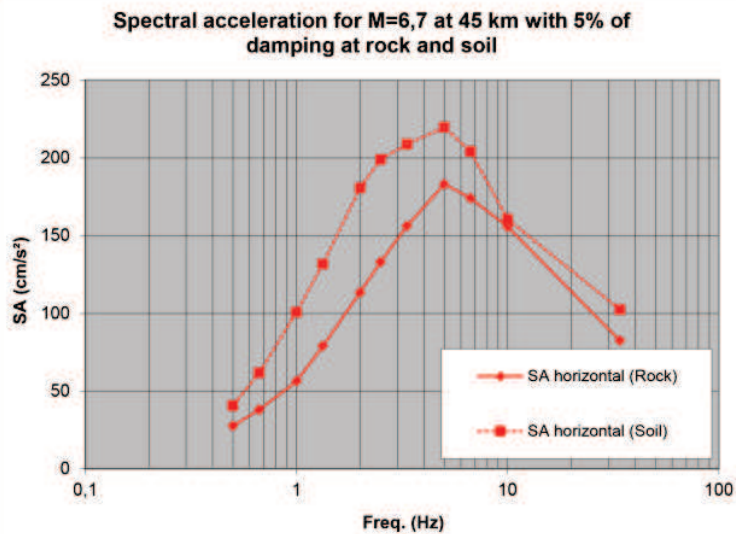
Freq. (Hz)	horizontal (Rocks)	horizontal (Soft sediments)	SV horizontal (Rocks)	SV horizontal (Soft sediments)
0,5	37,2151441	54,666303	11,8459483	17,4008247
0,667	50,8956498	82,5430788	12,1443692	19,6958606
1	74,1789439	132,519762	11,8059456	21,0911751
1,333	104,863676	174,833672	12,5203094	20,8744509
2	149,168136	237,506808	11,8704231	18,9001912
2,5	175,3092	262,303875	11,1605303	16,6987833
3,333	205,789317	275,057079	9,8266988	13,1343216
5	240,814738	288,85711	7,66537118	9,19460739
6,667	231,99024	271,937885	5,53808212	6,4917142
10	209,961965	216,341895	3,34164846	3,44318819
34	109,785181	136,315023	0,51390748	0,6380944



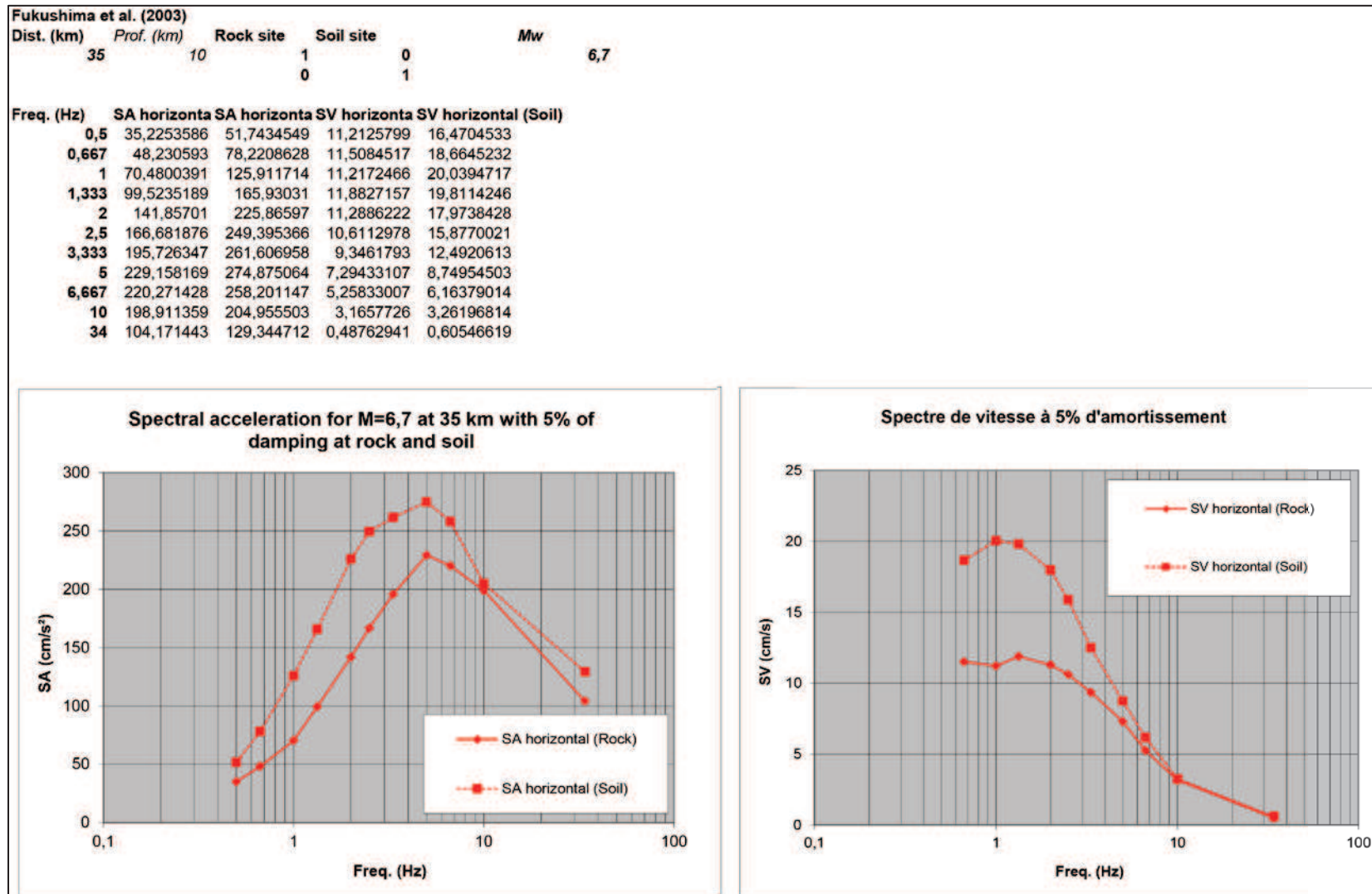
The South segment / Zuunmod: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
45	100	1	0	6,7
		0	1	

Freq. (Hz)	horizontal (R)	horizontal (S)	horizontal (R)	SV horizontal
0,5	27,6990494	40,6878615	8,81688127	12,9513486
0,667	38,1121901	61,8107348	9,09406815	14,7488515
1	56,3715682	100,707106	8,97181374	16,0280338
1,333	79,0090586	131,727633	9,43337001	15,7277599
2	113,476799	180,67875	9,03019675	14,3779581
2,5	133,031905	199,04708	8,46907412	12,6717307
3,333	156,204654	208,782441	7,45896875	9,96962419
5	183,102235	219,631004	5,82832517	6,99107197
6,667	174,10261	204,082273	4,15618584	4,87186178
10	155,666801	160,396911	2,47751408	2,55279612
34	82,4385454	102,36001	0,38589712	0,47915005



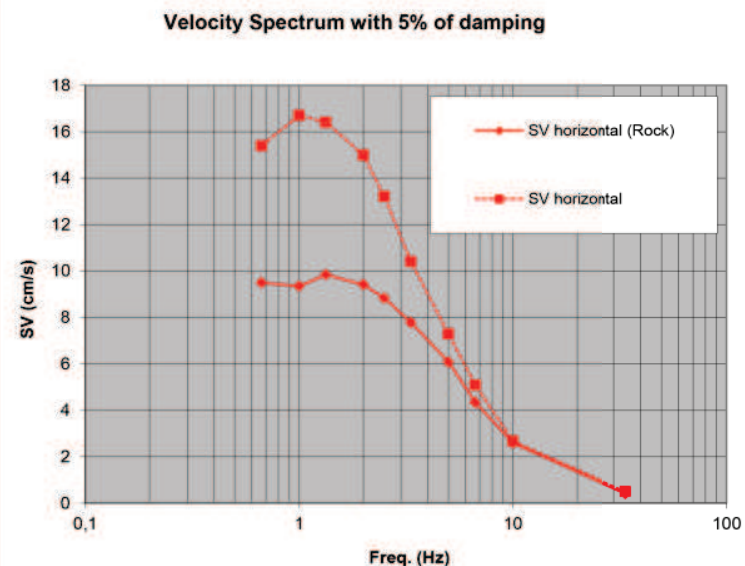
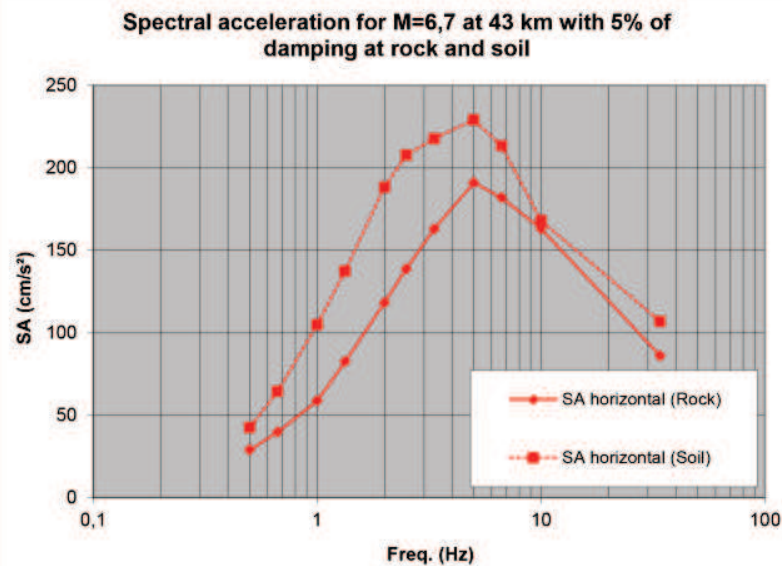
The North and Sn5 segments UB1: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).



The North and Sn5 segments /UB2: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

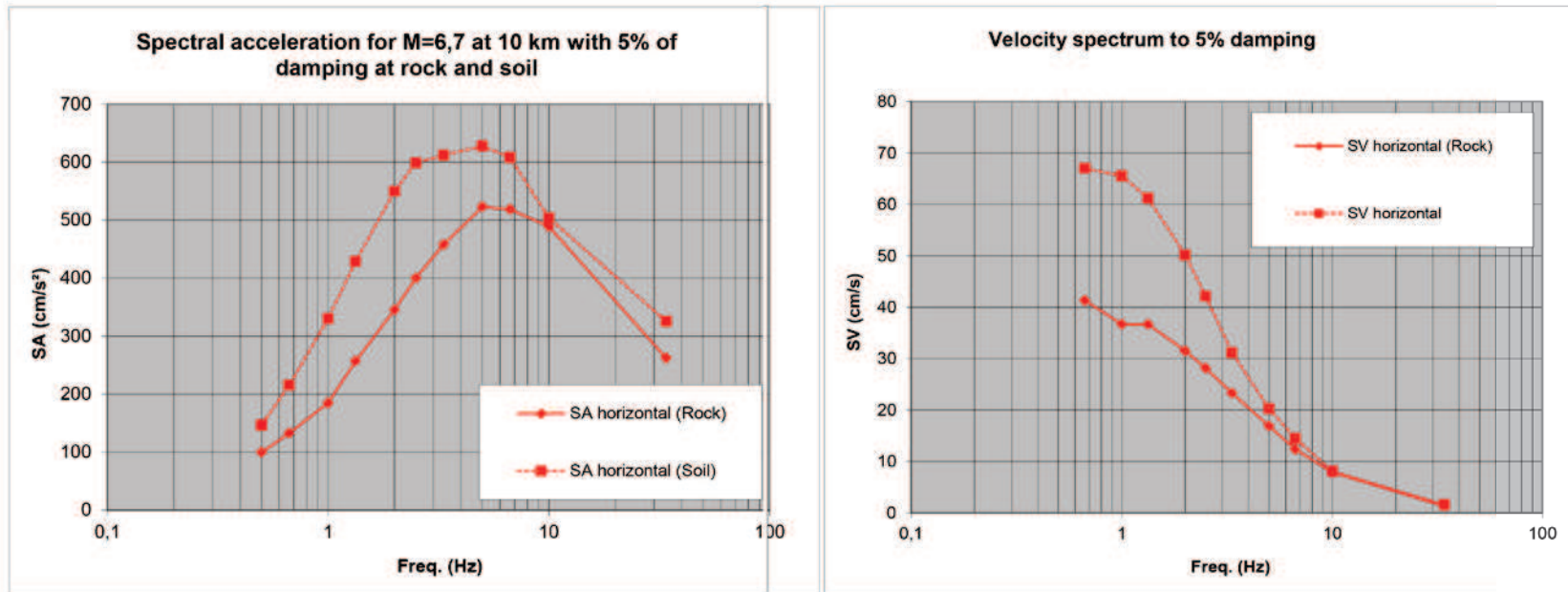
Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
43	10	1	0	6,7
		0	1	

Freq. (Hz)	horizontal (R)	horizontal (S)	horizontal (R)	horizontal (S)
0,5	28,9495216	42,524713	9,21491893	13,5360366
0,667	39,7975296	64,5440354	9,49621224	15,4010529
1	58,7287761	104,918229	9,34697502	16,6982547
1,333	82,452393	137,468522	9,84449056	16,4131994
2	118,273251	188,315702	9,41188623	14,9856874
2,5	138,736448	207,58242	8,83223659	13,2151073
3,333	162,93455	217,777588	7,78032972	10,3991538
5	190,975346	229,074795	6,07893407	7,29167719
6,667	181,978202	213,314005	4,34419235	5,09224213
10	163,009787	167,963022	2,59438134	2,67321453
34	86,1045234	106,91188	0,40305766	0,50045748

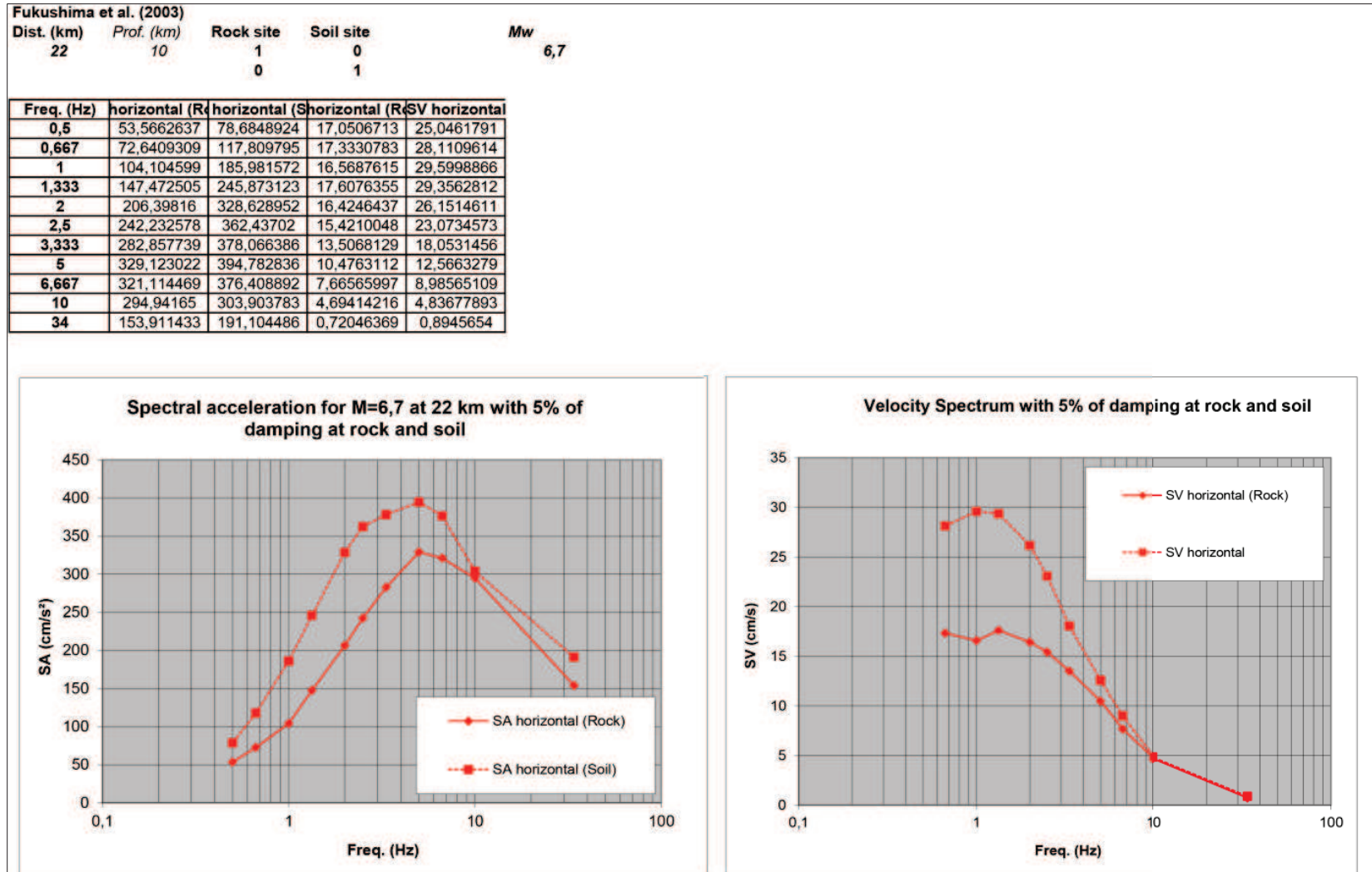


The North and Sn5 segments /airport: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)				
Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
10	10	1	0	6,7
		0	1	
Freq. (Hz)	SA horizontal	SA horizontal	SV horizontal	SV horizontal
0,5	100,027228	146,932624	31,8396555	46,7701067
0,667	132,974046	215,658651	31,7293504	51,4589809
1	184,873193	330,273662	29,4234825	52,5646859
1,333	257,286349	428,959948	30,7189754	51,2161261
2	345,3678	549,897625	27,4834963	43,7594626
2,5	400,191016	598,780067	25,4769513	38,119523
3,333	457,841616	611,949051	21,8625132	29,2213371
5	523,310488	627,710566	16,6574902	19,9806479
6,667	518,734067	608,057669	12,3832445	14,5155818
10	489,147108	504,010391	7,78501801	8,02157451
34	262,244033	325,615909	1,22757159	1,5242171



The North and Sn5 segments/Zuunmod: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

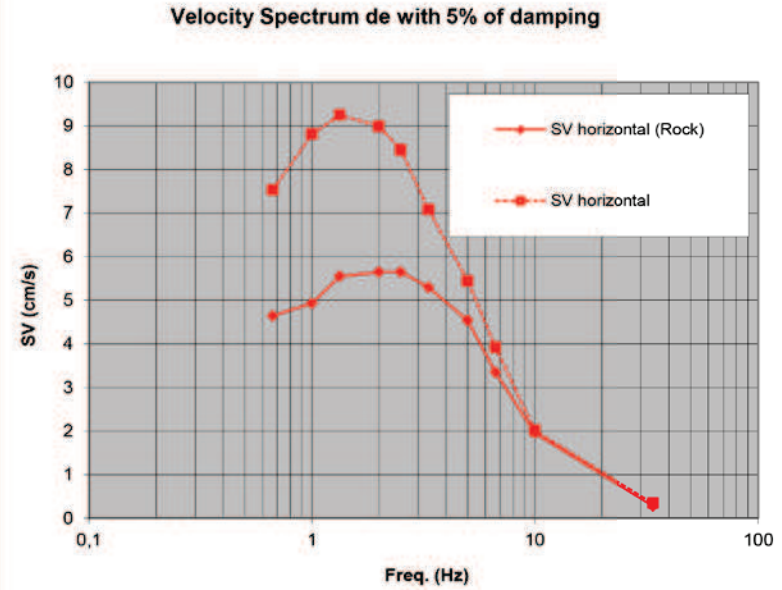
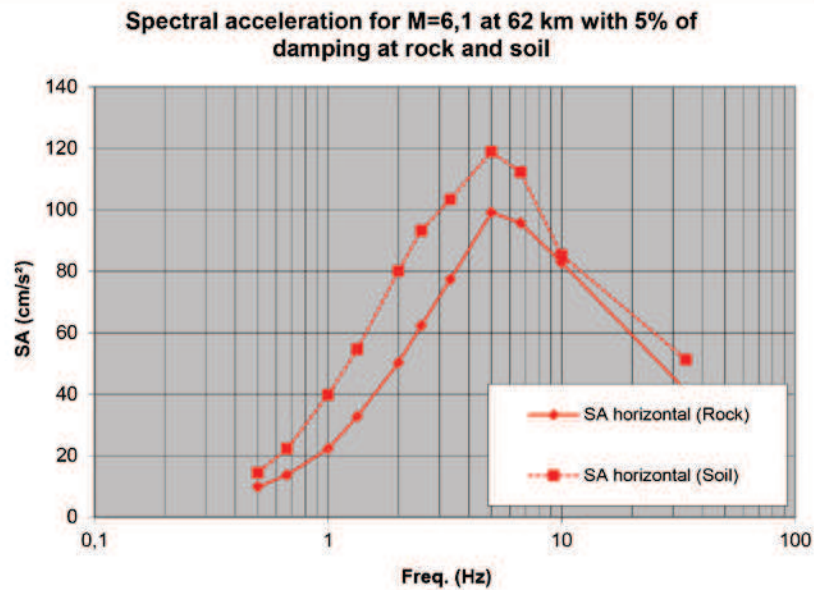


