Développement d'une approche de paléosismologie géophysique par imagerie Géoradar. Applications aux failles décrochantes actives de Nouvelle Zélande

Sophie Beaupretre

▶ **To cite this version:**

Sophie Beaupretre. Développement d'une approche de paléosismologie géophysique par imagerie Géoradar. Applications aux failles décrochantes actives de Nouvelle Zélande. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2013. Français. NNT : 2013GRENU001 . tel-00934235

HAL Id: tel-00934235

https://theses.hal.science/tel-00934235

Submitted on 21 Jan 2014

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 GRENOBLE

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Terre Solide**

Arrêté ministérial : 7 août 2006

Présentée par

Sophie BEAUPRETRE

Thèse dirigée par **Isabelle MANIGHETTI**
et codirigée par **Stéphane GARAMBOIS**

préparée au sein du **Laboratoire ISTerre**
et de **l'École Doctorale Terre Univers Environnement**

Développement d'une approche de paléosismologie géophysique par imagerie Géoradar

Applications aux failles décrochantes actives de Nouvelle Zélande

Thèse soutenue publiquement le **24 janvier 2013**,
devant le jury composé de :

M. Paul TAPPONNIER
Physicien des Observatoires, Observatoire de Singapour, Rapporteur
M. Kris VANNESTE
Scientifique de l'Observatoire Royal de Belgique, Rapporteur
M. Maksim BANO
Maître de Conférence, EOST Strasbourg, Examinateur
M. Fabrice COTTON
Professeur, Universi†é Joseph Fourier, Examinateur
M. Jacques MALAVIEILLE
Directeur de Recherche, Géosciences Montpellier, Examinateur
Mme Isabelle MANIGHETTI
Physicienne des Observatoires, GéoAzur, Directeur de thèse
M. Stéphane GARAMBOIS
Maître de Conférence, Université Joseph Fourier, Co-Directeur de thèse

Résumé – Acquérir des informations sur les forts séismes qui se sont produits par le passé est crucial pour pouvoir anticiper les caractéristiques des forts séismes futurs qui nous menacent. Une partie des traces laissées par les forts séismes passés est enfouie dans les premiers mètres du sol. Jusqu'à maintenant, la recherche de ces traces a été menée en effectuant des tranchées de quelques mètres de profondeur à travers les failles sismogènes. Bien que pertinente, cette méthode est destructive et permet au mieux de retrouver les traces des quelques derniers événements. L'objectif de ce travail, mené dans le cadre du projet ANR CENTURISK, a été de développer une nouvelle forme de paléosismologie, de nature géophysique, basée sur l'imagerie géoradar pseudo 3D et multi-fréquences. Le principe est d'imager à haute résolution l'architecture des $\approx$ 10 premiers mètres du sol sur de vastes zones de part et d'autre d'une faille active, afin de rechercher et détecter les traces enfouies, et en particulier les décalages, produits par les derniers 10–20 forts séismes sur la faille. Nous avons développé cette approche en adaptant l'acquisition géoradar et le traitement des données aux objectifs fixés. Puis nous avons appliqué cette approche à certaines des grandes failles actives décrochantes de Nouvelle Zélande, où les conditions de sédimentation sont idéales. Une douzaine de sites ont été investigués, dont 5 sont présentés dans ce travail. En chacun des sites, nous avons d'abord analysé la morphologie de la surface dans le plus grand détail possible, à partir de données LiDAR et de MNT GPS haute résolution. L'analyse de ces données nous a permis d'identifier l'ensemble des marqueurs morphologiques préservés à la surface, et décalés par la faille considérée. Ces décalages ont été mesurés, offrant des collections denses de valeurs de déplacements cumulés. Nous avons ensuite couvert chaque site par une série de 40–60 profils GPR acquis à 100 et 250 MHz, longs de plusieurs centaines de mètres, parallèles à la faille et régulièrement espacés de 5 à 10 m de part et d'autre de sa trace. En chacun des sites, le traitement des données GPR pseudo-3D révèle par le pointé des réflecteurs principaux, un grand nombre de marqueurs –paléosurfaces et figures d'incision, enfouis dans les premiers 5–10 m du sol. La plupart de ces marqueurs enfouis sont coupés et décalés par les failles considérées, et ces décalages peuvent être mesurés. Ces mesures nous fournissent des collections denses de déplacements cumulés sur chacune des failles investiguées, généralement 10 à 20 fois plus denses que les mesures faites à ce jour. Pour analyser ces collections denses de données, tant en surface qu'en sub-surface, nous avons utilisé des méthodes statistiques qui permettent de déterminer les valeurs de déplacement solidement contraintes. Ces valeurs sont séparées par des incréments de glissement qui sont directement liés aux glissements cosismiques successifs. Nous montrons que les déplacements mesurés dans la sub-surface complètent les lacunes de l'enregistrement de surface, et que les décalages mesurés en surface sont systématiquement inférieurs à ceux mesurés dans la sub-surface sur les mêmes marqueurs. De plus, l'enregistrement de sub-surface se révèle plus long que celui préservé en surface. Appliquée à la faille de Hope, notre nouvelle approche permet d'identifier les 30-35 derniers forts séismes, qui semblent avoir produit chacun un déplacement latéral de 3.2 $\pm$ 1 m et eu une magnitude de l'ordre de Mw 7.0-7.4. Appliquée à la faille de Wellington (site Te Marua), notre approche permet d'identifier un minimum de 15 forts séismes ayant chacun produit un déplacement latéral de 3.7 $\pm$ 1.7 m et eu une magnitude de l'ordre de Mw 6.9-7.6. Ce travail confirme le potentiel de l'imagerie géoradar pseudo-3D à détecter une partie importante de l'histoire sismique des failles et, ce faisant, à fournir des informations cruciales pour déterminer les déplacements et magnitudes des forts séismes passés. Appliquée à d'autres failles sismogènes au monde, cette approche devrait aider à mieux estimer l'aléa sismique.