The SS1 segment/UB1: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)

Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
62	10	1	0	6,1
		0	1	

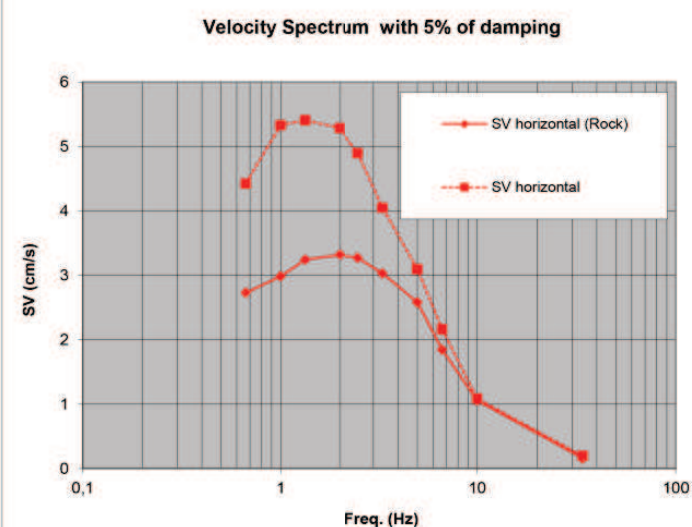
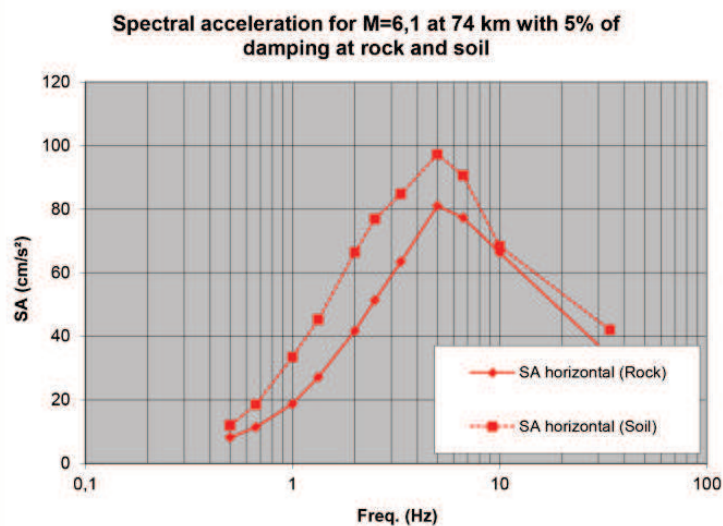
Freq. (Hz)	horizontal (Rock)	horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	9,86607158	14,4925318	3,14046812	4,61311615
0,667	13,7488567	22,2980346	3,28065743	5,32060335
1	22,2871749	39,815761	3,54711405	6,33687518
1,333	32,7652983	54,6278523	3,91204741	6,52235013
2	50,2470943	80,0038621	3,99853672	6,36650506
2,5	62,2939893	93,206488	3,96575853	5,93370932
3,333	77,3411487	103,373833	3,69313715	4,93623055
5	99,1251728	118,900576	3,15525225	3,78472287
6,667	95,7063564	112,186547	2,28470672	2,67812263
10	82,7870354	85,3026123	1,31759659	1,35763324
34	41,282128	51,2580495	0,19324279	0,23994035



The SS1 segment/ UB2: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
74	10	1	0	6,1
		0	1	

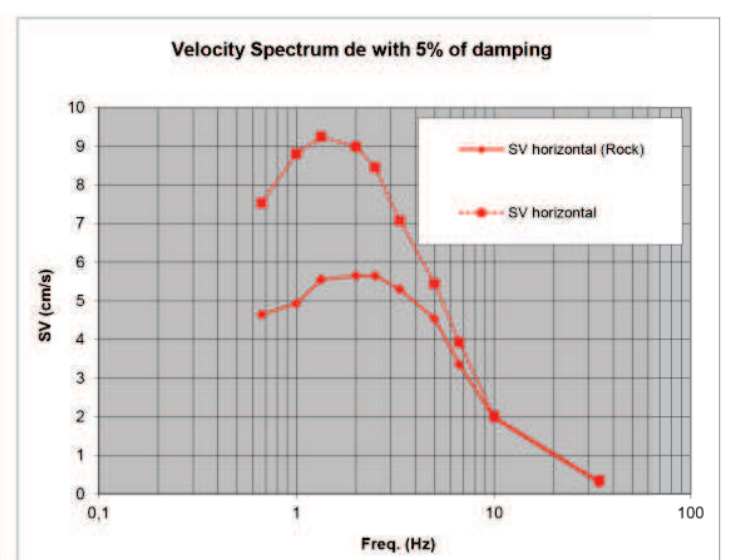
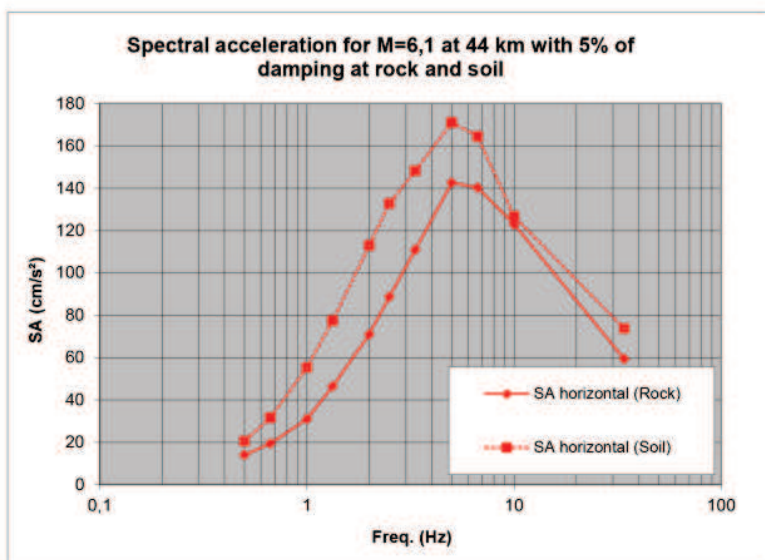
Freq. (Hz)	horizontal (R)	horizontal (S)	horizontal (R)	SV horizontal
0,5	8,17944077	12,0149955	2,60359686	3,82449185
0,667	11,4350016	18,5454011	2,72854128	4,4251758
1	18,7478689	33,4928349	2,98381602	5,33055024
1,333	27,1616375	45,2851644	3,2429924	5,40687004
2	41,7184276	66,4244445	3,31984698	5,28588934
2,5	51,3795561	76,8759238	3,27092413	4,89407331
3,333	63,4387681	84,791973	3,02928099	4,04892338
5	81,0439711	97,2121869	2,57970972	3,09436001
6,667	77,3004285	90,611204	1,84531953	2,163075
10	66,3425033	68,3583946	1,05587373	1,08795764
34	33,8777575	42,0643957	0,15858272	0,1969046



The SS1 segment/airport: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
44	10	1	0	6,1
		0	1	

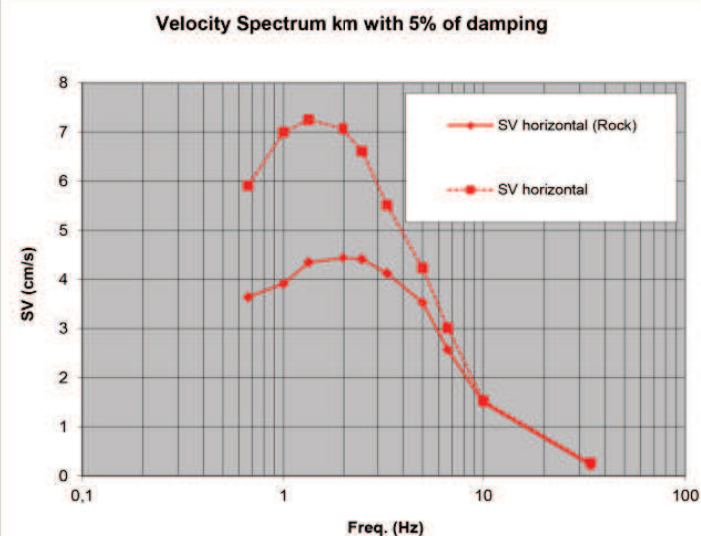
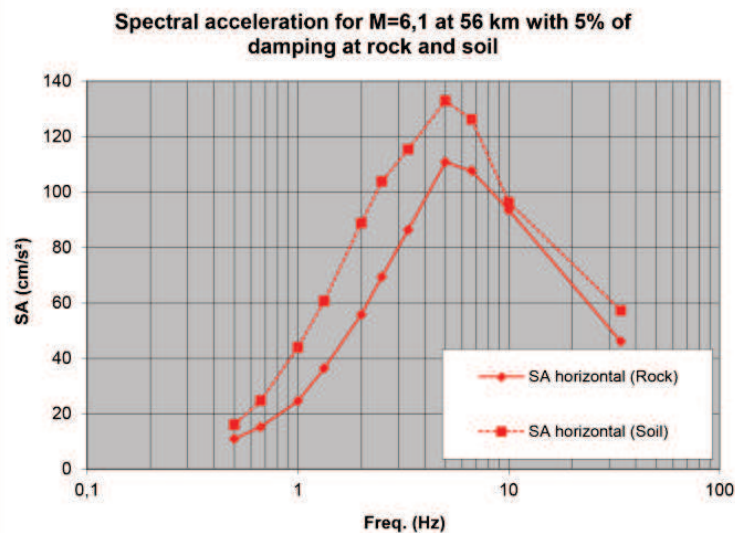
Freq. (Hz)	horizontal (R)	horizontal (S)	horizontal (R)	V horizontal
0,5	14,0377696	20,6204486	4,46836083	6,56369264
0,667	19,4541433	31,5509261	4,6420136	7,52846453
1	30,9758427	55,3379581	4,92995849	8,80730958
1,333	46,4734922	77,4828003	5,54875169	9,25114079
2	70,9421686	112,95474	5,6453984	8,9886526
2,5	88,7210161	132,747548	5,64815531	8,45097137
3,333	110,875171	148,195257	5,29442891	7,07650995
5	142,577749	171,021911	4,53839071	5,44379649
6,667	140,239854	164,388507	3,34781251	3,92429031
10	122,910456	126,645228	1,95618066	2,0156214
34	59,3360217	73,6747083	0,27775356	0,34487335



The SS1 segment/Zunnmod: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
56	10	1	0	6,1
		0	1	

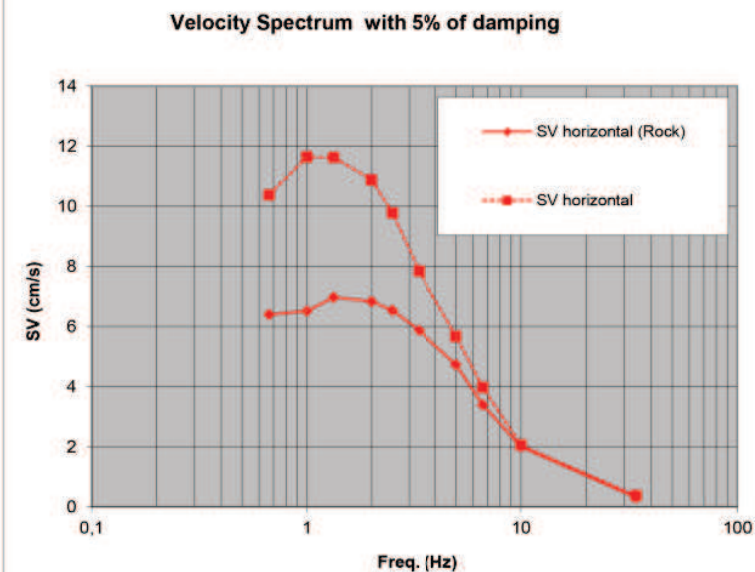
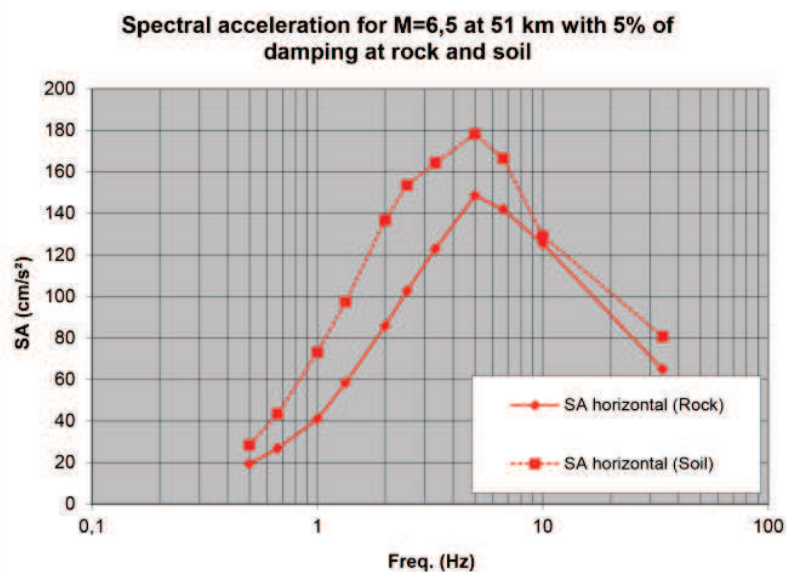
Freq. (Hz)	horizontal (R)	horizontal (S)	horizontal (R)	horizontal (S)
0,5	10,9702997	16,1145616	3,49195486	5,12942425
0,667	15,261398	24,7510895	3,64156962	5,90593438
1	24,595608	43,9397481	3,9145126	6,99322811
1,333	36,4150505	60,7128914	4,34781342	7,2488798
2	55,7804893	88,8141819	4,4388703	7,06760803
2,5	69,3697158	103,793442	4,41621327	6,60769576
3,333	86,3400693	115,401749	4,12284693	5,51057872
5	110,810655	132,917304	3,52721271	4,23088919
6,667	107,647887	126,184354	2,56977551	3,01227895
10	93,5031837	96,3443827	1,48814939	1,53336848
34	46,0990879	57,2390389	0,21579111	0,26793753



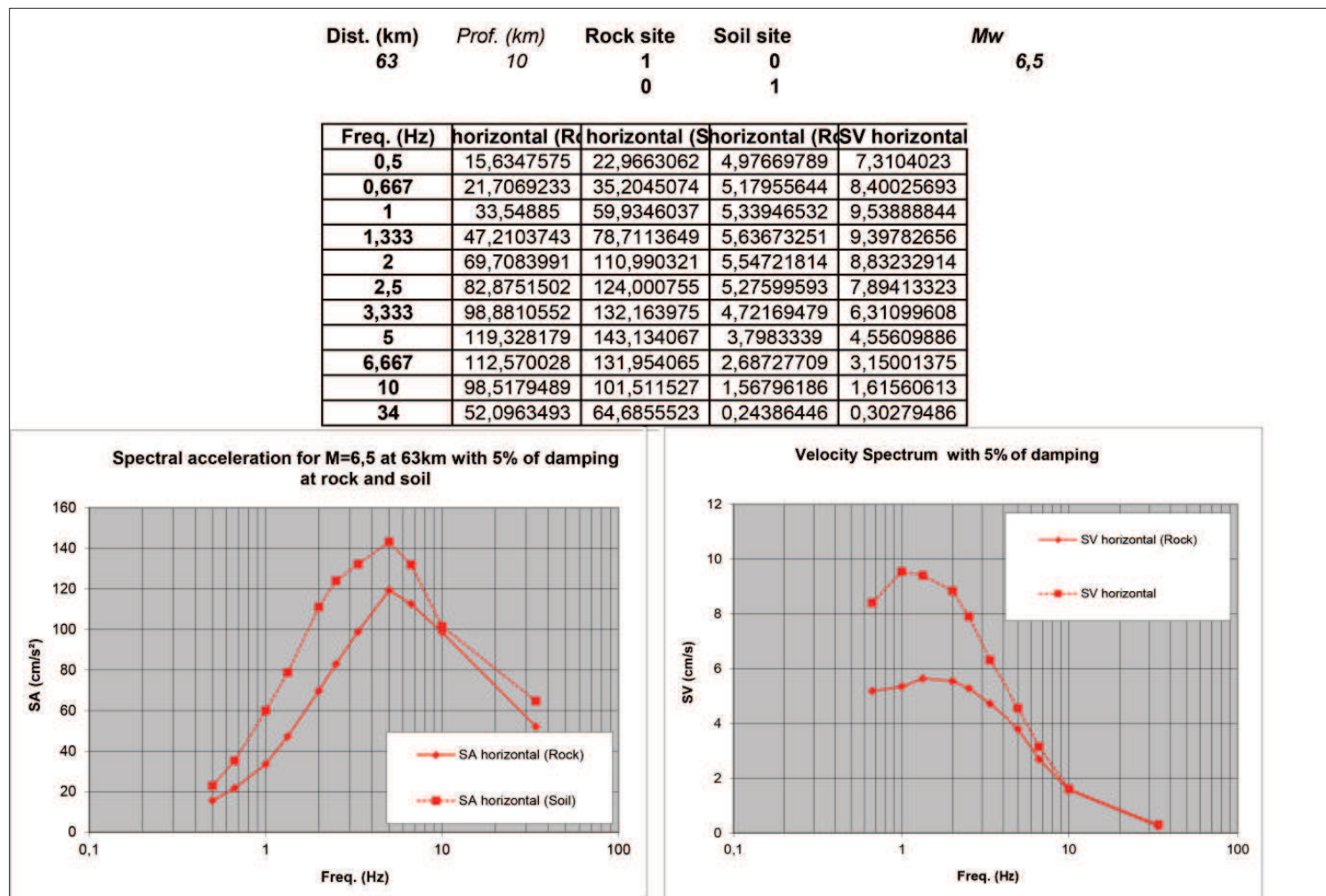
The Ss2 segment/UB1: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
51	10	1	0	6,5
		0	1	

Freq. (Hz)	horizontal (R)	horizontal (S)	horizontal (R)	SV horizontal
0,5	19,3930688	28,4869884	6,17300552	9,06769003
0,667	26,818398	43,4943487	6,39922131	10,3783217
1	40,9441571	73,146228	6,516465	11,6415838
1,333	58,3704589	97,3179849	6,9692026	11,6193836
2	85,8601411	136,707266	6,83253293	10,8788186
2,5	102,6349	153,565997	6,53394068	9,77631502
3,333	122,929761	164,307367	5,87005073	7,84588349
5	148,615346	178,264003	4,73057337	5,67431946
6,667	141,955194	166,399221	3,38876119	3,97229016
10	125,372811	129,182404	1,99537026	2,05600182
34	64,9443243	80,6382701	0,30400618	0,37746998



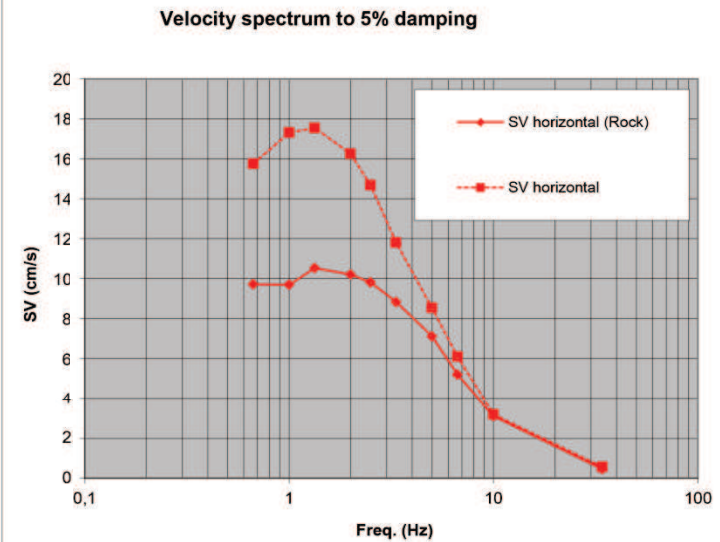
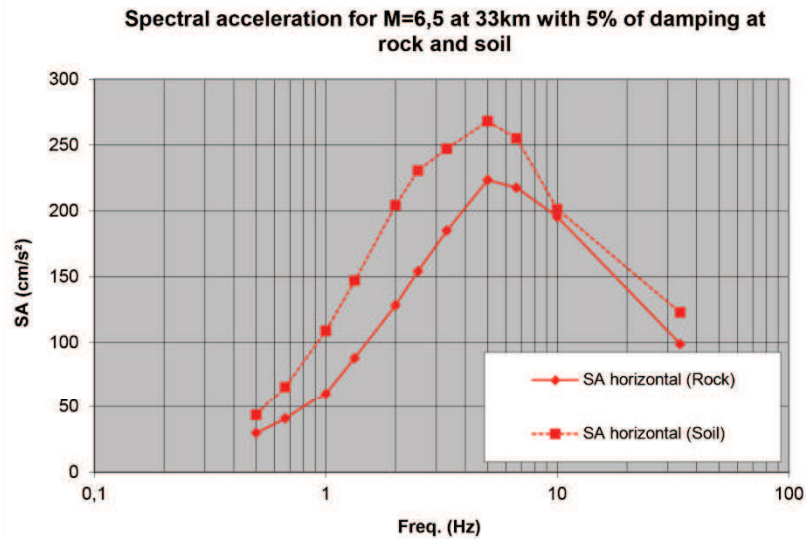
The Ss2 segment/UB2: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).