Mot-clés : paléosismologie, géoradar, failles actives décrochantes, Nouvelle Zélande

Abstract – Collecting information on past strong earthquakes is crucial to anticipate the characteristics of the future strong earthquakes that threaten us. A part of the traces left by the past earthquakes remains hidden in the first few meters of the ground. Until now, paleoseismological trenches across faults have been used to search for these traces. Though relevant, this method is destructive and allows, at best, detecting the few most recent events. The objective of my PhD work, done in the framework of the ANR project CENTURISK, was to develop a novel form of paleoseismology, of geophysical type, based on multi-frequency, pseudo-3D GPR surveys. The idea is to image at high-resolution the architecture of the first $\approx$ 10 m of the ground over wide areas along active faults, in order to detect the possibly buried traces, especially the offsets, produced by the last 10-20 strong earthquakes on the fault. We have first developed the approach by adapting the acquisition and processing of GPR data to the selected targets. We have then applied the approach on some of the largest active strike-slip faults in New Zealand, where sedimentation conditions are ideal. Twelve sites were investigated, 5 of them are presented in this work. At each site, we first analyzed the surface morphology in the greatest detail on LiDAR data and high resolution GPS DEMs. This analysis allowed us to identify all the morphological markers preserved at the ground surface, and being offset by the fault. We measured these surface offsets, doing so collecting a dense population of cumulative displacement values. We then surveyed each site with 40-60, 100 and 250 MHz, hundreds of meters long GPR profiles, parallel to the fault and regularly spaced by 5-10 m on either side of the fault trace. At each site, the processing of the GPR data revealed a large number of buried markers – palaeosurfaces and incision features, hidden in the first 5-10 m of the ground. Most of the buried markers were observed cut and laterally displaced by the fault, and these offsets could be measured. The measures provide a dense collection of cumulative offsets on each investigated fault, generally 10-20 times more than ever reported. To analyze these dense surface and sub-surface data collections, we used statistical methods made to define and retain only the best constrained offset values. These best values are separated by slip increments that are directly related to the successive coseismic slips that we search. The entire analysis revealed that the offsets measured in the sub-surface fill the gaps in the surface record, and that the surface offsets are systematically lower than those measured in the sub-surface on the same markers. Additionally, the buried record is longer than the surface record. Applied to the Hope Fault, our novel approach allowed identifying the last 30-35 strong earthquakes that broke the fault, each had produced a lateral offset at surface of 3.2 $\pm$ 1 m and got a magnitude $\approx$ Mw 7.0-7.4. Applied to the Wellington Fault (at Te Marua site), the approach allowed identifying a minimum of 15 past strong earthquakes, each had produced a lateral offset at surface of 3.7 $\pm$ 1.7 m and got a magnitude $\approx$ Mw 6.9-7.6. My PhD work thus confirms the great potential of pseudo-3D Ground Penetrating Radar survey to detect a significant part of the fault seismic history, and thus to provide critical information to determine the displacements and magnitudes of the past strong earthquakes on faults. Applied to seismogenic faults worldwide, in complement to surface approaches, the geophysical GPR paleoseismology should help better assessing seismic hazard.

Keywords : paleoseismology, GPR, strike-slip active faults, New Zealand

Á mon Ftef,
à mes parents.

Remerciements

Je souhaite adresser ici mes remerciements aux personnes qui m'ont apporté leur aide et leur soutien au cours de ces trois années riches en émotions et qui ont rendu ce travail possible.

Je tiens tout d'abord à remercier mes directeurs de thèse, Isabelle Manighetti et Stéphane Garambois : Isabelle qui m'a proposé ce sujet, et Stéphane pour ses conseils et son soutien. Merci à tous les deux pour votre disponibilité, votre aide et votre patience au cours de ces trois ans, sans lesquelles ce travail n'aurait pas pu être réalisé.

Je souhaite adresser par avance mes remerciements aux rapporteurs Paul Tapponnier et Kris Vanneste ainsi qu'aux examinateurs pour avoir accepté de réviser mon mémoire et d'assister à ma soutenance.

Ce travail n'aurait pas pu être mené à bien sans l'aide des personnes du projet ANR CENTURISK, et plus particulièrement celles qui se sont courageusement dévouées à venir passer quelques semaines en Nouvelle Zélande pour parcourir de long en large les champs de moutons. Je pense particulièrement à Marina Chatton qui a passé 3 mois avec moi sur le terrain, et à Jacques Malavieille pour son énergie, ses conseils, ses recettes de cuisine et son excellent planté de bâton. On se souviendra tous de la faune particulièrement hostile : je ne citerai pas ceux qui se sont retrouvés piégés par d'effrayantes... vaches ! N'est-ce pas Marina, Jacques et Christian ! J'espère qu'Aloé ne gardera pas de cicatrices de sa rencontre avec les Sandflies ! Un grand merci également à Guy Sénéchal pour ses anecdotes, qui rendaient les journées passées à tirer le géoradar beaucoup moins longues, et son aide et ses conseils pour le traitement des données. Je remercie également Rob Langridge pour ses visites sur le terrain ainsi que pour ses conseils, ses informations et ses documents qui m'ont beaucoup aidés.