The Ss2 segment/airport: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)
 Dist. (km) 33 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 6,5
 0 1

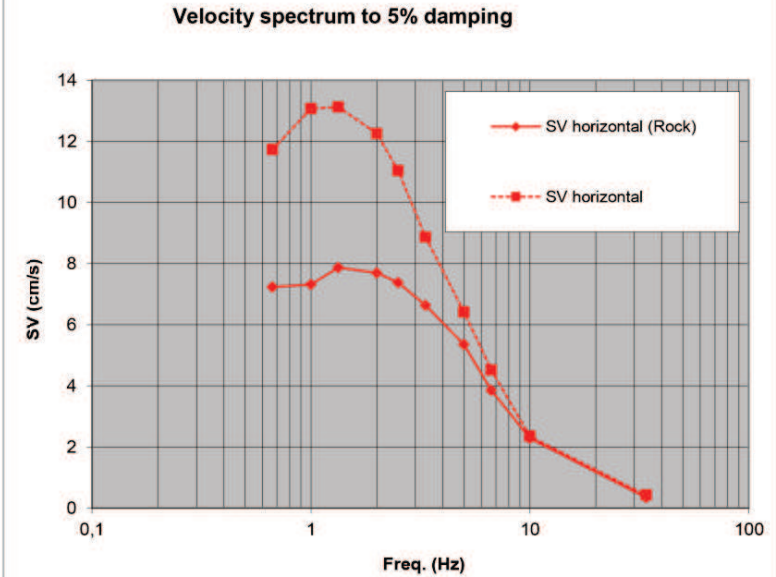
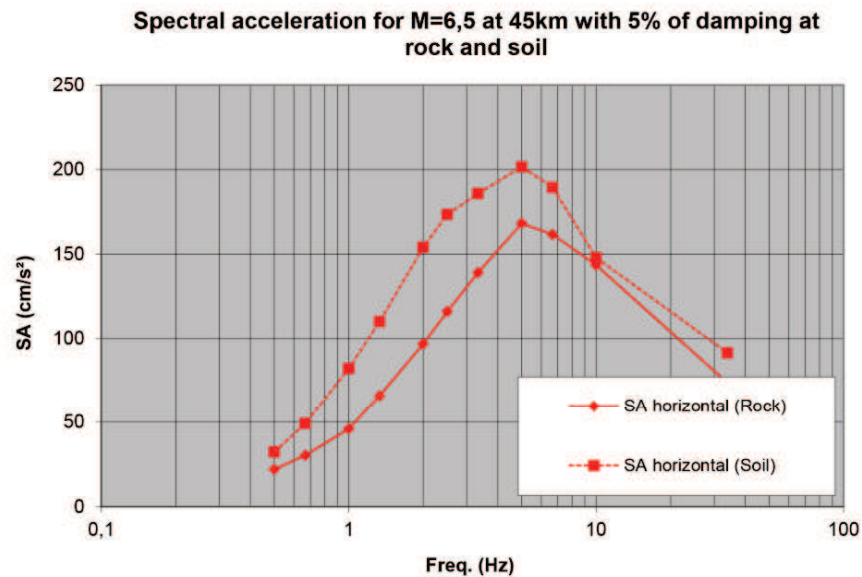
Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	29,6688375	43,58133503	9,44388429	13,87236979
0,667	40,7092343	66,02264724	9,71375692	15,75386906
1	60,88521333	108,7706771	9,69018266	17,31139092
1,333	88,15557713	146,9771402	10,5254283	17,54849092
2	128,2495585	204,2000663	10,2057756	16,24972496
2,5	154,13852	230,6275496	9,81276295	14,68220581
3,333	184,9669142	247,2259483	8,83240285	11,80535005
5	223,4691072	268,0510383	7,11324261	8,53232955
6,667	217,6073283	255,0783017	5,19473256	6,089241427
10	195,3999714	201,3374185	3,10988713	3,204384538
34	98,86256123	122,7529273	0,46277839	0,574609858



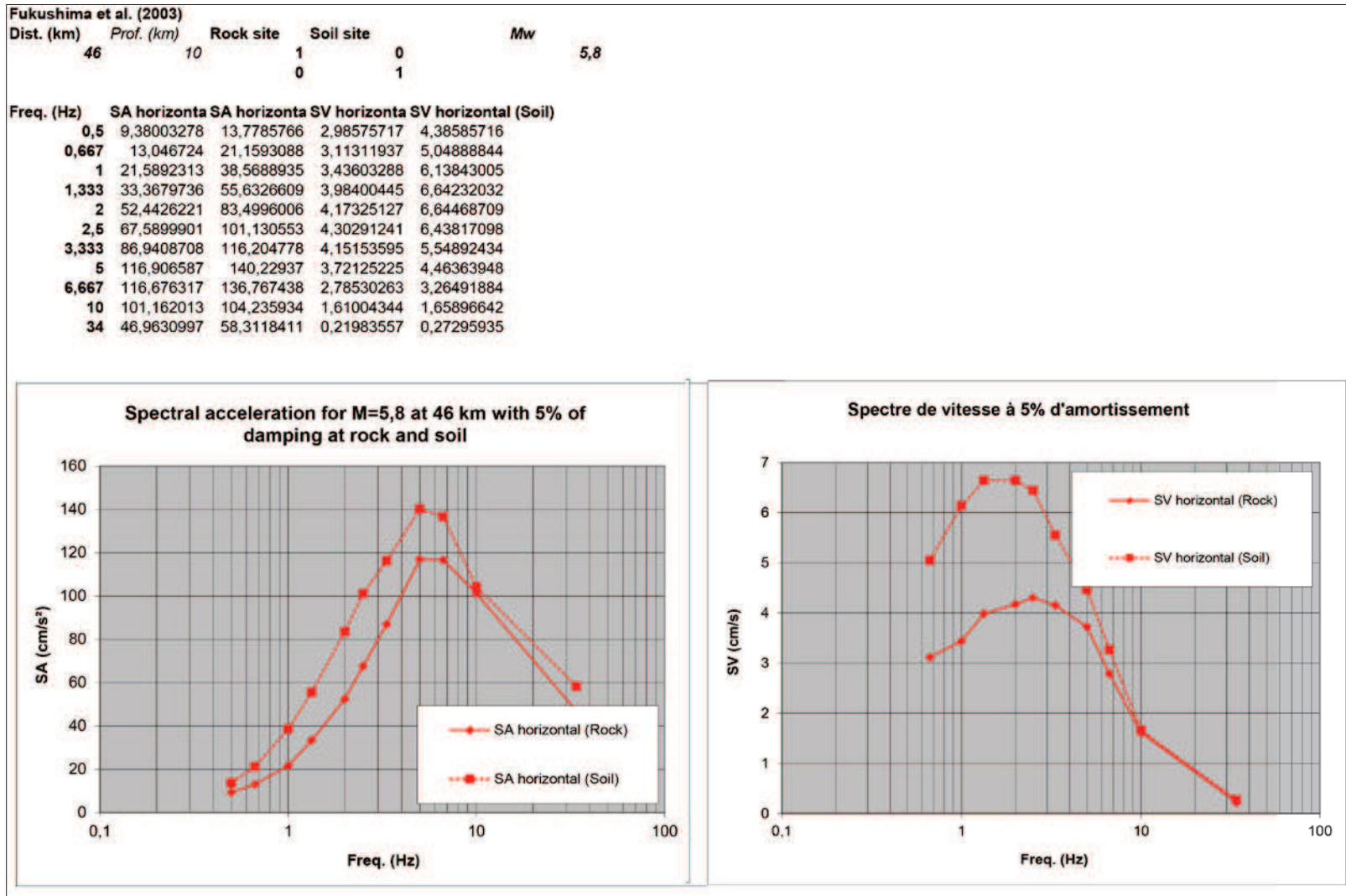
The SS2 segment/Zuunmod: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)				
Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
45	10	1	0	6,5
		0	1	

Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	21,9707353	32,27339042	6,99350225	10,27293923
0,667	30,31432461	49,16407775	7,23339522	11,7311934
1	45,98345522	82,1488714	7,3184942	13,07439895
1,333	65,94182657	109,9413265	7,87319404	13,12656082
2	96,7340327	154,0207711	7,69784974	12,25658353
2,5	115,8991906	173,4125015	7,37837163	11,03978272
3,333	139,0005814	185,7875539	6,63745263	8,871589428
5	168,1067524	201,6439324	5,35100412	6,418525717
6,667	161,5909156	189,4161224	3,85750607	4,52175074
10	143,4318418	147,7901791	2,28278866	2,352153754
34	73,62103461	91,41172751	0,34462211	0,427900832



The Sn3 segment /UB1: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).



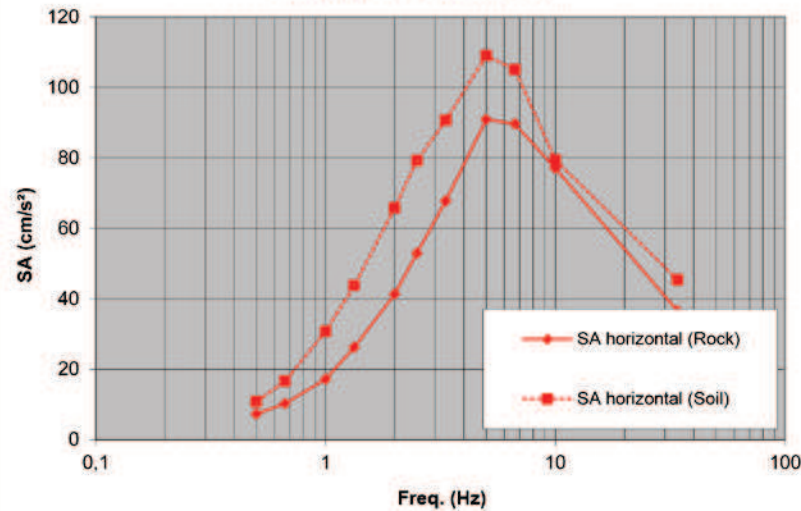
The Sn3 segment /UB2: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)

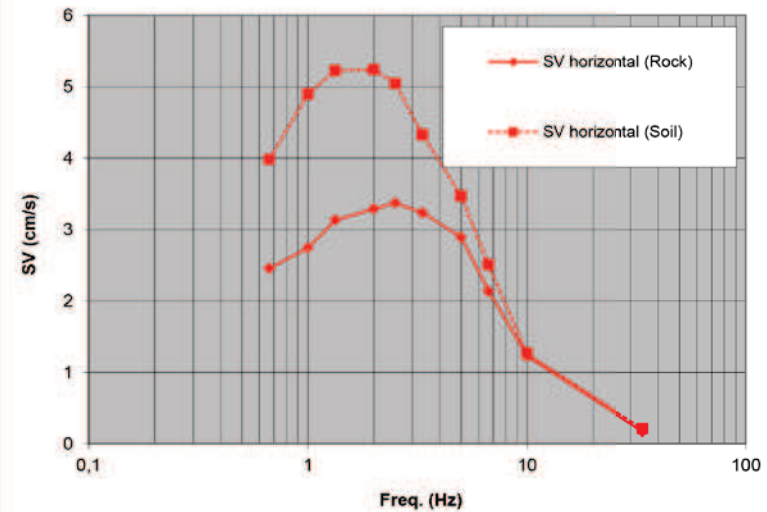
Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
58	10	1	0	5,8
		0	1	

Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	7,37428528	10,8322814	2,34730791	3,44802227
0,667	10,2920923	16,6918192	2,45582812	3,98288685
1	17,2299051	30,7810113	2,74222456	4,8989501
1,333	26,256489	43,776058	3,13492124	5,22668869
2	41,3592473	65,8525545	3,29126433	5,24037978
2,5	52,9740607	79,2616784	3,37243344	5,04595517
3,333	67,802914	90,6250708	3,23767444	4,32746114
5	90,9231732	109,062283	2,89417449	3,47156028
6,667	89,6361632	105,071095	2,13979878	2,50826221
10	77,07565	79,41768	1,22669707	1,26397163
34	36,6039856	45,4494232	0,17134427	0,21275001

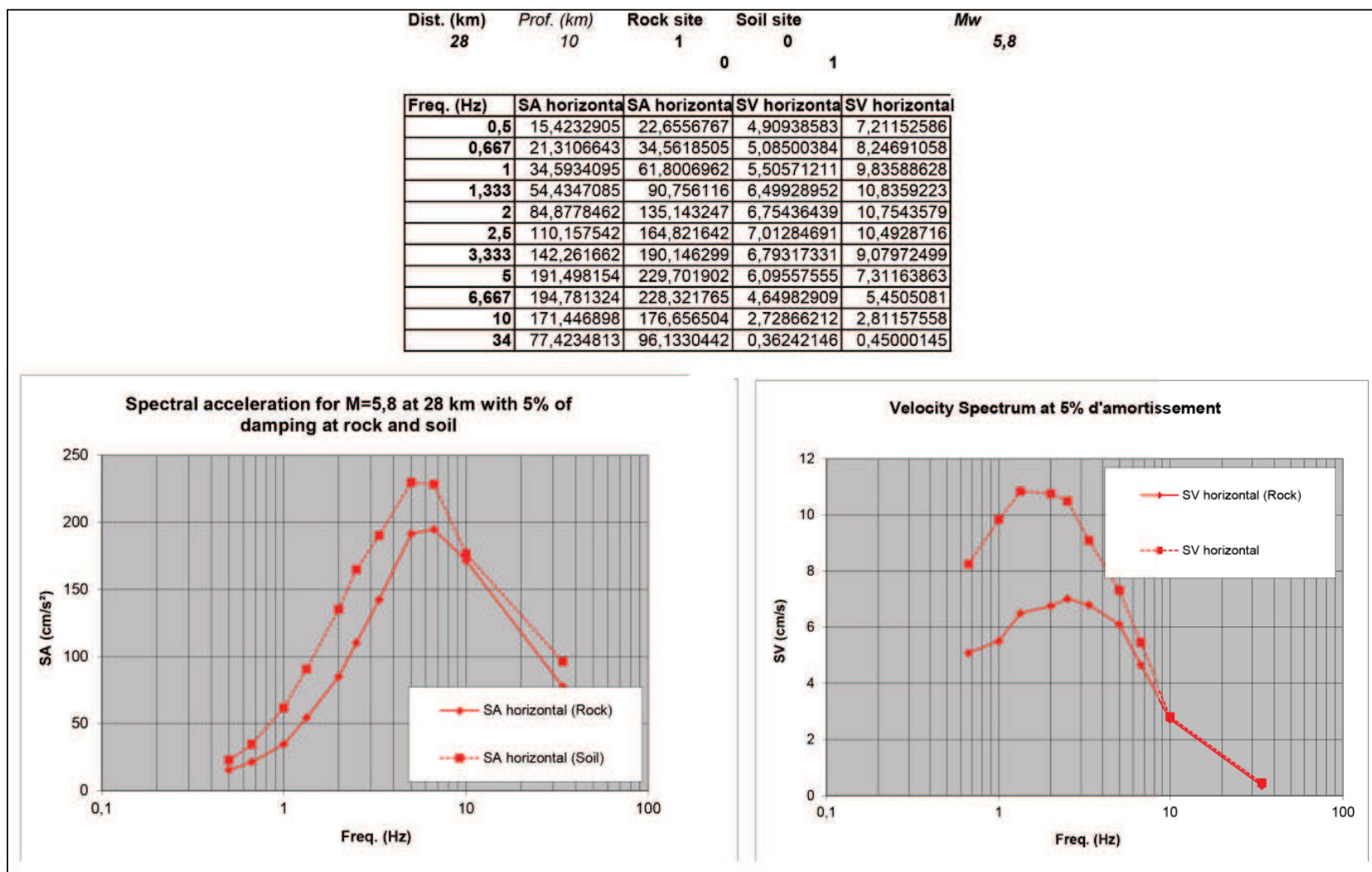
Spectral acceleration for M=5,8 at 58 km with 5% of damping at rock and soil



Spectre de vitesse à 5% d'amortissement



The Sn3 segment / airport: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

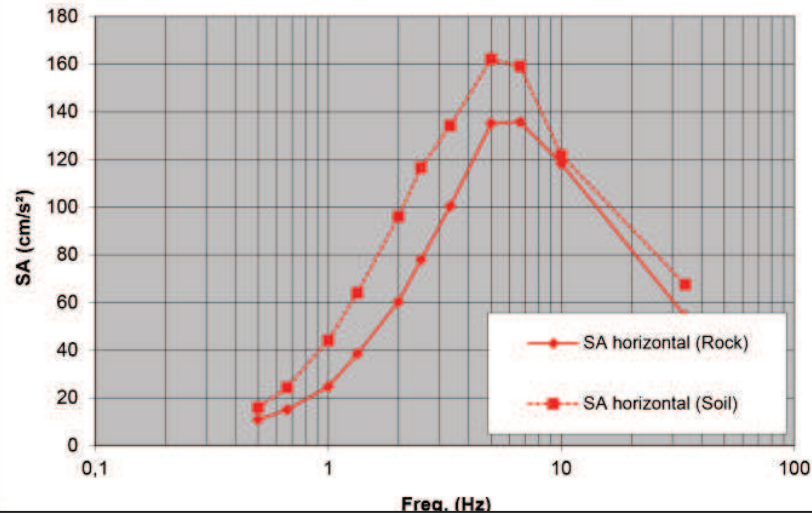


The Sn3 segment /Zuunmod: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

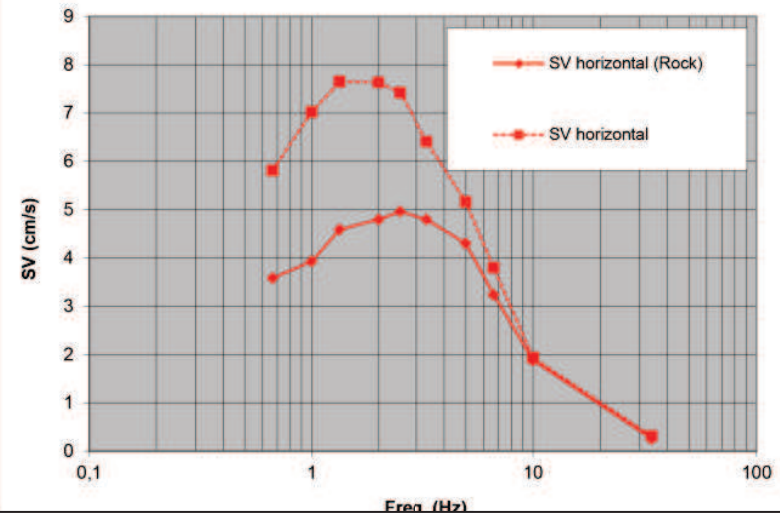
Dist. (km) 40 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 5,8
0 1

Freq. (Hz)	horizontal (R)	horizontal (S)	horizontal (R)	SV horizontal
0,5	10,8156743	15,8874282	3,44273607	5,05712547
0,667	15,0146428	24,3508993	3,58269059	5,81044377
1	24,6955193	44,1182383	3,93041396	7,02163571
1,333	38,4216887	64,0584533	4,5873981	7,6483267
2	60,2776633	95,9746216	4,79674404	7,63741772
2,5	77,9035144	116,562016	4,95949176	7,42056841
3,333	100,405501	134,201543	4,79448899	6,40829249
5	135,136593	162,096249	4,30153135	5,15968386
6,667	135,71223	159,081247	3,23972884	3,79759514
10	118,201308	121,792987	1,88123224	1,93839559
34	54,3044058	67,4271907	0,25420043	0,31562855

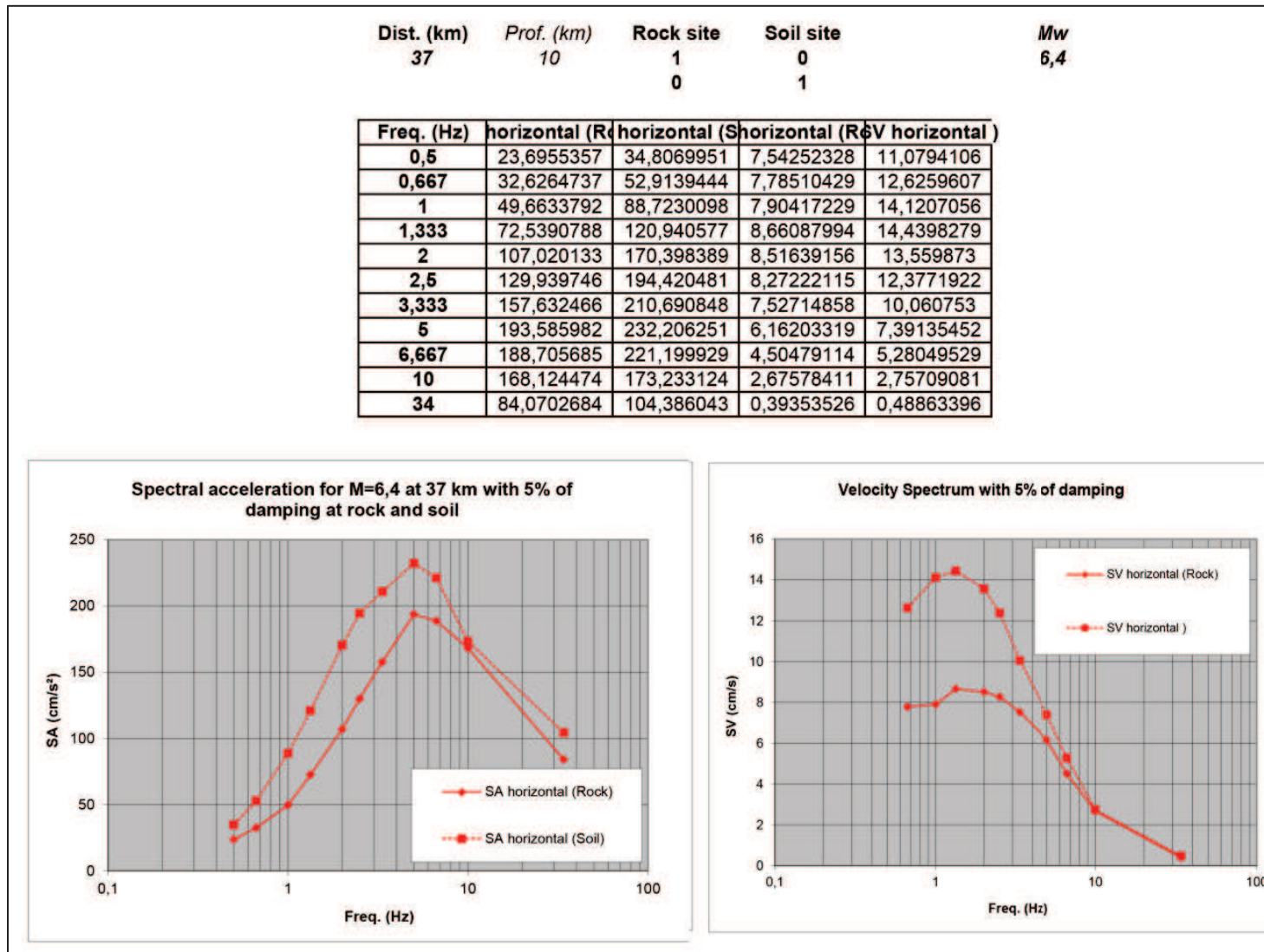
Spectral acceleration for M=5,8 at 40 km with 5% of damping at rock and soil



Velocity Spectrum with 5% of damping at rock and soil



The Sn4 segment /UB1: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

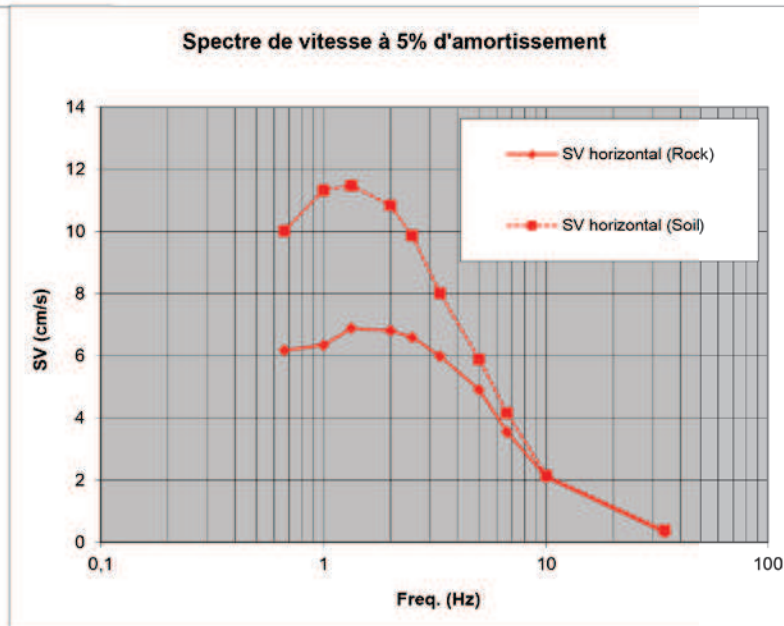
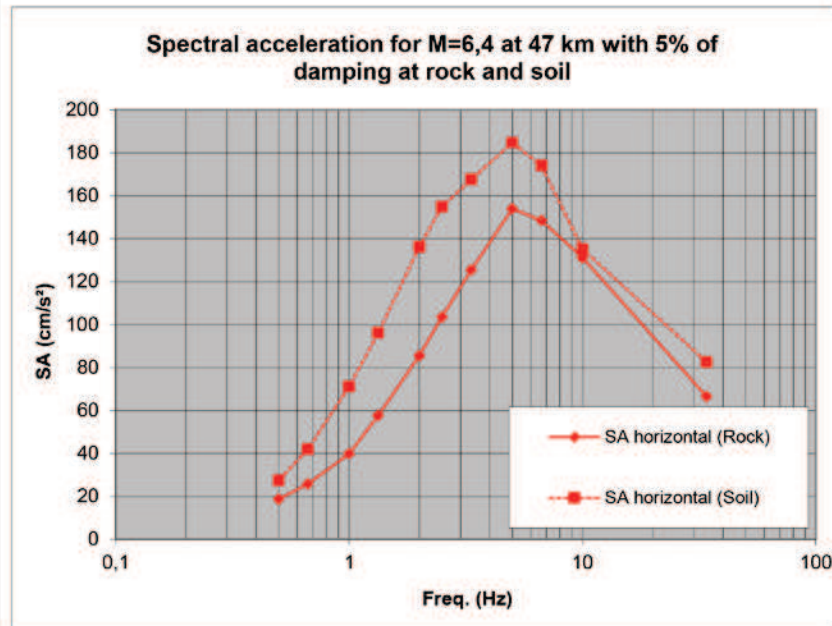


The Sn4 segment /UB2: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)

Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
47	10	1	0	6,4
		0	1	

Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	18,7180347	27,495413	5,95813549	8,75206178
0,667	25,8789096	41,970677	6,17504706	10,0147537
1	39,8344277	71,1637102	6,33984608	11,3260562
1,333	57,6554626	96,1259093	6,88383486	11,4770545
2	85,5308999	136,183045	6,80633275	10,8371024
2,5	103,503999	154,866374	6,58926921	9,85909955
3,333	125,377224	167,578636	5,9869202	8,00209069
5	153,975098	184,693023	4,9011796	5,87896151
6,667	148,504389	174,076157	3,54510389	4,15555435
10	131,135446	135,120144	2,08708545	2,15050388
34	66,4927551	82,5608829	0,31125443	0,38646978



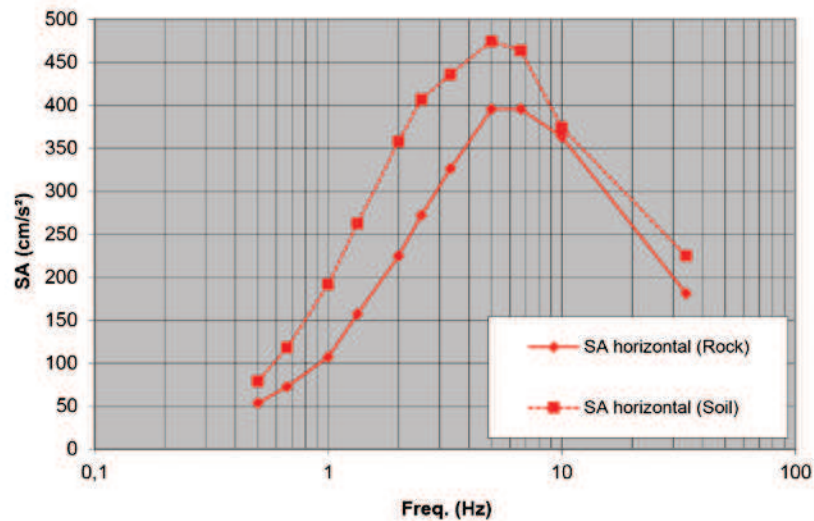
The Sn4 segment /airport: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)

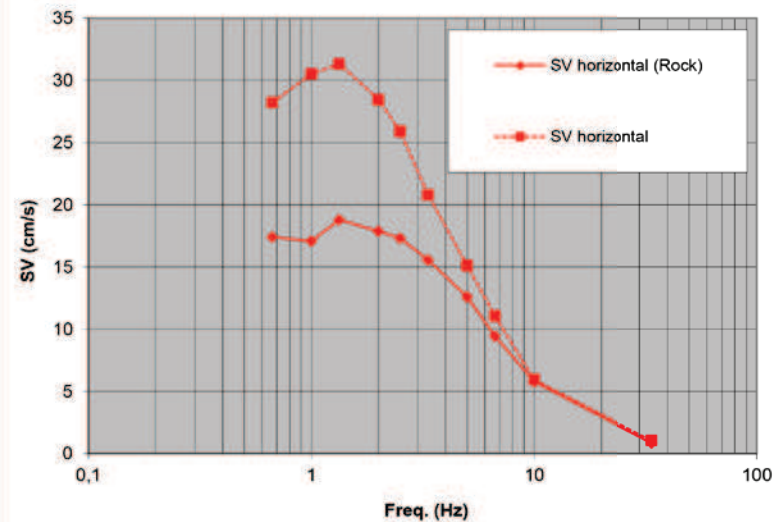
Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
15	10	1	0	6,4
		0	1	

Freq. (Hz)	horizontal (Rock)	horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	53,8807883	79,1469058	17,1507876	25,1932426
0,667	72,9418801	118,297878	17,4048887	28,2274243
1	107,344033	191,76878	17,0843334	30,5209493
1,333	157,389745	262,407613	18,7917148	31,3304342
2	224,631504	357,660241	17,8756071	28,4616976
2,5	271,86016	406,766864	17,3071553	25,8955829
3,333	326,096247	435,858782	15,571506	20,8128052
5	395,62961	474,557441	12,5932816	15,1056325
6,667	395,634975	463,761484	9,44461706	11,0709364
10	363,284192	374,32299	5,7818475	5,95753541
34	181,175274	224,956697	0,84808648	1,05302854

Spectral acceleration for M=6,4 at 15 km with 5% of damping at rock and soil



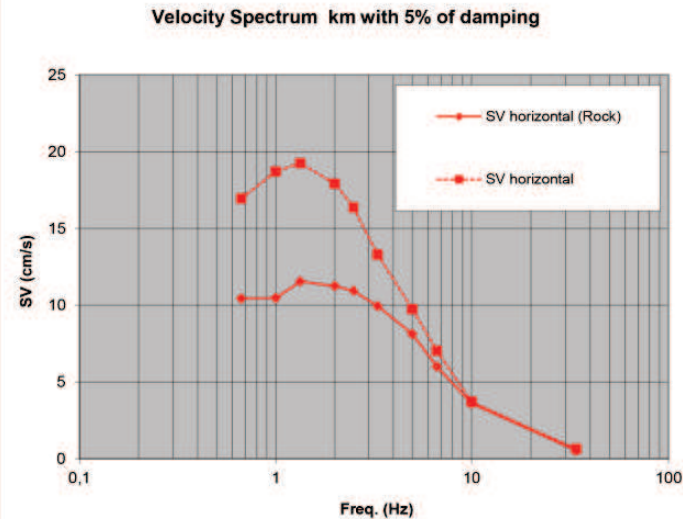
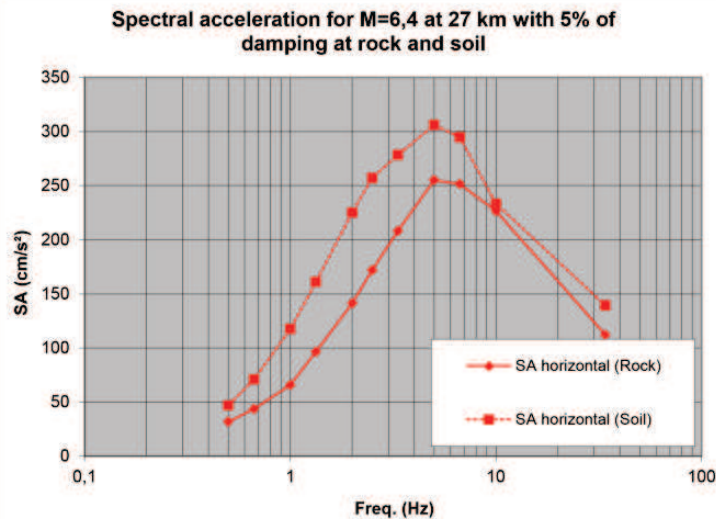
Velocity spectrum to 5% damping



The Sn4 segment /Zuunmod: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
27	10	1	0	6,4
		0	1	

Freq. (Hz)	horizontal (R)	horizontal (S)	horizontal (R)	SV horizontal
0,5	31,9698474	46,961349	10,1763185	14,9482617
0,667	43,7793964	71,0018671	10,4463378	16,9419762
1	65,7950778	117,542089	10,4716119	18,7074045
1,333	96,7033709	161,228426	11,5460011	19,2500382
2	141,350441	225,059406	11,2483107	17,9096585
2,5	171,860317	257,143534	10,9409676	16,3702658
3,333	208,230058	278,319362	9,94324722	13,2900997
5	255,133661	306,032648	8,12115665	9,74132174
6,667	251,465073	294,766193	6,00298625	7,03667267
10	226,495575	233,377896	3,60478903	3,71432458
34	112,272178	139,403008	0,52554918	0,65254935



Annexe B

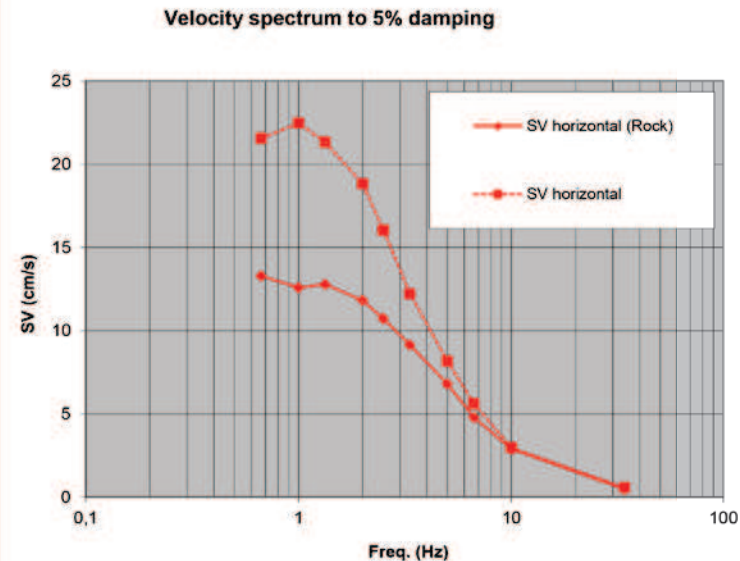
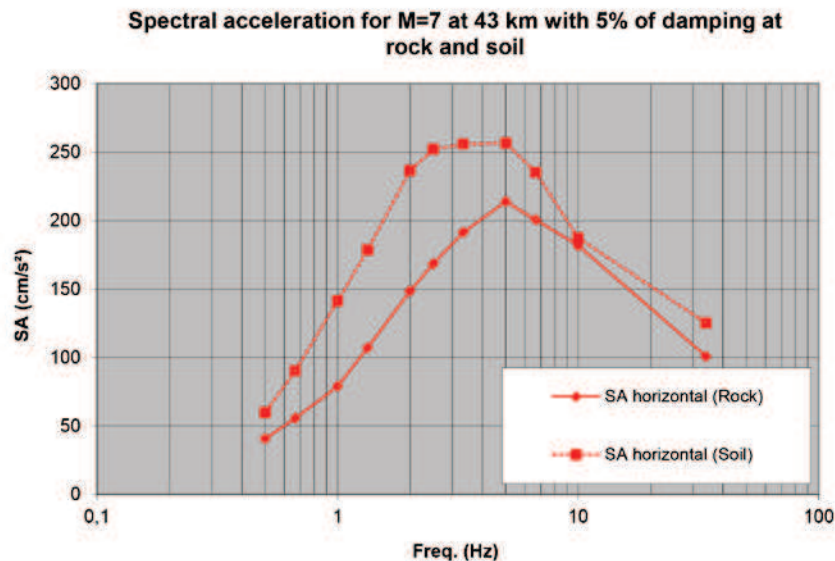
Faillle d'Avdar

Spectrum acceleration, velocity spectrum and PGA calculations using Fukushima et al. (2003) relationships. The calculations are derived for each earthquake scenario and the magnitude associated for the Avdar fault. For each earthquake scenario (Tableau 4-3), the distance chosen for the calculations is the shortest between the site and the fault (or the fault segment), nearest UB1 and farthest part UB2 of Ulaanbaatar, new airport site and Zunnmod city.