Je tiens également à remercier tous les néo-zéalandais qui nous ont ouvert les portes de leurs propriétés, et tout particulièrement à M. et Mme Foreman pour leur aide, l'intérêt porté à notre travail et ces très bonnes soirées passées à déguster les spécialités néozélandaises.

Revenons en France maintenant, je remercie le laboratoire ISTerre et tout son personnel de m'avoir accueilli ces 5 dernières années. Merci en particulier à l'équipe Cycle d'avoir accepté de me garder parmi eux après le départ d'Isabelle : une réunion est toujours plus agréable dans la bonne humeur autour de délicieuses viennoiseries ! Je tiens à remercier particulièrement Cécile Lasserre et Andréa Walsperdorf pour leurs conseils et leur soutien. Un grand merci également à François Renard et Christophe Voisin qui ne m'ont pas oubliée après mon master et m'ont soutenue au cours de ces trois ans.

Je tiens à remercier tous les thésards avec qui j'ai partagé de bons moments. Les congrès deviennent beaucoup plus intéressants quand ils sont suivis d'un road trip, merci Anne et Pierre (I) pour l'organisation des voyages et aux autres : Ainhoa, Jean, Pierre (II), Zoucki ! Je remercie également toutes les personnes avec qui j'ai partagé les bureaux et pour nos petits déjs' aux croissants, Je remercie tout particulièrement surtout celle dont je ne me suis jamais séparée, malgré de nombreux déménagements : Zahra et son éternelle bonne humeur. Merci à Aurore, Amir, Aurélien et Dimitri pour leur soutien et leurs conseils.

Je souhaite adresser un grand merci à toutes les personnes de la 'reprise de 15 h le samedi' et ma monitrice Joëlle pour tous ces bons moments passés à cheval et les chutes mémorables ! Ces derniers mois passés assise devant un écran d'ordinateur m'ont paru interminables, vivement la prochaine reprise !

Je n'oublie bien sûr pas mes parents, ma famille et mes plus proches amis et les remercie profondément pour leur soutien, leurs encouragements, leur aide. Anne j'espère qu'on

trouvera enfin le temps de faire une rando ensemble !

Enfin, j'adresse mes plus profonds et sincères remerciements à mon Ftef qui m'a toujours soutenue et encouragée et sans qui je ne serais pas arrivée jusque là. Merci d'avoir toujours cru en moi, d'avoir fait preuve d'autant de patience et d'avoir fait tous ces sacrifices pour moi. Je ne sais pas combien de fois j'ai pu répéter ces derniers mois 'on fera ça plus tard quand j'aurai terminé ma thèse'. On a connu le meilleur et surtout le pire ces trois dernières années tous les deux, c'était un bon test !

Merci à toutes et à tous !

TABLE DES MATIÈRES

Table des matières i

Introduction 1

1 Contexte général : les méthodes paléosismologiques existantes et les failles actives de Nouvelle Zélande 9
1.1 Introduction . . . 10
1.2 Les méthodes de paléosismologie . . . 12
1.2.1 Analyse morphotectonique de la surface : trace des failles et identification de marqueurs décalés . . . 14
1.2.2 Tranchées paléosismologiques . . . 20
1.2.3 Méthodes géophysiques en paléosismologie . . . 22
1.3 Contexte tectonique et sédimentaire de la Nouvelle Zélande . . . 25
1.3.1 Contexte géologique long terme . . . 26
1.3.2 Contexte climatique et conséquences sur la sédimentation au Quaternaire . . . 28
1.3.3 Contexte tectonique actuel . . . 29
1.3.4 La sismicité instrumentale et historique . . . 34

2 Acquisitions et traitements des données géoradar pseudo 3D pour une application à la paléosismologie 39
2.1 Introduction . . . 40
2.2 Reconnaissance des sites . . . 41
2.3 Principe du géoradar . . . 42
2.3.1 Propagation des ondes électromagnétiques . . . 42
2.3.2 Émission, réflexion, réfraction, transmission et réception des signaux EM . . . 44
2.3.3 Résolution et profondeur de pénétration . . . 46
2.4 Acquisitions et traitements des données . . . 49
2.4.1 Acquisition et traitement des données topographiques . . . 49
2.4.2 Acquisition des données GPR . . . 50
2.4.3 Traitements des données GPR . . . 54
2.4.4 Visualisation et analyse des profils GPR . . . 59
2.4.5 Création de MNE . . . 60

2.5 Conclusions . . . 61
2.5.1 Avantages et inconvénients du géoradar . . . 61
2.5.2 Confiance et objectivité de l'interprétation . . . 62

3 Première application du géoradar à l'analyse paléosismologique d'une zone de faille : le site de Terako, faille de Hope 65
3.1 Introduction . . . 66
3.2 Résumé . . . 71
3.3 GPR-based paleoseismology . . . 75
Abstract . . . 76
3.3.1 Introduction . . . 77
3.3.2 The target Hope Fault . . . 78
3.3.3 High-resolution morpho-tectonic analysis . . . 79
3.3.4 GPR morphotectonic analysis . . . 84
3.3.5 Correlation of buried markers across the fault . . . 97
3.3.6 Interpretation and discussion . . . 101
3.3.7 Conclusions . . . 110
3.4 Données et travaux complémentaires . . . 114
3.5 Conclusions et perspectives . . . 121