The entire fault/ UB1: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)					
Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw	
43	10	1	0	7	
		0	1		

Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	40,69351261	59,77577001	12,9531474	19,02721855
0,667	55,6696886	90,28566309	13,2835174	21,54334268
1	79,03421822	141,1936488	12,5786865	22,47166715
1,333	107,0603268	178,4960314	12,7825808	21,31172222
2	148,5057794	236,452198	11,8177144	18,81626806
2,5	168,4566847	252,0508982	10,7242856	16,04605854
3,333	191,427683	255,8613829	9,14091269	12,21770292
5	213,8980057	256,5705088	6,80858498	8,166892944
6,667	200,557599	235,0926881	4,7877206	5,612143902
10	181,7752221	187,2986659	2,89304251	2,980950851
34	100,8579271	125,230478	0,47211875	0,586207341

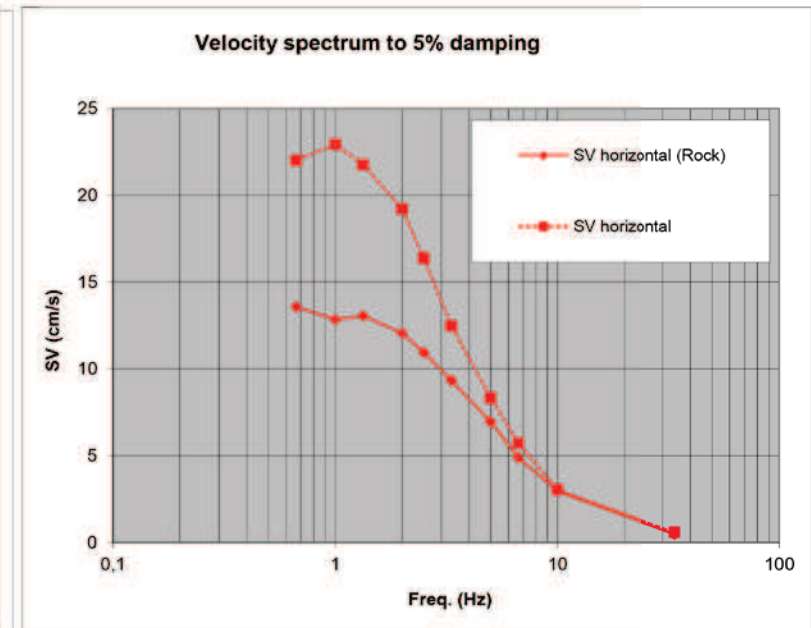
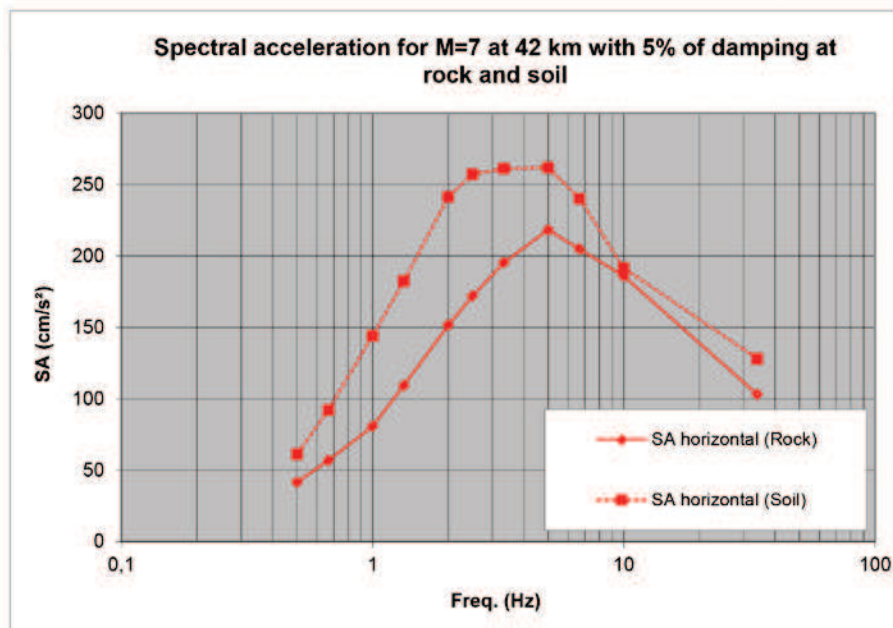


The entire fault/ UB2: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)

Dist. (km) 42 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 7

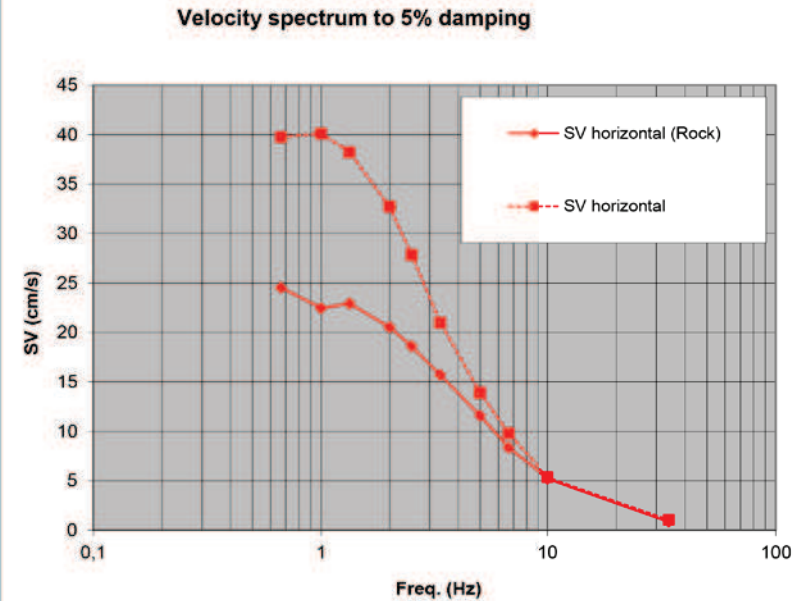
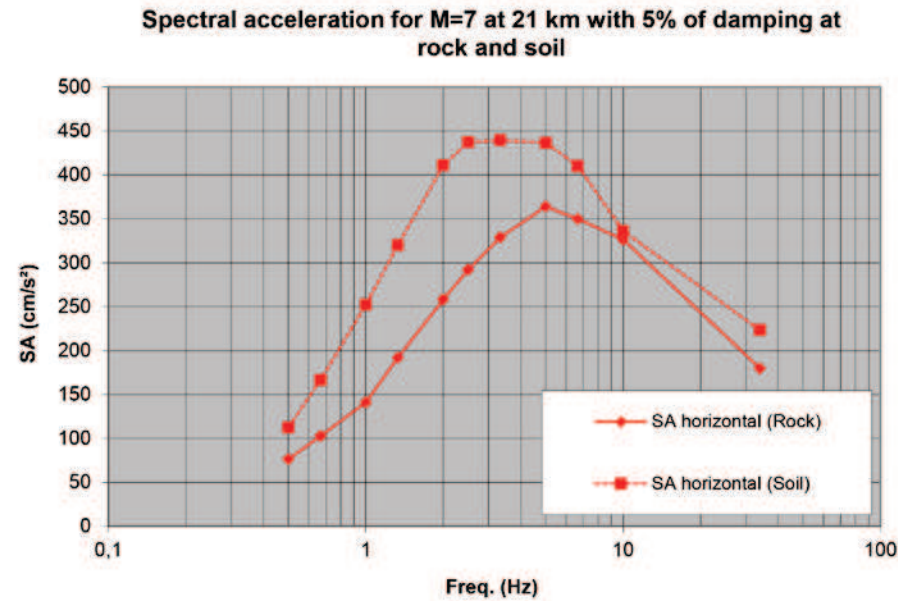
Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	41,60249417	61,1109969	13,2424852	19,45223447
0,667	56,88347727	92,2541978	13,5731433	22,01306087
1	80,65699335	144,0927164	12,8369592	22,93306808
1,333	109,3339089	182,2866548	13,0540375	21,76430771
2	151,5342587	241,2741691	12,0587132	19,19998833
2,5	171,9262837	257,242236	10,9451672	16,37654937
3,333	195,364766	261,1236703	9,32891335	12,46898376
5	218,2662786	261,810249	6,94763143	8,333679057
6,667	204,8763341	240,1550893	4,89081765	5,732993786
10	185,8778093	191,5259148	2,95833722	3,048229608
34	103,0265791	127,9231897	0,48227027	0,598811999



The entire fault/ airport: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)
 Dist. (km) 21 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 7
 0 1

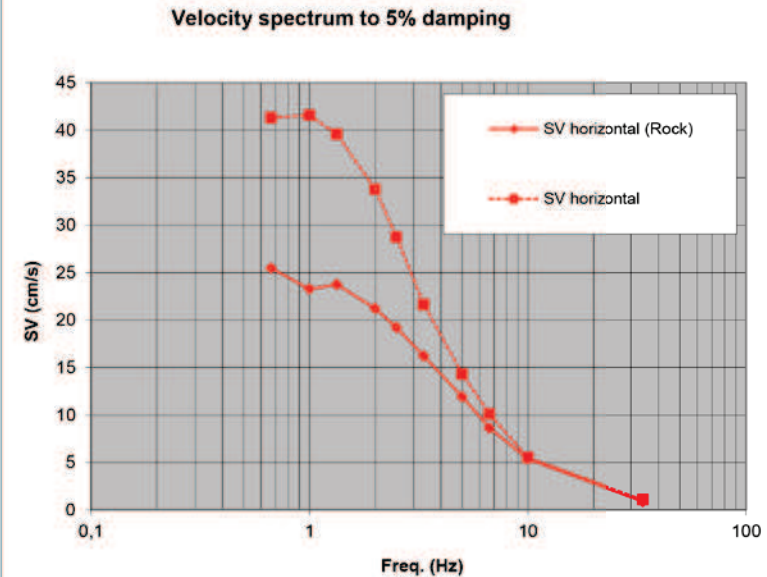
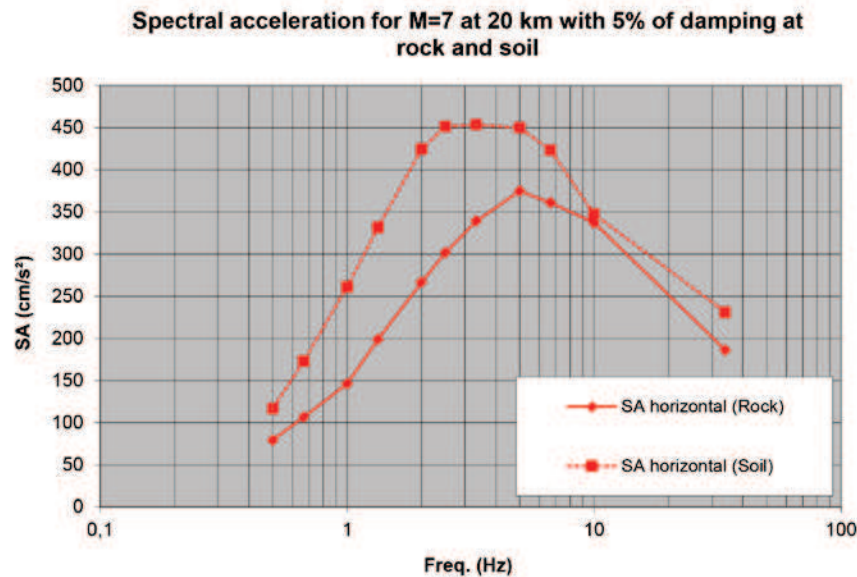
Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	76,38887001	112,2096185	24,3153325	35,71743088
0,667	102,7480202	166,6377766	24,5170244	39,7619578
1	141,053601	251,9905055	22,4493778	40,10553456
1,333	191,9459911	320,0214187	22,9175944	38,20929533
2	258,0236469	410,8275023	20,5328694	32,69261388
2,5	292,1053949	437,0585072	18,596007	27,82400873
3,333	328,9042518	439,6119484	15,7055918	20,99202359
5	363,8434767	436,4299968	11,5814976	13,89199826
6,667	349,8387788	410,0793952	8,35136807	9,789434949
10	326,1928516	336,1045868	5,19152047	5,349270639
34	179,8559035	223,3184977	0,84191047	1,045360082



The entire fault/ Zuunmod: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)					
Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw	
20	10			7	
		1	0		
		0	1		

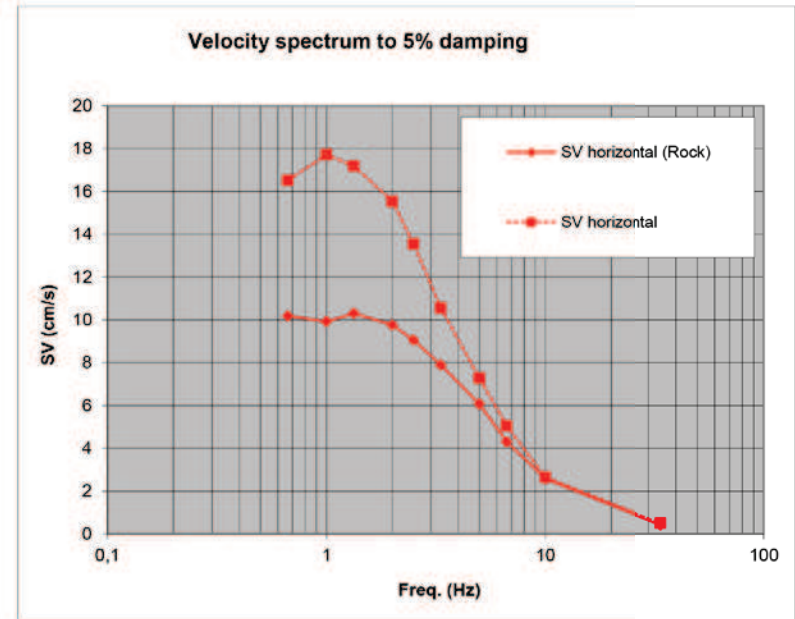
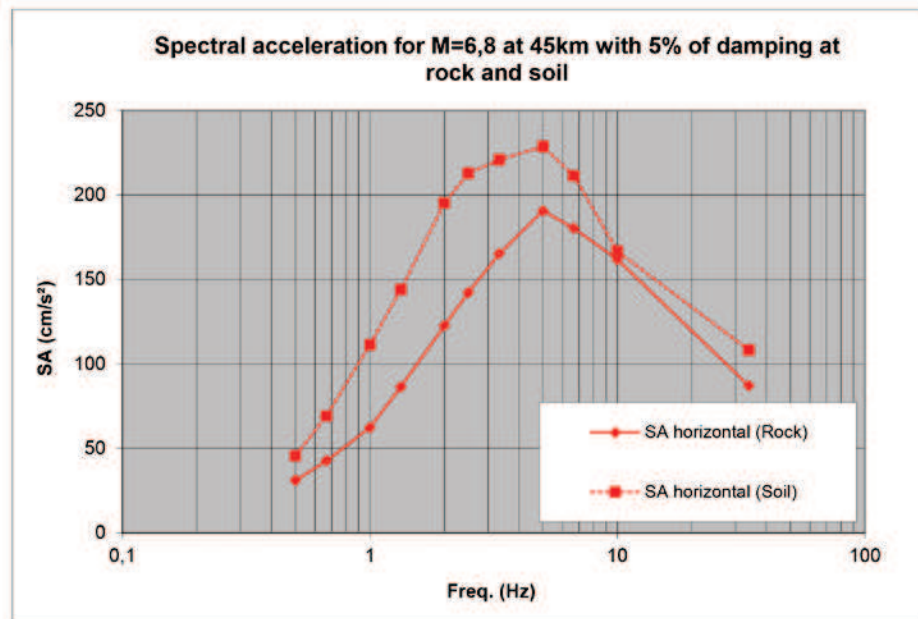
Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	79,45904068	116,7194729	25,2925982	37,15296212
0,667	106,742265	173,1156832	25,4701036	41,30767123
1	146,2314304	261,2406334	23,273455	41,57773814
1,333	198,8466551	331,5265314	23,7415064	39,58296042
2	266,6163262	424,5088414	21,2166531	33,78134025
2,5	301,6450192	451,3320333	19,2033183	28,73268963
3,333	339,266629	453,4622552	16,2004084	21,65339317
5	374,9279969	449,725871	11,9343288	14,31521908
6,667	360,9432578	423,0960141	8,61645473	10,1001683
10	337,1442699	347,3887762	5,36581771	5,528864091
34	186,0986456	231,0698127	0,87113292	1,081644203



The South segment/ UB1 : values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)
Dist. (km) 45 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 6,8
0 1

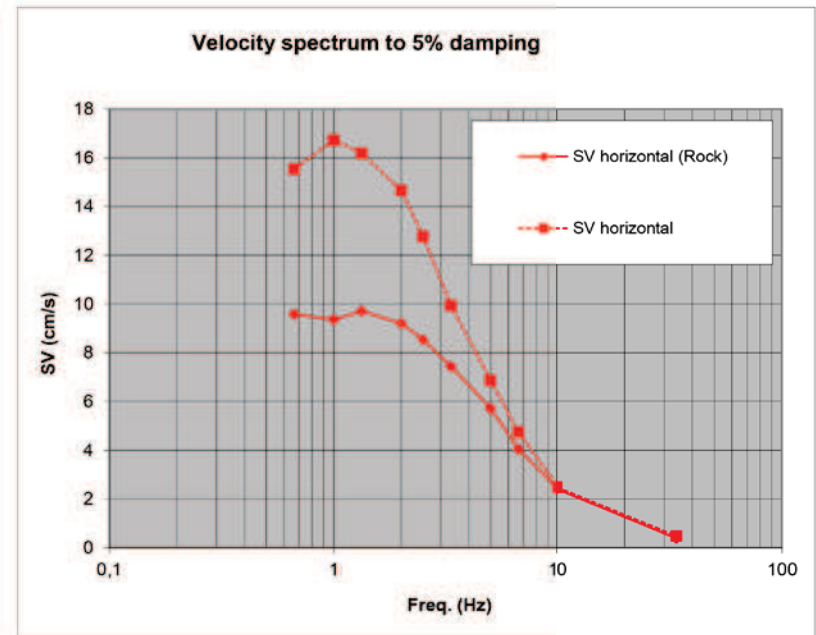
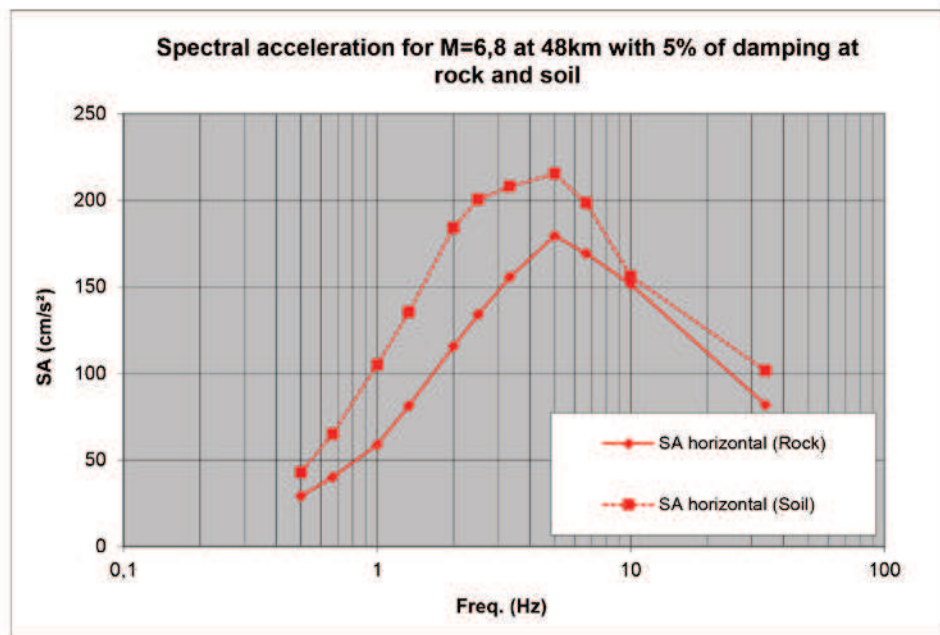
Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	31,06690872	45,63499858	9,88890418	14,5260712
0,667	42,68198579	69,22207553	10,1844813	16,51729459
1	62,33096629	111,3534968	9,92028139	17,72245945
1,333	86,34716725	143,9620739	10,3095112	17,18850389
2	122,6747852	195,3238636	9,76214923	15,5433792
2,5	142,2377093	212,8211323	9,05513381	13,54861408
3,333	165,2222952	220,8353791	7,88957246	10,54516717
5	190,6402764	228,6728787	6,06826847	7,278883799
6,667	180,2927332	211,3383063	4,30395676	5,045078162
10	161,8119371	166,7287741	2,57531696	2,653570855
34	87,07624592	108,1184217	0,40760632	0,506105331