4 Approche géoradar versus approche classique en paléosismologie 125
4.1 Introduction . . . 126
4.2 Résumé . . . 131
4.3 GPR imaging of offset alluvial terraces . . . 135
4.3.1 Abstract . . . 136
4.3.2 Introduction . . . 137
4.3.3 Slip Record at Te Marua . . . 138
4.3.4 Data acquisition and processing . . . 141
4.3.5 Surface and GPR data analysis . . . 150
4.3.6 Offset measure and interpretation . . . 156
4.3.7 Discussion . . . 173
4.3.8 Conclusions . . . 186
4.4 Travaux complémentaires . . . 189
4.5 Conclusions et perspectives . . . 190

5 Analyse morphotectonique de la surface le long de la faille de Hope sur des données LiDAR et implications paléosismologiques 195
5.1 Introduction . . . 196
5.2 Résumé . . . 196
5.3 > 35 paleo-earthquakes on the Hope fault from LiDAR data . . . 199
5.3.1 Introduction . . . 199
5.3.2 Tectonic and alluvial setting of the Eastern Hope fault . . . 200
5.3.3 Identification of the offset markers in the LiDAR data . . . 202
5.3.4 Measurement of the fault lateral offsets . . . 204
5.3.5 Discussion . . . 213
5.3.6 Conclusions . . . 219
5.4 Comparaison aux résultats de sub-surface . . . 221
5.5 Conclusions . . . 223

6 Investigation géoradar multi-sites de la faille de Wairarapa – Résultats préliminaires **227**
6.1 Introduction . . . 228
6.2 Connaissances sur la faille de Wairarapa . . . 229
6.2.1 Géométrie et cinématique de la faille . . . 229
6.2.2 Séisme de 1855 . . . 233
6.2.3 Séismes préhistoriques . . . 235
6.3 Acquisition et traitement des données . . . 236
6.4 Le site de Mikimiki . . . 237
6.4.1 Description . . . 237
6.4.2 Acquisition et traitement des données GPR . . . 240
6.4.3 Analyse des MNT de sub-surface . . . 245
6.4.4 Bilan . . . 246
6.5 Le site d'Underhill . . . 248
6.5.1 Description . . . 248
6.5.2 Acquisition et traitement des données GPR . . . 251
6.5.3 Description des MNT de sub-surface . . . 256
6.5.4 Bilan . . . 256
6.6 Le site de Pigeon Bush . . . 259
6.6.1 Description . . . 259
6.6.2 Acquisition et traitement des données GPR . . . 261
6.6.3 Description des MNT de sub-surface . . . 266
6.6.4 Bilan . . . 270
6.7 Conclusions préliminaires . . . 270

Conclusions et perspectives **273**

Bibliographie **281**

Annexe A: Annexes du chapitre 1 **i**

Annexe B: Annexes du chapitre 2 **iii**

Annexe C: GPR-based Paleoseismology – Electronic Supplement **vii**

Annexe D: GPR imaging of offset alluvial terraces –Electronic Supplement **xxix**

Annexe E: More than 35 paleo-earthquakes on the Hope fault –Electronic Supplement **xlix**

INTRODUCTION

La motivation de ce travail de thèse a été de contribuer à développer une nouvelle méthodologie et d'acquérir de nouvelles données permettant de mieux estimer l'aléa sismique relatif aux failles sismogènes. Ces développements et acquisitions ont eu pour cible les grandes failles actives décrochantes de Nouvelle-Zélande, mais ont vocation, à terme, à être appliqués à d'autres failles actives de par le monde.

Bien que les forts séismes (Mw $\geq$ 6) soient relativement rares à l'échelle de temps humaine, leur effet cause d'importants dommages et souvent de nombreuses victimes. Ceci justifie pleinement que l'on recherche à mieux les comprendre et les anticiper. Les questions majeures auxquelles nous souhaiterions pouvoir répondre sont : où et quand se produira le prochain fort séisme sur une faille donnée ? Quels seront sa magnitude et ses effets notamment en termes de mouvements forts du sol ? Alors que la plupart des failles sismogènes (ou dites 'actives') majeures au monde sont désormais connues [e.g. Tapponnier et al., 2001a, Bozkurt, 2001, Galadini et al., 2001, Prentice et al., 2003], et avec elles la localisation des futurs grands séismes, l'anticipation des paramètres 'date-magnitude-effets' des forts événements à venir reste un défi non atteint à ce jour en dépit d'un très grand nombre d'études. Une des difficultés provient du temps de retour de ces forts événements, généralement long (plusieurs centaines à milliers d'années), et surtout plus long que le temps d'observation humaine. Nous n'avons donc généralement pas pu observer comment deux forts séismes, et à fortiori plus de deux événements, se répètent sur une faille donnée. Il est alors impossible de savoir si les forts séismes sur une faille sont similaires ou dissemblables, s'ils se répètent de façon régulière ou irrégulière, s'ils produisent ou non les mêmes effets, etc. Seul le segment de Parkfield sur la faille de San Andreas a rompu au cours de 5 'forts' événements successifs de Mw $\approx$ 6 (1881, 1901, 1922, 1934, 1966, 2004) qui ont pu être observés au cours des deux derniers siècles. Bien qu'ils aient certains points communs, ces séismes ne sont pas semblables en termes de localisation de l'épicentre et de direction de propagation de la rupture, et ne se sont pas répétés de façon régulière [e.g. Bakun and Lindh, 1985, Jackson and Kagan, 2006]. Si de telles 'irrégularités' sont la norme, l'anticipation des paramètres des forts séismes à venir pourrait s'avérer difficile, voire impossible. Une façon d'étendre nos connaissances sur les forts séismes et sur la façon dont ils se répètent, est de regarder dans le passé et de déterminer les caractéristiques (où, quand, quelle magnitude) des forts événements préhistoriques. Parvenir à connaître ces caractéristiques serait une aide précieuse pour anticiper celles des événements futurs. Ce domaine d'étude des séismes passés (i.e., antérieurs à la période historique et donc généralement aux derniers $\geq$ 2000 ans) est celui de la paléosismologie [e.g. Yeats et al.,

1997, Weldon et al., 2004, Liu-Zeng et al., 2006, McCalpin, 2009, Zielke and Arrowsmith, 2012]. L'objectif de la paléosismologie est de documenter l'histoire sismique d'une faille (i.e., localisation, âge, et déplacements associés aux plus grandes ruptures sur la faille) sur une période de temps suffisamment longue (plusieurs milliers à dizaines de milliers d'années) pour inclure un grand nombre d'événements successifs. Ce grand nombre est nécessaire pour permettre d'examiner les éventuelles similarités ou dissemblances dans les modes de répétition et les caractéristiques des événements successifs. Ce 'grand' nombre n'est pas défini mais il est certain que 10-20 forts séismes successifs serait un minimum.

Jusqu'à aujourd'hui, rares sont les études paléosismologiques qui ont permis de documenter un si grand nombre d'événements et une si longue histoire du glissement sur une faille. Ceci pour plusieurs raisons. Tout d'abord, seuls les séismes de magnitude relativement forte (Mw $\geq$ 6) et assez peu profonds ($\leq$ 30 km) laissent des traces de rupture en surface ou très proche surface. Quelque soit leur nature (déplacements de marqueurs morphologiques, portions d'escarpement exhumées, soulèvements de marqueurs côtiers, etc), ces traces sont rapidement dégradées par l'érosion ou enfouies par la sédimentation, et donc s'amoindrissent ou disparaissent avec le temps. De plus, les séismes se répétant au cours du temps, leurs traces se superposent et produisent un signal complexe à analyser. Une autre difficulté est d'ordre méthodologique. Non seulement les traces des anciens forts séismes sont difficiles à déceler et analyser, mais les méthodes qui permettent ces détections et ces analyses sont peu nombreuses et souvent uniquement applicables localement car destructrices. C'est notamment le cas des tranchées paléosismologiques [Rockwell et al., 2009b, McCalpin, 2009], des échantillonnages d'escarpements exhumés pour mesures du contenu en isotopes cosmogéniques [Schlagenhauf et al., 2010, 2011, Palumbo et al., 2004, Benedetti et al., 2003], des échantillonnages de coraux soulevés sismiquement [Zachariasen et al., 1999, Sieh et al., 2008], etc. Enfin, il est rare qu'une méthode paléosismologique permette de déterminer à la fois les déplacements produits par le séisme, et l'âge du séisme. La plupart des études paléosismologiques réalisées à ce jour ne documentent que l'âge de quelques séismes passés [e.g. Weldon et al., 2004, Daëron et al., 2007, Marco et al., 1996], mais peu leurs déplacements, notamment dans le cas particulier des failles décrochantes. Des exemples bien documentés de mesures de glissements sont plus rares et dépassent rarement quelques événements [Sieh, 1996, Weldon et al., 2004, Zielke and Arrowsmith, 2012]. Des enregistrements de glissements cosismiques plus longs existent mais sont généralement peu précis car basés sur des évidences indirectes (épaisseur du colluvion, par exemple) [Liu-Zeng et al., 2006]. Or si la détermination des dates d'occurrence des forts séismes passés est capitale [Langridge et al., in press], celle des déplacements produits l'est tout autant. Le déplacement cosismique variant le long des ruptures [e.g., Manighetti et al., 2005, Nicol et al., 2009] (Fig. 1), il est à priori nécessaire de documenter le glissement produit par chacun des séismes passés en plusieurs points de la longueur de rupture. Les déplacements maximum et moyen produits en surface peuvent alors être déterminés, et ces quantités sont fondamentales pour estimer la magnitude des événements passés.

L'objectif de ce travail est de développer une nouvelle approche paléosismologique, géophysique, qui permette : 1) de rechercher la trace des anciens forts séismes de façon non destructive, relativement rapide et peu coûteuse de mise en œuvre ; 2) de documenter ces traces sur de grandes distances de sorte à accéder à de grandes gammes de déplacements cumulés et donc à un grand nombre d'événements passés successifs ; 3) d'analyser aisément plusieurs sites le long d'une faille donnée, de sorte à examiner la variabilité spatiale des déplacements. Comme nous le verrons dans la suite, les collections de déplacements cumulés obtenues sont extrêmement denses et permettent, lorsqu'elles sont analysées avec