The South segment/UB2: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)
 Dist. (km) 48 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 6,8
 0 1

Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	29,17933295	42,86228893	9,28807015	13,64349031
0,667	40,14133259	65,10161852	9,57824813	15,53409954
1	58,82268788	105,086001	9,36192154	16,72495651
1,333	81,27741571	135,5095448	9,7042029	16,17930524
2	115,6841295	184,1932805	9,20585052	14,65763554
2,5	134,009929	200,510434	8,53133705	12,76489069
3,333	155,6123614	207,9907845	7,43068602	9,931821626
5	179,5663374	215,3896965	5,71577404	6,856066979
6,667	169,2763217	198,4249198	4,04097245	4,736809182
10	151,5092467	156,1130249	2,41134455	2,48461596
34	81,85552816	101,6361054	0,383168	0,475761429

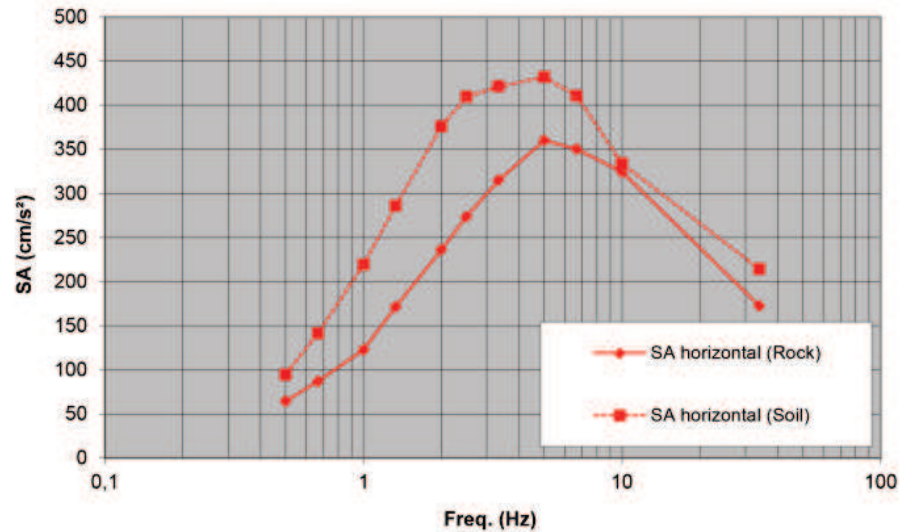


The south segment/airport : values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

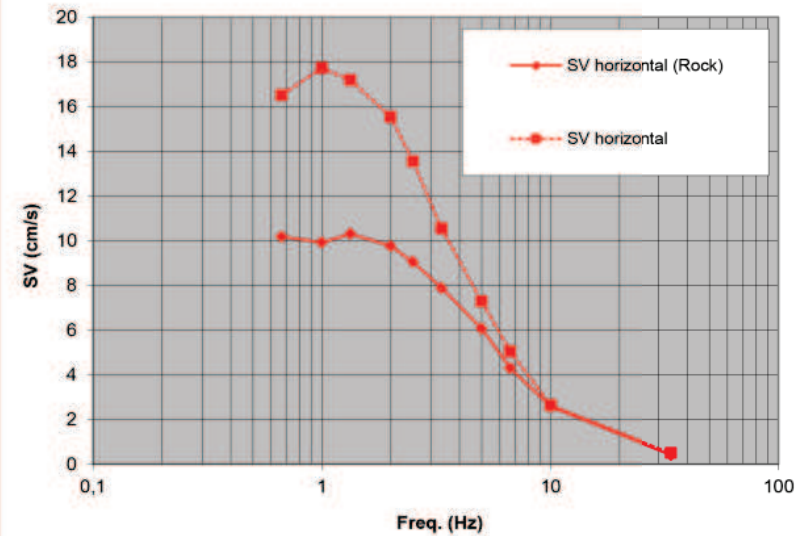
Fukushima et al. (2003)
 Dist. (km) 20 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 6,8
 0 1

Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	64,60765531	94,90388262	20,5652554	30,20884408
0,667	87,22445526	141,4615023	20,8128984	33,75456873
1	122,8474036	219,4653601	19,5517715	34,9289969
1,333	171,6071224	286,1114964	20,4892137	34,16058435
2	236,1166112	375,9469289	18,7895629	29,91690604
2,5	273,5923975	409,3587004	17,417433	26,06058427
3,333	315,1352098	421,2083086	15,0481027	20,11322664
5	360,0223962	431,8466133	11,4598688	13,74610463
6,667	350,2654692	410,5795597	8,36155405	9,801374901
10	324,2316148	334,0837557	5,16030642	5,317108112
34	172,5314635	214,2240898	0,80762457	1,002788907

Spectral acceleration for M=6,8 at 20km with 5% of damping at rock and soil



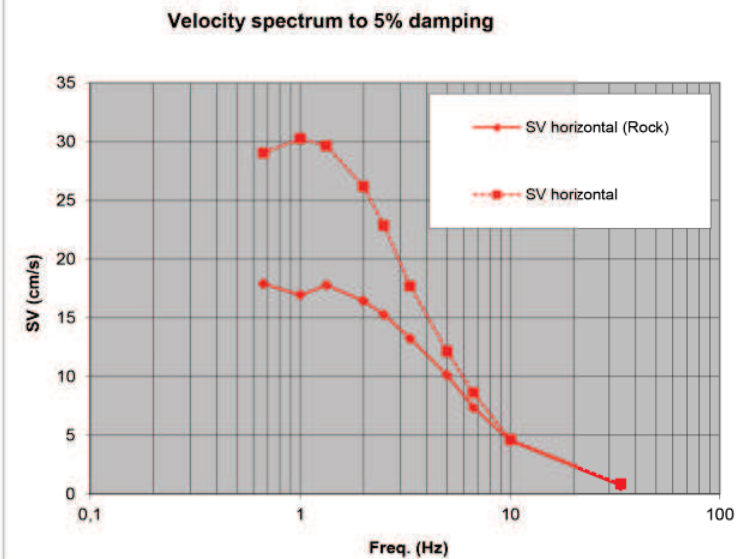
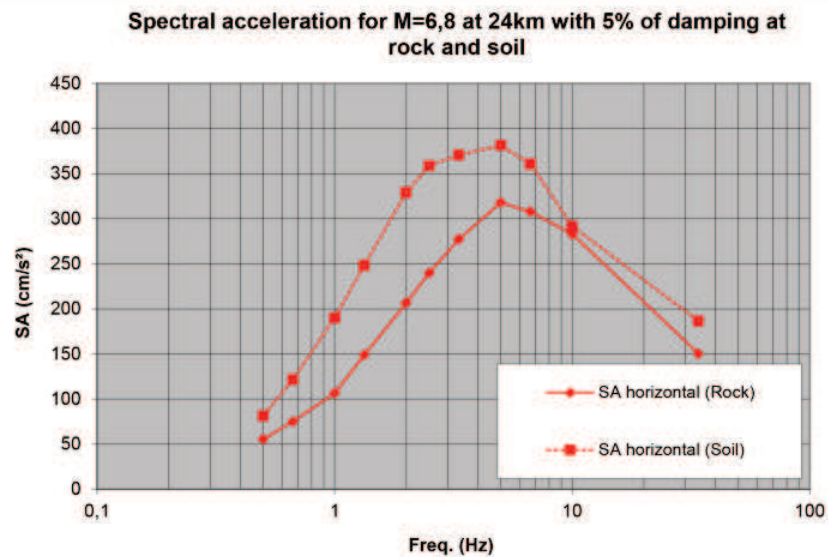
Velocity spectrum to 5% damping



The south segment//Zuunmod : values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)				
Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw
24	10	1	0	6,8
		0	1	

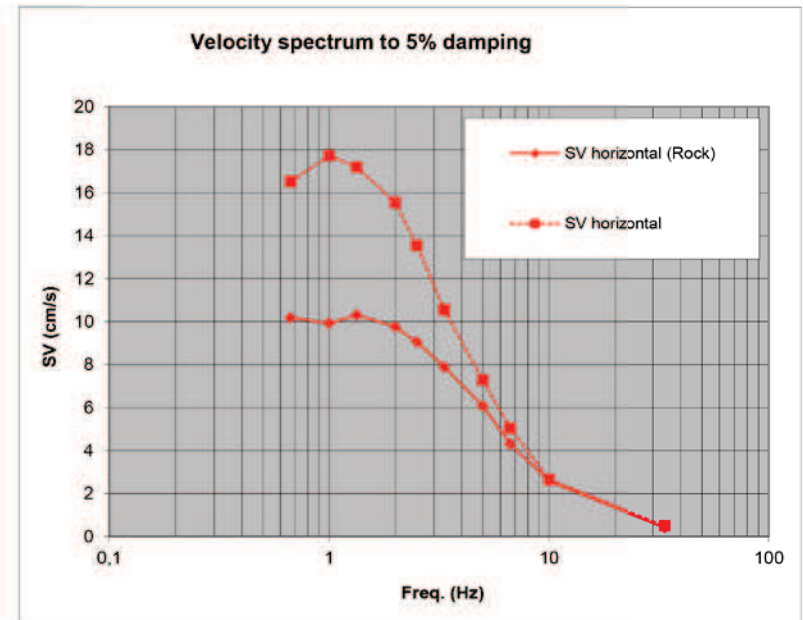
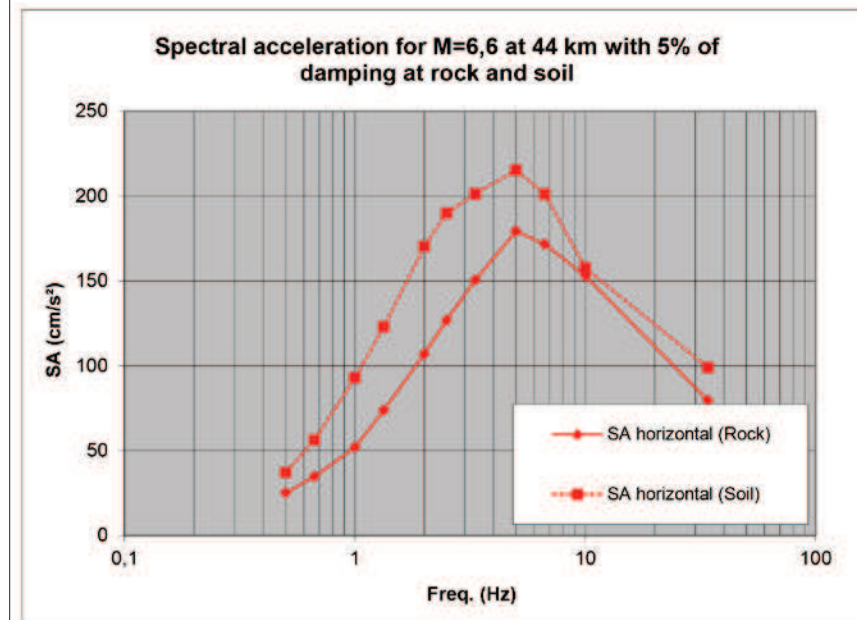
Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	55,32191614	81,26381635	17,6095128	25,86707613
0,667	75,0047811	121,6435113	17,8971239	29,02573632
1	106,4253439	190,1275546	16,9381196	30,25974013
1,333	148,8848376	248,2278305	17,7762625	29,63742404
2	206,6255941	328,9910741	16,4427423	26,18027784
2,5	239,8491238	358,8708111	15,2692695	22,84642541
3,333	277,2663604	370,5929742	13,2398175	17,69628074
5	317,8433113	381,2528304	10,1172668	12,13565451
6,667	307,7334912	360,7237722	7,34622863	8,611215154
10	283,0027472	291,6021028	4,50412861	4,640991607
34	150,1991281	186,495094	0,70308628	0,872988708



The North segment/UB1: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)					
Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw	
44	10	1	0	6,6	
		0	1		

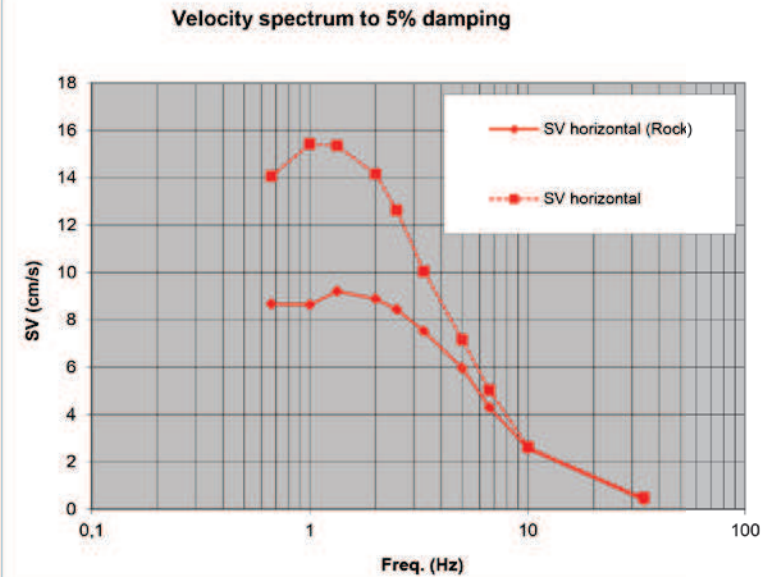
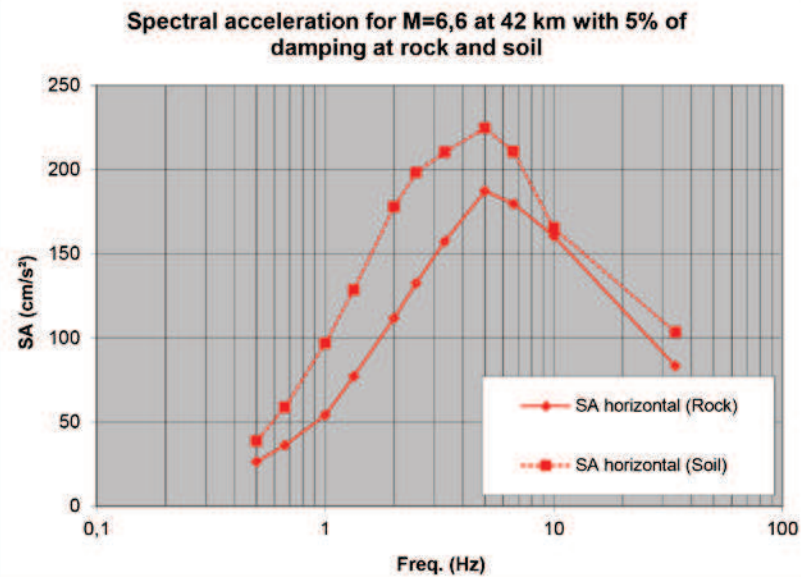
Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	25,2274986	37,0573356	8,0301622	11,7957163
0,667	34,7463534	56,3519867	8,29093537	13,4463227
1	51,9892682	92,8781817	8,27434903	14,7820217
1,333	73,7772281	123,004878	8,80871009	14,6862973
2	107,038721	170,427986	8,51787079	13,5622282
2,5	126,904474	189,878998	8,07898971	12,0880725
3,333	150,62666	201,326918	7,19261249	9,61361361
5	179,351683	215,132219	5,70894138	6,84787121
6,667	171,646873	201,203669	4,09756236	4,8031436
10	153,043462	157,693859	2,43576235	2,50977572
34	79,6729572	98,9261111	0,37295132	0,46307587



The North segment/UB2: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)					
Dist. (km)	Prof. (km)	Rock site	Soil site	Mw	
42	10	1	0	6,6	
		0	1		

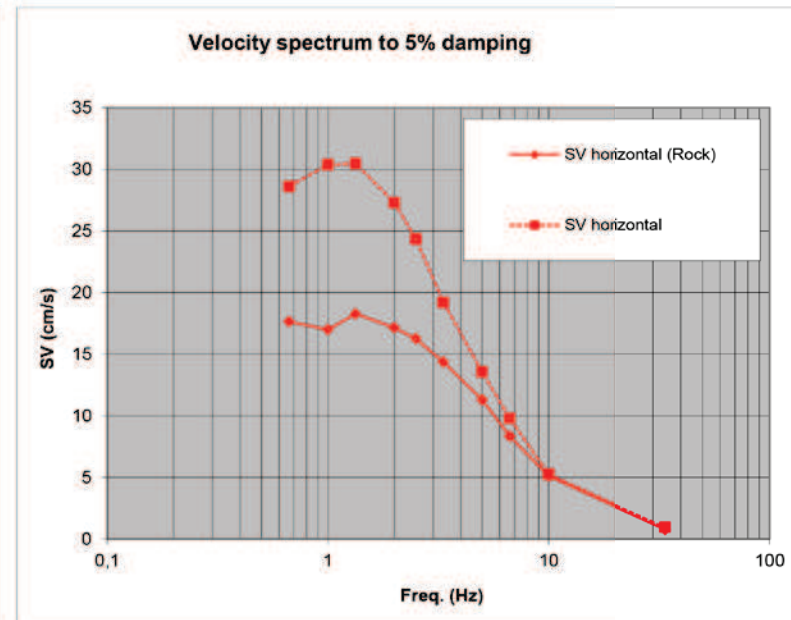
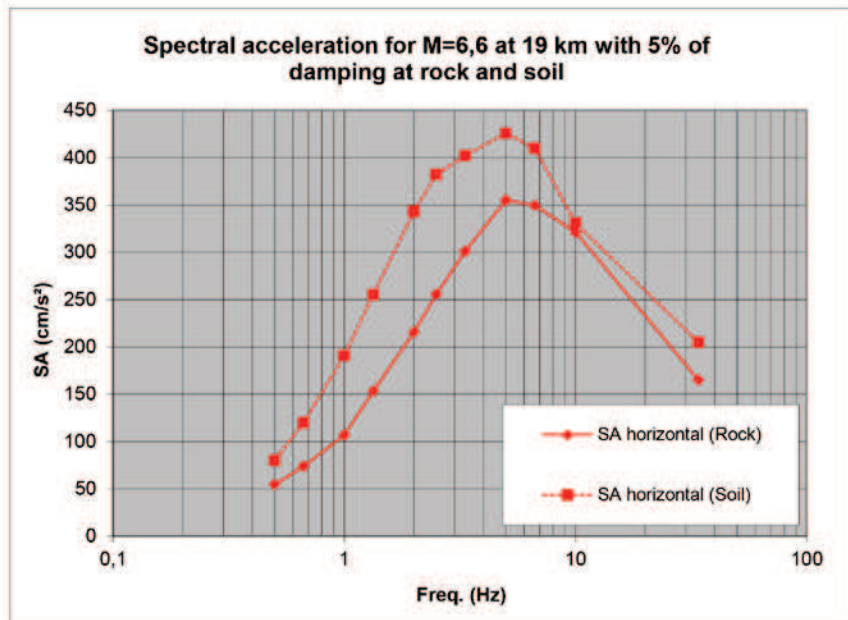
Freq. (Hz)	SA horizontal	SA horizontal	SV horizontal	SV horizontal
0,5	26,3989696	38,7781401	8,403053	12,3434654
0,667	36,3283181	58,9176331	8,66841289	14,0585196
1	54,2321737	96,8851045	8,63131852	15,4197433
1,333	77,0931379	128,533319	9,20461663	15,3463714
2	111,713305	177,8709	8,88986239	14,1545165
2,5	132,526985	198,291601	8,43692991	12,6236354
3,333	157,334512	210,292603	7,51292087	10,0417363
5	187,326752	224,698309	5,96279572	7,15236931
6,667	179,6633	210,600487	4,28893089	5,02746491
10	160,485208	165,361731	2,55420142	2,63181369
34	83,3275035	103,463787	0,39005836	0,48431686



The North segment/airport: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)
 Dist. (km) 19 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 6,6
 0 1

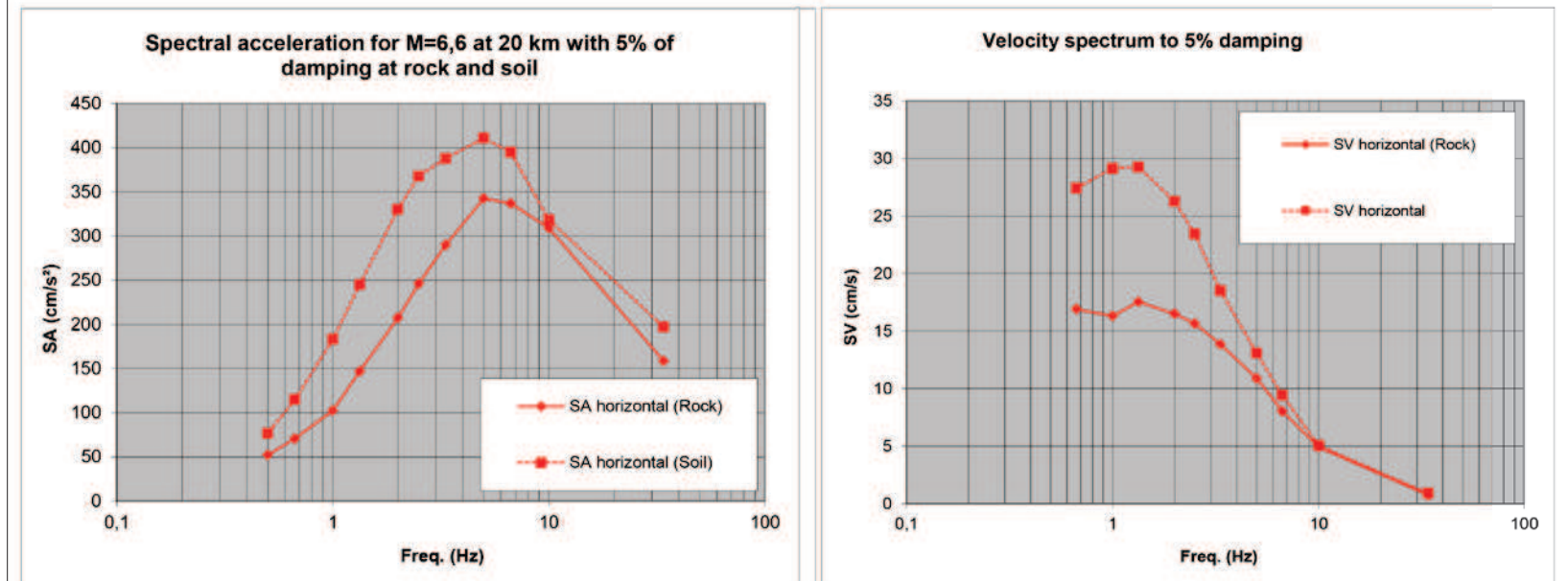
Freq. (Hz)	SA horizontal	SA horizontal	SV horizontal	SV horizontal
0,5	54,5785991	80,1719384	17,3729077	25,5195206
0,667	73,936869	119,911561	17,6423061	28,6124702
1	106,799331	190,795678	16,9976415	30,3660753
1,333	153,072173	255,209154	18,2762138	30,4709666
2	215,458267	343,054534	17,1456242	27,2994124
2,5	255,46943	382,24247	16,263689	24,3343114
3,333	300,938283	402,23276	14,3701816	19,2071203
5	354,990056	425,810325	11,2996844	13,5539636
6,667	349,471392	409,648746	8,3425978	9,77915447
10	321,213354	330,973781	5,1122693	5,26761134
34	165,050378	204,935183	0,7726054	0,95930728



The North segment/Zuunmod: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)
 Dist. (km) Prof. (km) Rock site Soil site Mw 6,6
 20 10 1 0 0 1

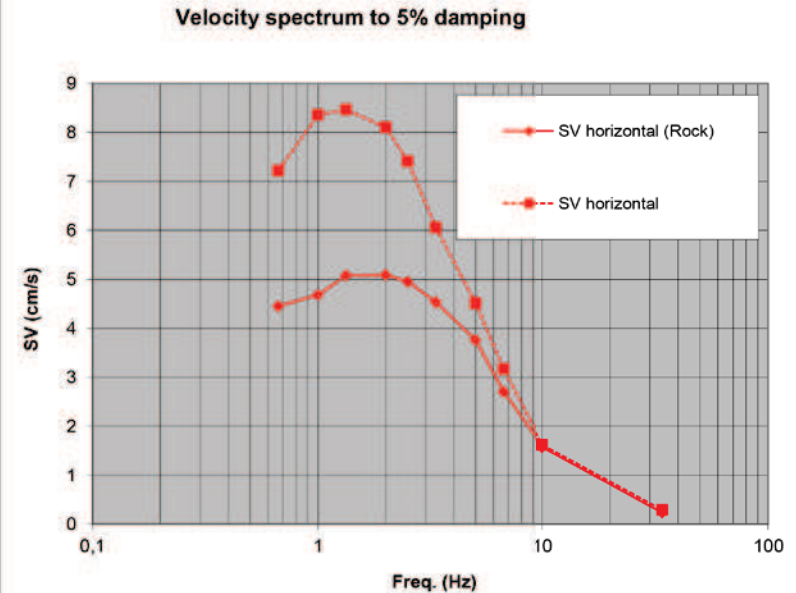
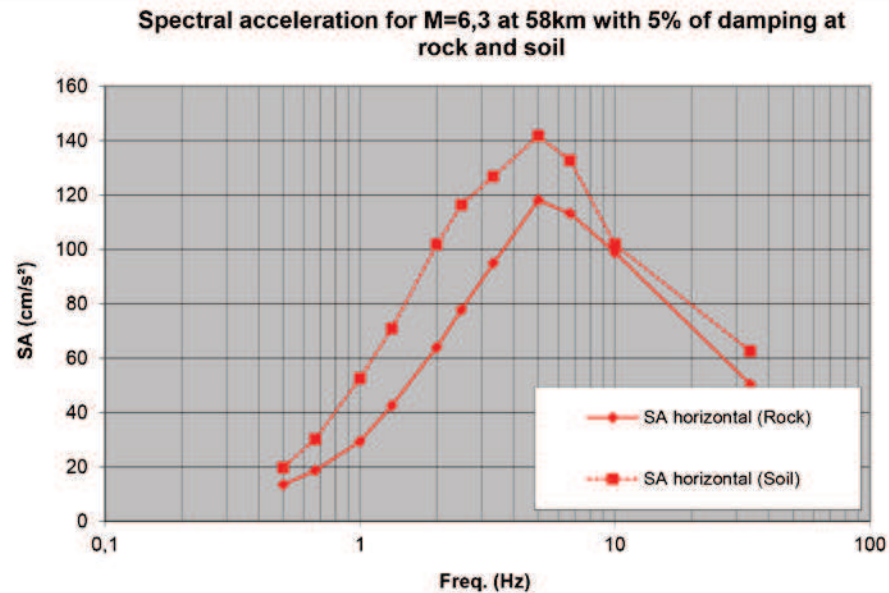
Freq. (Hz)	SA horizontal	SA horizontal	SV horizontal	SV horizontal
0,5	52,2266501	76,7170988	16,6242591	24,419811
0,667	70,8299433	114,872717	16,9009529	27,4101361
1	102,509432	183,131826	16,3148828	29,1463353
1,333	146,997781	245,081641	17,5509554	29,2617814
2	207,394816	330,215836	16,5039551	26,2777413
2,5	246,044027	368,139847	15,6636493	23,4365105
3,333	290,140253	387,800161	13,8545621	18,5179455
5	342,589965	410,936424	10,9049773	13,0805126
6,667	336,847524	394,851106	8,04124021	9,42590451
10	309,068855	318,460258	4,9189836	5,06845243
34	158,661779	197,002764	0,74270019	0,9221754



The SS1 segment/UB1 values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)
 Dist. (km) 58 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 6,3
 0 1

Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	13,43011032	19,72784197	4,27493689	6,279567131
0,667	18,65729359	30,25858713	4,45187481	7,220095521
1	29,40394051	52,52977438	4,67978248	8,360373252
1,333	42,52005102	70,89143655	5,07672641	8,464157951
2	63,93462058	101,7972608	5,08775545	8,100768629
2,5	77,80531743	116,4150902	4,95324035	7,41121482
3,333	94,88013885	126,8163682	4,53064599	6,055641123
5	118,1273688	141,6936966	3,76011093	4,510250444
6,667	113,2568399	132,7591429	2,7036727	3,169232613
10	98,84342171	101,8468898	1,57314192	1,620943595
34	50,31934207	62,47912719	0,23554624	0,292466527

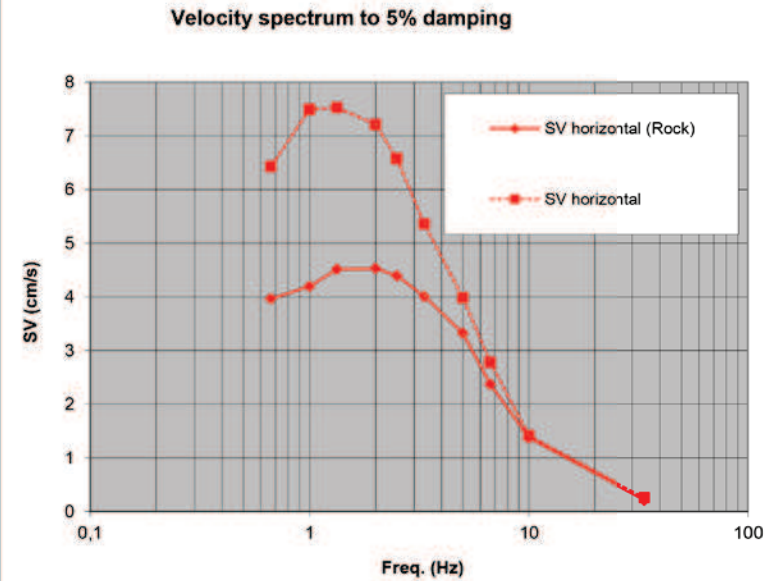
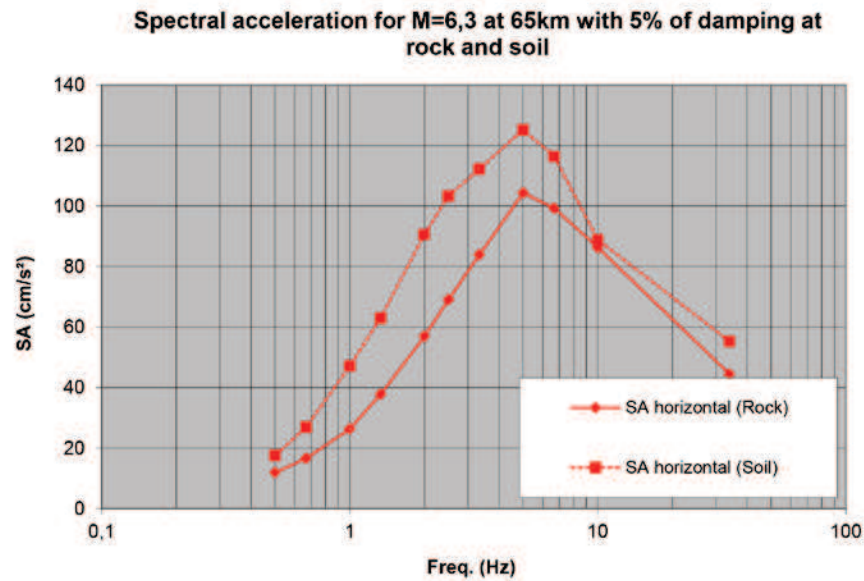


The SS1 segment/ UB2 values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)

Dist. (km) 65 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 6,3
0 1

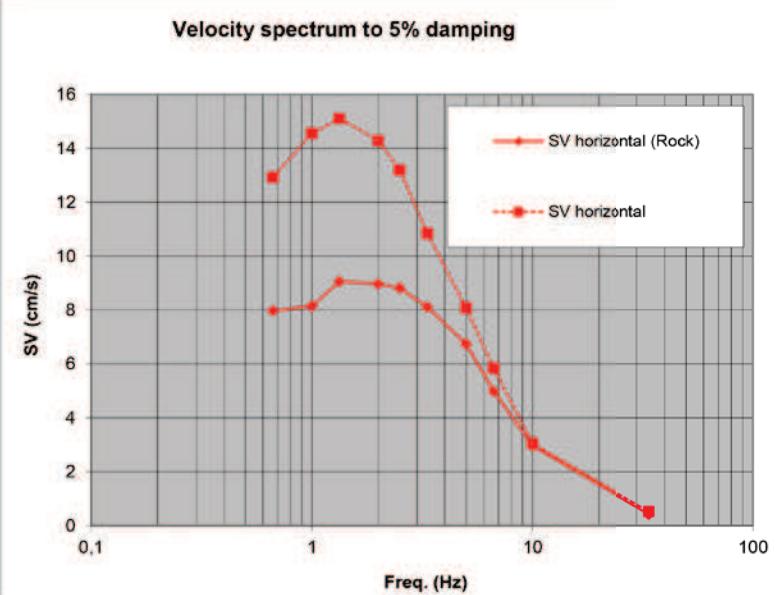
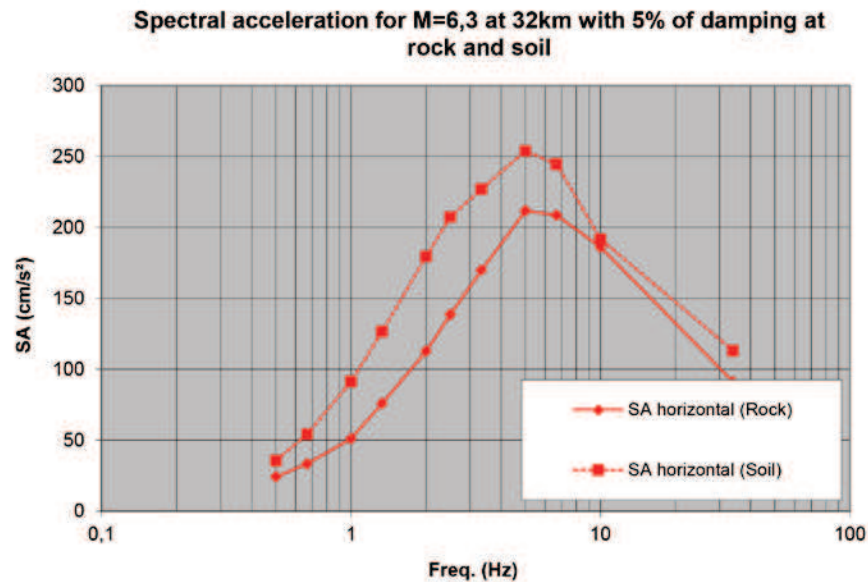
Freq. (Hz)	SA horizontal	SA horizontal	SV horizontal	SV horizontal
0,5	11,92991487	17,52416544	3,79740984	5,578115106
0,667	16,60746521	26,93415477	3,96275889	6,426842384
1	26,3534239	47,08006435	4,19427768	7,493024963
1,333	37,80119959	63,02394465	4,51331416	7,524810446
2	56,92459474	90,63583652	4,52991532	7,212570702
2,5	69,0292756	103,2840635	4,39454017	6,575267697
3,333	83,94504796	112,2005747	4,00848165	5,357718598
5	104,3567675	125,1758699	3,32177908	3,984471689
6,667	99,33786592	116,4433861	2,37139829	2,779742085
10	86,26991901	88,89132716	1,37302841	1,414749411
34	44,49397006	55,24604059	0,20827751	0,258608248



The SS1 segment/airport values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)
 Dist. (km) 32 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 6,3
 0 1

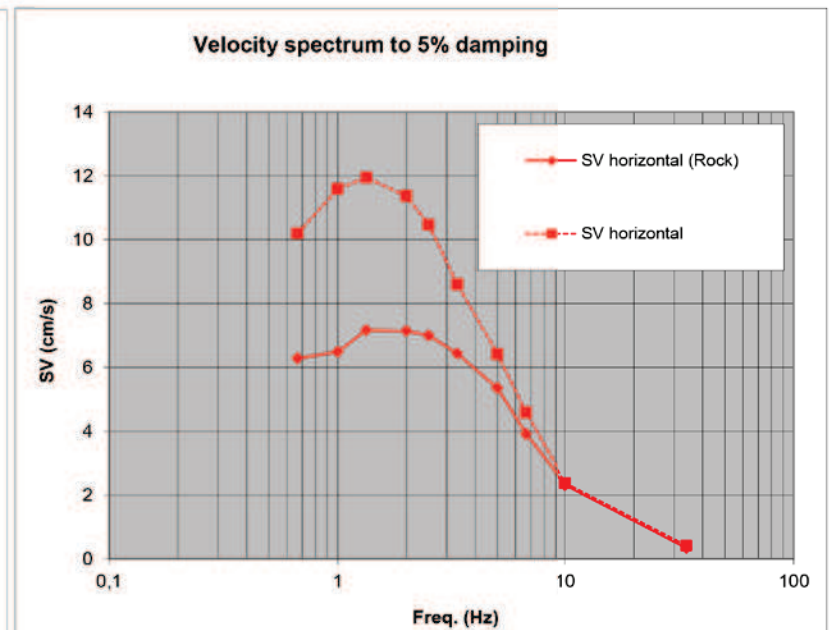
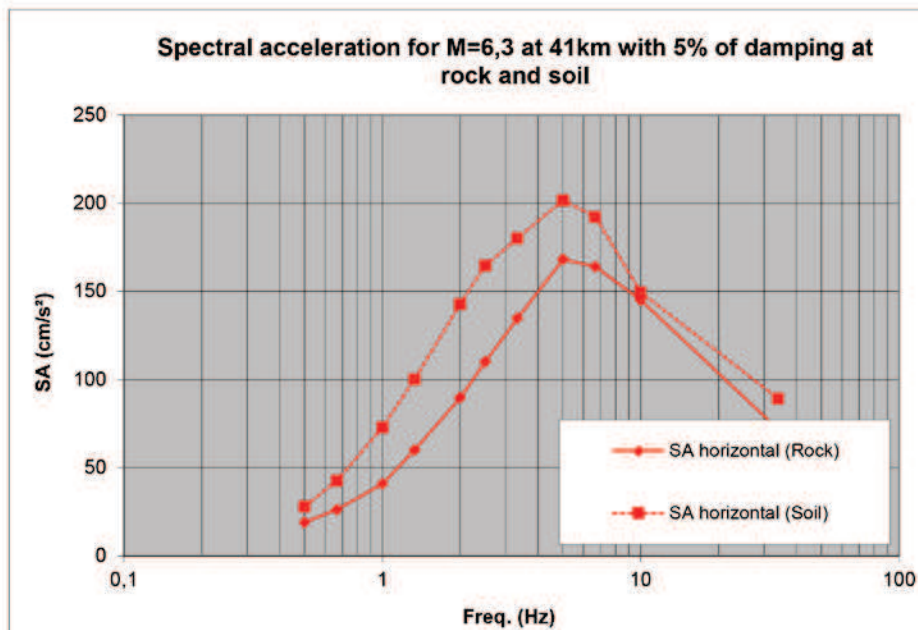
Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	24,28282263	35,66967625	7,72946251	11,35401059
0,667	33,40080191	54,1697578	7,96986916	12,92561427
1	51,17914651	91,43090933	8,14541415	14,55168117
1,333	75,90026322	126,5445023	9,0621921	15,10891452
2	112,7422945	179,5092651	8,97174673	14,28489344
2,5	138,541187	207,2902639	8,8198059	13,19650806
3,333	169,8534055	227,0253002	8,1107138	10,8407437
5	211,740041	253,9820316	6,73989484	8,084499159
6,667	208,6581279	244,5880905	4,98109682	5,838818602
10	186,1564729	191,8130459	2,96277229	3,052799441
34	91,13833034	113,1621182	0,42662105	0,529715014