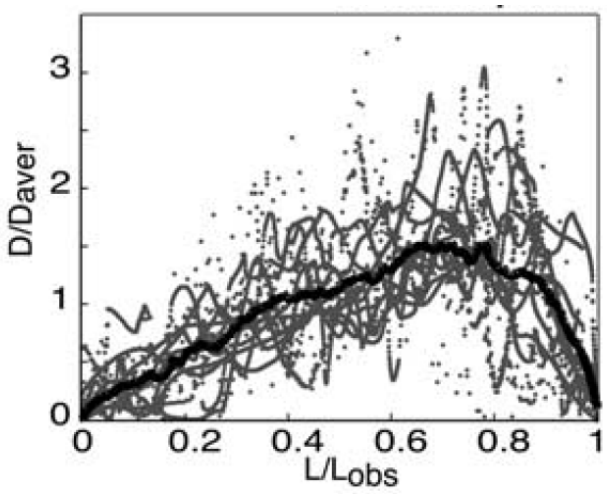


FIGURE *1 – Profils de déplacements cosismiques (D, mesurés en surface) versus longueur (L) de 23 ruptures sismiques [d'après Manighetti et al., 2005]. Les profils ont été normalisés par la longueur de rupture (L_{obs}) et le déplacement moyen (D_{aver}). Les 23 profils montrent la même forme enveloppe, représentée par la fonction en trait épais qui moyenne l'ensemble des profils. Cette forme enveloppe générique est globalement triangulaire et fortement asymétrique. Elle montre que le déplacement cosismique varie fortement, mais néanmoins pas aléatoirement, le long des ruptures.*

des méthodes statistiques rigoureuses, de restituer les incréments cosismiques successifs majeurs dont la somme a construit les déplacements cumulés mesurés. L'approche que nous avons suivie ne permet donc que de déterminer les déplacements cosismiques des forts séismes passés, mais pas leurs âges. La connaissance de ces déplacements est néanmoins suffisante pour estimer le nombre et les magnitudes des forts événements identifiés. Combinés aux âges publiés dans la littérature, des périodes d'occurrence voire des temps de récurrence peuvent être suggérés, bien que des datations restent nécessaires pour valider ces suggestions.

Ce travail a été mené dans le cadre du projet CENTURISK coordonné par I. Manighetti et financé par le programme RiskNat 2009 de l'ANR (500 000 euros, 4 ans, 5 laboratoires nationaux, 2 laboratoires néo-zélandais).

L'idée principale de ce projet est la suivante : dans le cas d'une faille active affectant un environnement à sédimentation significative, une partie de l'histoire sismique recherchée peut encore se trouver à la surface, mais également enfouie dans les premiers mètres du sous-sol. Ce fait est reconnu depuis longtemps en paléosismologie. Dans le cas particulier d'une faille décrochante majeure (i.e., produisant des forts séismes de Mw $>$ 6-7), chaque fort séisme a pour effet de décaler latéralement de 1 à plusieurs mètres la surface (incluant la proche surface) et l'ensemble des marqueurs morphologiques (tel le réseau de drainage, Fig. 2) qu'elle comporte. Certains de ces marqueurs décalés sont alors abandonnés, et peuvent être progressivement enfouis et préservés sous la sédimentation postérieure au séisme. Ainsi, le fort séisme ultérieur rompt et décale une 'nouvelle surface de sol' éventuellement plus jeune et comportant d'éventuels nouveaux marqueurs. La répétition de forts séismes conduit donc, non seulement à la construction de déplacements latéraux cumulés d'autant plus grands que le nombre d'événements successifs est important (Fig. 3), mais peut également conduire, à terme, à l'enfouissement plus ou moins progressif et donc à la préservation dans les premiers 1-10 mètres du sol d'une série de marqueurs d'âges différents, décalés de quantités différentes, en différents points de la faille considérée.

Guidés par cette idée, nous avons mené des investigations géophysiques haute résolution

de sub-surface qui permettent, de façon non destructive, d'imager la première dizaine de mètres du sol et d'y détecter d'éventuels marqueurs morphologiques et sédimentaires décalés par des ruptures successives. L'imagerie Géoradar ou Ground Penetrating Radar (GPR) a été choisie pour sa rapidité d'acquisition de données permettant l'obtention d'images très haute résolution de la sub-surface dans les milieux électriquement résistifs [e.g. Deparis et al., 2007]. Nous avons cherché à effectuer autant que possible nos mesures GPR en plusieurs sites répartis tout au long de chaque faille investiguée afin de documenter la variabilité des glissements le long de la faille. Le temps a cependant manqué pour analyser l'ensemble de ces sites dans le cadre de cette thèse.

Nous nous sommes focalisés sur les grandes failles actives décrochantes dextres de Nouvelle-Zélande, d'une part car ce sont de très grandes failles supposées rompre en de forts séismes décalant latéralement la surface de plusieurs mètres. Ceci est une condition nécessaire à la bonne discrimination des marqueurs et à l'identification des décalages. D'autre part, ces failles se situent dans un contexte de forte sédimentation, idéal pour l'enfouissement et la préservation des marqueurs en sub-surface. Afin d'imager les marqueurs

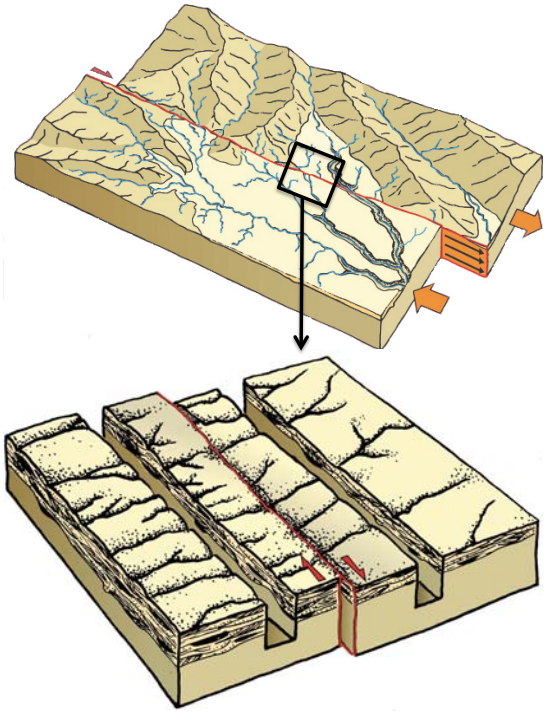


FIGURE 2 – *Blocs diagrammes décrivant l'interaction du réseau de drainage avec une faille décrochante (en haut) et l'enfouissement progressif de chenaux abandonnés (en bas), préservés sous la sédimentation, accumulant passivement du déplacement (figures de J. Malavieille).*

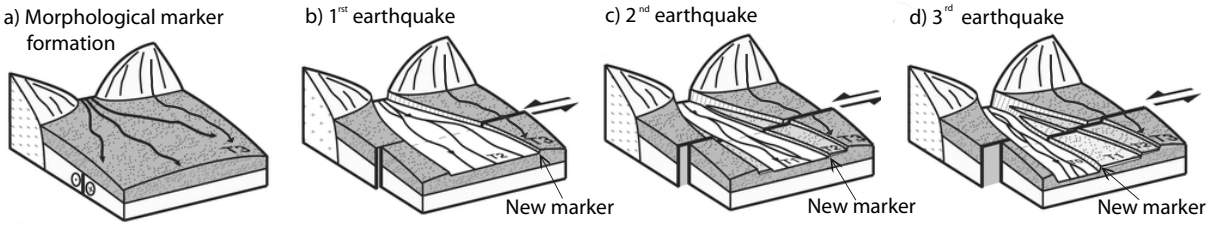


FIGURE 3 – *Accumulation des déplacements cosismiques lors des séismes successifs affectant des terrasses alluviales et un cours d'eau, et construction des déplacements cumulés résultant de la somme des incréments de déplacements cosismiques [d'après Tapponnier et al., 2001b].*

décalés latéralement et possiblement enfouis, nous avons réalisé des séries de profils GPR, espacés de 5-10 m, de part et d'autre de chaque faille investiguée et parallèles à sa direction. En chaque site, les profils s'étendent sur plusieurs centaines de mètres de longueur afin d'imager des marqueurs ayant subi au moins 100 m de décalage latéral cumulé et donc ayant enregistré au moins 10 événements successifs. Ces profils couvrent également plusieurs centaines de mètres transversalement afin d'imager correctement la géométrie des marqueurs décalés. Les images GPR pseudo-3D obtenues ont permis de déceler un grand nombre de marqueurs enfouis dont on peut suivre le cheminement et qui sont décalés latéralement par les failles. Ces décalages ont pu être mesurés, constituant une base de données de déplacements cumulés de densité inégalée, et de continuité remarquable le long des sections de failles analysées. L'analyse statistique de ces importantes quantités de mesures nous a alors permis de remonter aux incréments cosismiques dont la succession a construit les déplacements cumulés observés. Ce travail montre ainsi que les objectifs du projet CENTURISK ont pu être atteints. Les résultats obtenus ont de fortes implications sur la détermination de l'aléa sismique relatif à certaines des plus grandes failles sismogènes de Nouvelle-Zélande.

Après une brève revue des méthodes classiques de paléosismologie, nous décrivons le contexte géologique, tectonique et climatique de la Nouvelle Zélande qui justifie le choix de cette région pour tester notre nouvelle approche géoradar (Chapitre 1).
L'approche méthodologique est ensuite décrite dans le chapitre 2, où nous introduisons d'abord les principes du géoradar, avant de décrire l'acquisition et le traitement des images pseudo-3D de la sub-surface. L'approche GPR nécessite d'être combinée à des données topographiques précises, pour le positionnement des mesures, mais également pour l'analyse comparée des données de surface et de sub-surface. Nous avons donc réalisé des Modèles Numériques de Terrain (MNT) de la surface via des mesures denses GPS, et acquis un certain nombre de données topographiques LiDAR.
Nous présentons dans le chapitre 3 la première application de cette approche paléogéophysique sur un site de la faille Hope (Terako, Ile du Sud). Nous mettons d'abord en évidence sur les données Lidar un nombre modéré de marqueurs morphologiques décalés visibles en surface. L'analyse de la sub-surface révèle ensuite une paléosurface enfouie incisée de plusieurs paléo-chenaux. Le décalage latéral de ces paléo-chenaux apporte des informations complémentaires sur l'histoire du glissement de la faille. La combinaison de l'ensemble des données de surface et sub-surface permet de décrire les déplacements cosismiques des 30 derniers forts séismes.
Nous présentons dans le chapitre 4 une seconde application du géoradar à la paléosismologie sur un site de la faille de Wellington (Te Marua, Ile du Nord) où plusieurs études paléosismologiques classiques ont déjà été menées auparavant par d'autres équipes. Ceci permet de confronter nos résultats avec des données existantes indépendantes (notamment de datations). Alors que l'analyse de la surface que nous avons menée sur de nouvelles données GPS nous apporte déjà des informations supplémentaires par rapport aux données existantes, les données GPR de sub-surface nous permettent d'affiner plus encore ces informations. Non plus une, mais trois paléo-surfaces ont été mises en évidence, contenant chacune la trace préservée de l'érosion, des marqueurs visibles en surface. Elles décrivent donc plus précisément et sur une période plus longue l'histoire du glissement sur la faille de Wellington.
Dans le chapitre 5, nous présentons l'analyse de nouvelles données haute résolution Lidar que nous avons acquises sur une section de 30 km de la faille Hope. Nous décrivons le potentiel de ces données à restituer l'histoire du glissement grâce à la vision complète,