The SS1 segment/Zunnmod values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)
 Dist. (km) 41 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 6,3
 0 1

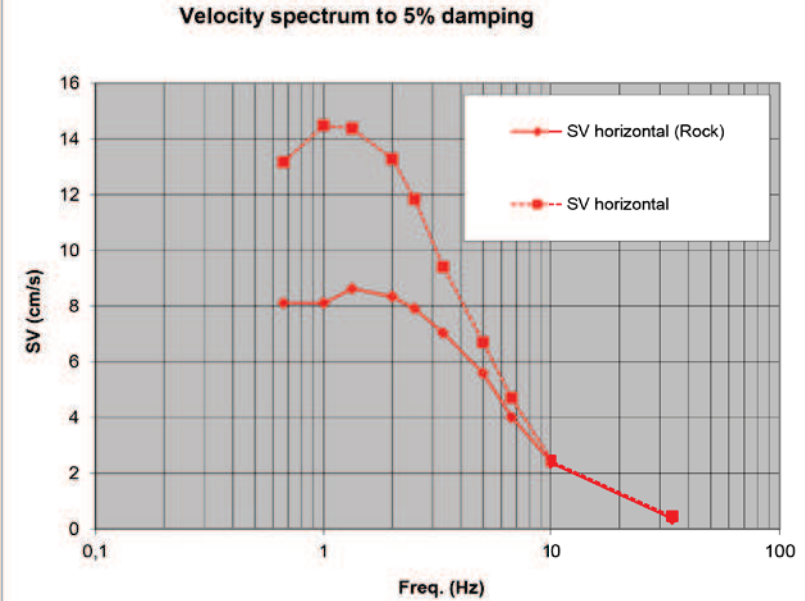
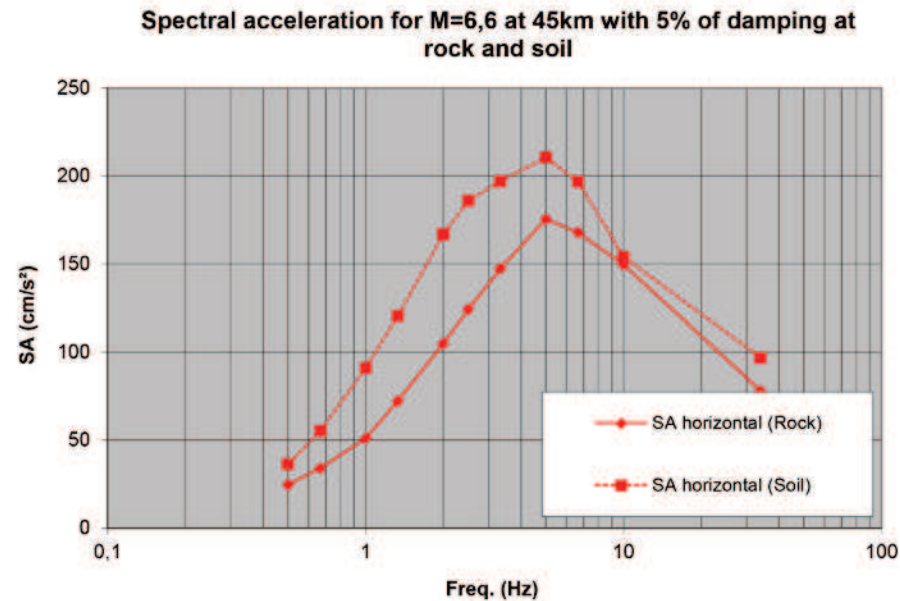
Freq. (Hz)	SA horizontal	SA horizontal	SV horizontal	SV horizontal
0,5	19,0702647	28,01281294	6,07025379	8,916755297
0,667	26,33762178	42,71462094	6,28450179	10,19226846
1	40,78141639	72,85549367	6,49056401	11,59531195
1,333	60,03357212	100,0908058	7,16777176	11,95044748
2	89,71204115	142,8402948	7,1390574	11,3668695
2,5	109,9728954	164,5453674	7,00109197	10,47528343
3,333	134,7557432	180,1139221	6,43475627	8,600666375
5	168,1038632	201,6404668	5,35091216	6,418415403
6,667	164,057789	192,30778	3,91639539	4,590780528
10	145,1114845	149,5208596	2,30952101	2,37969839
34	71,83142621	89,18965611	0,3362449	0,417499254



The SS2 segment/UB1: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)
 Dist. (km) 45 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 6,6
 0 1

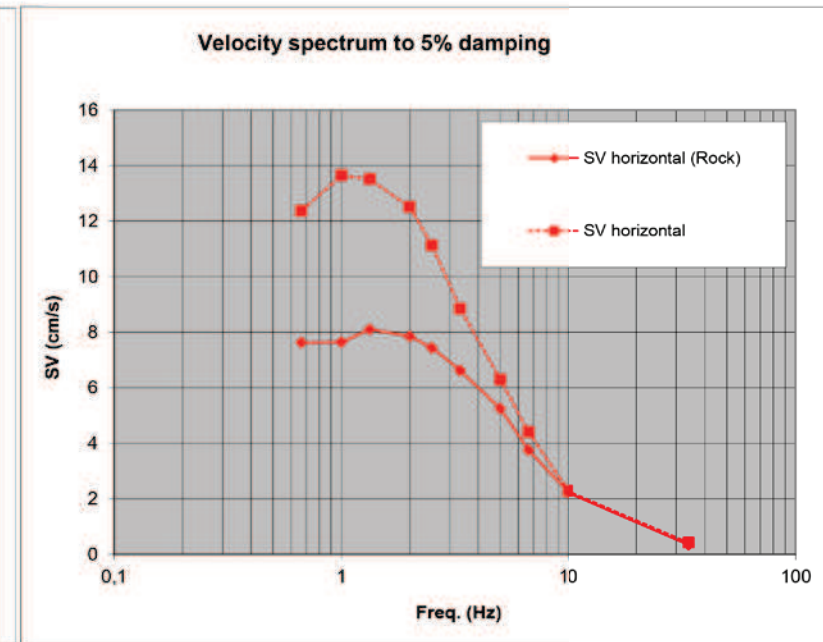
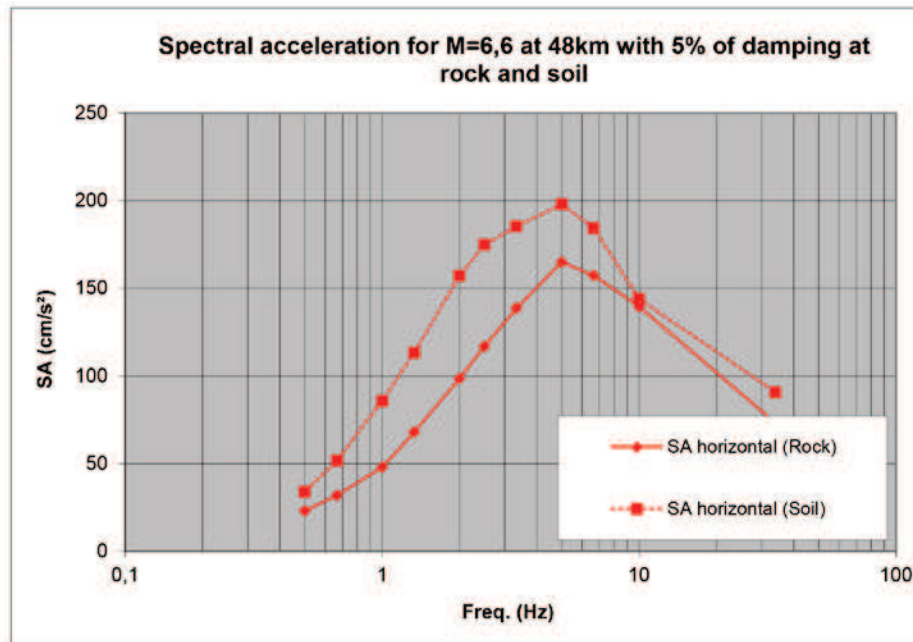
Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	24,67773596	36,24977482	7,85516732	11,5386617
0,667	34,00341984	55,14708963	8,11366169	13,15881846
1	50,93499303	90,99473217	8,10655592	14,48226142
1,333	72,21659298	120,4029134	8,6223764	14,37563303
2	104,8342499	166,9180076	8,34244454	13,282913
2,5	124,2506869	185,908308	7,9100444	11,83529047
3,333	147,4565621	197,0897798	7,04123635	9,411284933
5	175,5784575	210,6062375	5,58883588	6,703804748
6,667	167,8567991	196,760962	4,00708554	4,697087102
10	149,5300546	154,0736928	2,37984473	2,452158981
34	77,95057417	96,78751029	0,3648888	0,45306502



The SS2 segment/UB2: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)
 Dist. (km) 48 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 6,6
 0 1

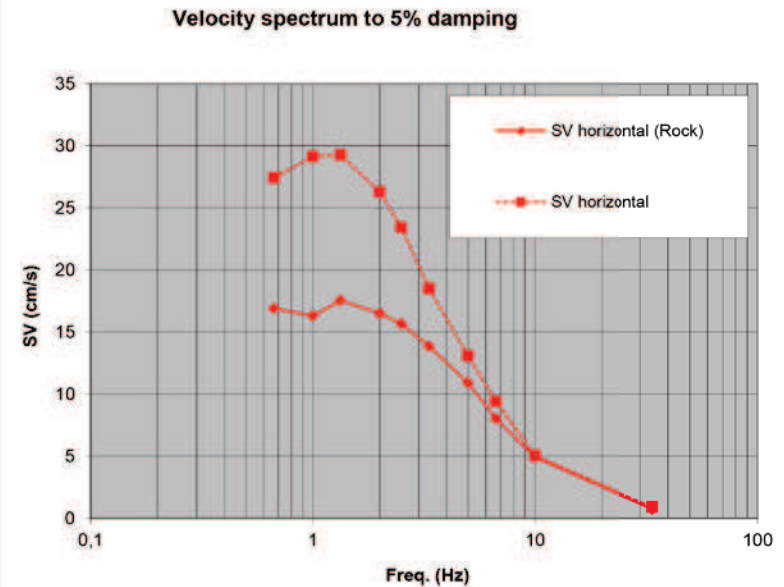
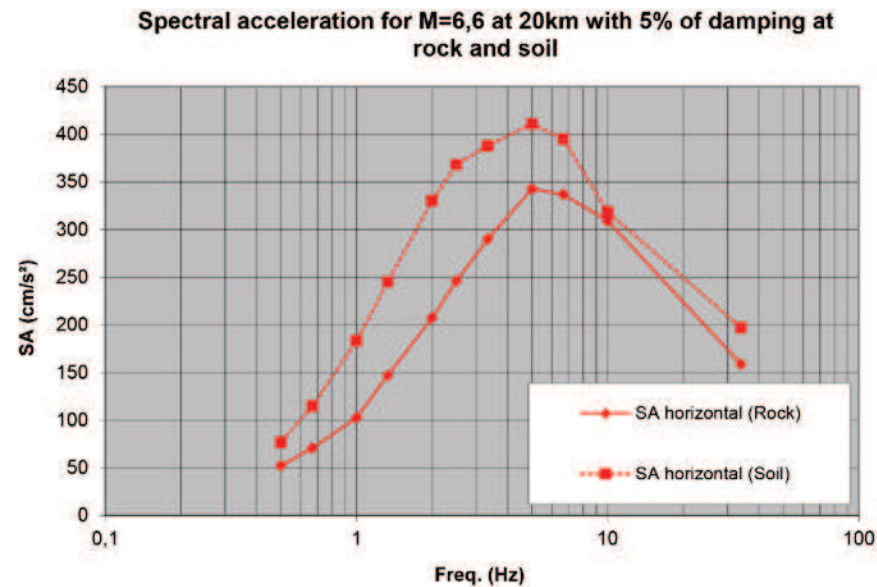
Freq. (Hz)	SA horizontal	SA horizontal	SV horizontal	SV horizontal
0,5	23,15571856	34,01404347	7,37069414	10,8270063
0,667	31,94483223	51,80845147	7,62245571	12,36217563
1	48,01050766	85,7701754	7,64110961	13,65074738
1,333	67,88092481	113,1742827	8,10471472	13,51256303
2	98,6951755	157,1433197	7,85391252	12,50506806
2,5	116,8528017	174,8393285	7,4390804	11,13061735
3,333	138,6059291	185,2600634	6,61860749	8,846401095
5	165,0297139	197,9530269	5,25305895	6,301040545
6,667	157,2708593	184,3521725	3,75437748	4,400863884
10	139,73407	143,9800463	2,2239368	2,291513607
34	73,15776563	90,83650852	0,34245353	0,425208216



The SS2 segment/airport: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)
 Dist. (km) 20 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 6,6
 0 1

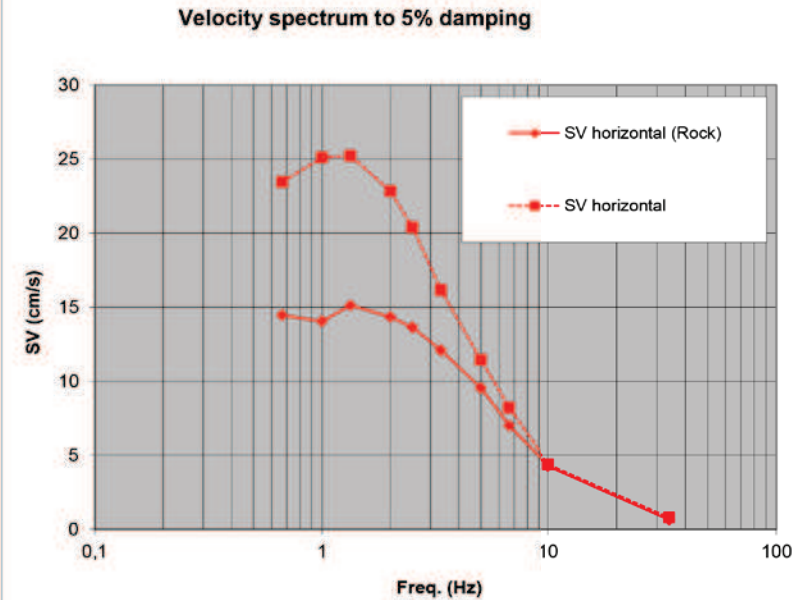
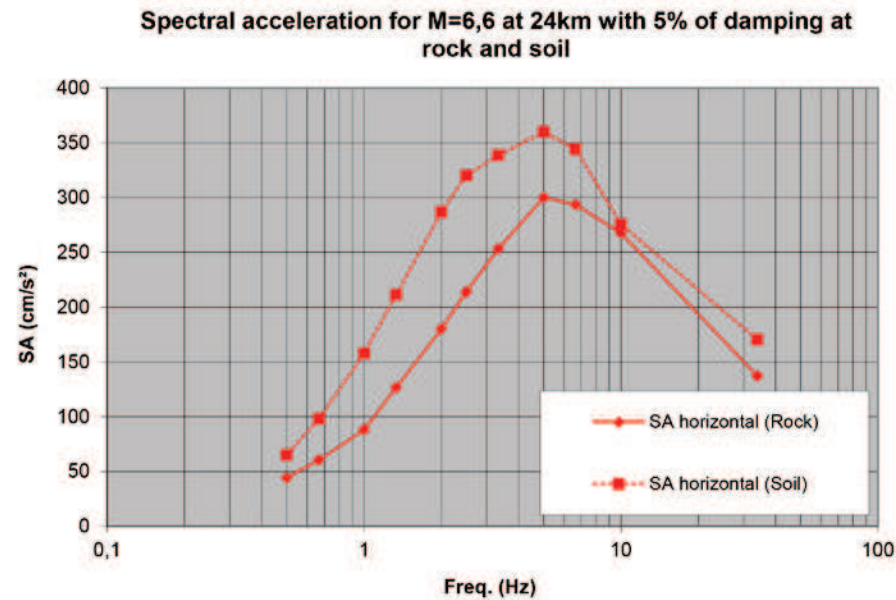
Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	52,22665015	76,7170988	16,6242591	24,41981099
0,667	70,82994329	114,8727172	16,9009529	27,41013609
1	102,5094316	183,1318258	16,3148828	29,14633532
1,333	146,9977813	245,0816411	17,5509554	29,26178143
2	207,3948161	330,2158361	16,5039551	26,2777413
2,5	246,0440274	368,1398468	15,6636493	23,43651054
3,333	290,1402525	387,8001607	13,8545621	18,51794555
5	342,5899647	410,9364239	10,9049773	13,08051263
6,667	336,8475237	394,8511062	8,04124021	9,425904505
10	309,0688549	318,4602583	4,9189836	5,068452429
34	158,661779	197,002764	0,74270019	0,922175403



The SS2 segment/Zuunmod: values in the table: SA (rocks)/SA (soft sediments)/SV (rocks)/SV (soft sediments).

Fukushima et al. (2003)
 Dist. (km) 24 Prof. (km) 10 Rock site 1 Soil site 0 Mw 6,6
 0 1

Freq. (Hz)	SA horizontal (Rock)	SA horizontal (Soil)	SV horizontal (Rock)	SV horizontal (Soil)
0,5	44,50294558	65,3715462	14,1657275	20,80840943
0,667	60,58643324	98,2596892	14,4567171	23,44604984
1	88,29958207	157,7461062	14,053315	25,10607256
1,333	126,7172211	211,2689337	15,1295365	25,22467751
2	180,1884514	286,8976249	14,3389414	22,83058758
2,5	214,0790829	320,3127571	13,6286977	20,39174345
3,333	253,2583766	338,5040106	12,0934061	16,16399236
5	299,9815965	359,827716	9,54871079	11,45367193
6,667	293,5394779	344,0856156	7,00738847	8,214028284
10	267,6408107	275,7733767	4,2596358	4,389069607
34	137,1493117	170,2917594	0,64199973	0,797140449



Annexe C

Modified Mercalli Intensity Scale (MMI)

The Modified Mercalli Intensity (MMI) scale depicts shaking severity. An earthquake has a single magnitude that indicates the overall size and energy released by the earthquake. However, the amount of shaking experienced at different locations varies based on not only that overall magnitude, how far you are from the fault that ruptured in the earthquake, and whether you are on rock or thick valley deposits that shake longer and harder than rock. While newer buildings in the Bay Area are designed to withstand this shaking component without killing people, the buildings can still be heavily damaged and may not be able to be used for days, weeks, or even months after the earthquake. The descriptions of the various MMI categories that follow focus on damage to older unreinforced masonry buildings, chimneys, and wood-frame homes.

Intensity	Shaking	Description/Damage
I	Not felt	Not felt except by a very few under especially favorable conditions.
II	Weak	Felt only by a few persons at rest, especially on upper floors of buildings.
III	Weak	Felt quite noticeably by persons indoors, especially on upper floors of buildings. Many people do not recognize it as an earthquake. Standing motor cars may rock slightly. Vibrations similar to the passing of a truck. Duration estimated.
IV	Light	Felt indoors by many, outdoors by few during the day. At night, some awakened. Dishes, windows, doors disturbed; walls make cracking sound. Sensation like heavy truck striking building. Standing motor cars rocked noticeably.
V	Moderate	Felt by nearly everyone; many awakened. Some dishes, windows broken. Unstable objects overturned. Pendulum clocks may stop.
VI	Strong	Felt by all, many frightened. Some heavy furniture moved; a few instances of fallen plaster. Damage slight.

VII	Very strong	Damage negligible in buildings of good design and construction; slight to moderate in well-built ordinary structures; considerable damage in poorly built or badly designed structures; some chimneys broken.
VIII	Severe	Damage slight in specially designed structures; considerable damage in ordinary substantial buildings with partial collapse. Damage great in poorly built structures. Fall of chimneys, factory stacks, columns, monuments, walls. Heavy furniture overturned.
IX	Violent	Damage considerable in specially designed structures; well-designed frame structures thrown out of plumb. Damage great in substantial buildings, with partial collapse. Buildings shifted off foundations.
X	Extreme	Some well-built wooden structures destroyed; most masonry and frame structures destroyed with foundations. Rails bent.

Abridged from the severity of an earthquake. A U. S. Geological Survey General Interest Publication. U.S. GOVERNMENT PRINTING OFFICE: 1989-288-913.