continue et haute résolution de la morphologie que nous apportent ces données. Nous confrontons les résultats issus de l'analyse morphologique de surface à ceux obtenus précédemment par imagerie géophysique (cf. chapitre 3).
Enfin, nous présentons dans le chapitre 6 les résultats préliminaires des investigations géoradar que nous avons menées en plusieurs sites distants de 10 km le long de la faille de Wairarapa, dans le but d'examiner la variabilité et la complémentarité de l'histoire du glissement (i.e. dans l'espace et dans le temps) le long de cette faille ayant rompu en 1855.
Dans une dernière partie, nous concluons en mettant notamment en lumière les avantages et inconvénients de notre approche paléo-géophysique, et en ouvrant de nouvelles perspectives dans d'autres contextes.

CHAPITRE 1

CONTEXTE GÉNÉRAL : LES MÉTHODES PALÉOSISMOLOGIQUES EXISTANTES ET LES FAILLES ACTIVES DE NOUVELLE ZÉLANDE

Sommaire

1.1 Introduction 10

1.2 Les méthodes de paléosismologie 12

1.2.1 Analyse morphotectonique de la surface : trace des failles et identification de marqueurs décalés 14

a) Identification et cartographie des traces de faille active . 16

b) Principaux marqueurs morphologiques le long des failles décrochantes 16

1.2.2 Tranchées paléosismologiques 20

1.2.3 Méthodes géophysiques en paléosismologie 22

1.3 Contexte tectonique et sédimentaire de la Nouvelle Zélande . 25

1.3.1 Contexte géologique long terme 26

1.3.2 Contexte climatique et conséquences sur la sédimentation au Quaternaire 28

1.3.3 Contexte tectonique actuel 29

a) La subduction d'Hikurangi 30

b) Les failles du détroit de Cook 31

c) La zone de failles de Marlborough 32

d) La faille Alpine 33

e) La subduction de Puysegur 34

1.3.4 La sismicité instrumentale et historique 34

1.1 Introduction

Une anticipation rigoureuse du lieu, de la taille, et de la date d'occurrence des prochains forts séismes est nécessaire pour aider les pouvoirs publics et les ingénieurs à mettre en place des codes de constructions parasismiques appropriés, des plans d'urgence de secours et d'évacuation des populations, ainsi que pour prévoir les ressources économiques nécessaires à la réparation des dommages [Stein and Wysession, 2009]. Cette anticipation passe par la connaissance des mécanismes d'occurrence et de récurrence des séismes. Alors qu'une majeure partie des forts tremblements de terre se produisent aux frontières des plaques tectoniques, un grand nombre de forts événements se produisent au sein même de nos continents, où ils posent également un risque sismique particulièrement élevé.

Au cours du 20ème siècle, les connaissances sur le phénomène sismique ont beaucoup évolué grâce au développement notamment de la sismologie, de la géodésie et de la paléosismologie. Alors que la sismologie et la géodésie travaillent sur des échelles de temps très courtes par rapport au temps de récurrence des séismes, la paléosismologie ouvre un champ d'observation couvrant plusieurs cycles sismiques. Ces observations des répétitions des forts séismes en un ou plusieurs sites le long d'une faille ont permis d'établir des modèles conceptuels de successions des ruptures sismiques (Figs 1.1 et 1.2). Alors que certaines études décrivent des ruptures de surface ayant des longueurs et des glissements différents d'un séisme à l'autre (Fig. 1.1a) [Weldon et al., 2004, Daëron et al., 2007], d'autres décrivent des comportements répétitifs avec une distribution de glissement plus uniforme (Fig. 1.1b) [e.g. Sieh, 1981, 1996], ou encore des comportements caractéristiques (Fig. 1.1c) [e.g. Schwartz and Coppersmith, 1984, Rubin and Sieh, 1997, Tapponnier et al., 2001a]. Plusieurs scénarios sont été conceptualisés pour décrire la façon dont se suivent les forts séismes sur une faille [Shimazaki and Nakata, 1980] (Fig. 1.2) mais les données disponibles sont trop peu nombreuses pour valider l'un ou l'autre de ces scénarios.

Une étude compilant les résultats obtenus à partir de 45 tranchées effectuées en un seul site de la faille de San Andreas (déplacements et âges des 15 derniers forts séismes) suggère le rôle éventuel d'un seuil déformation relative accommodée sur la faille, dans le 'déclenchement' de phases de forte activité sismique [Weldon et al., 2004] (Fig. 1.3). Des observations similaires ont été faites très récemment sur une faille normale en Italie [Schlagenhauf et al., 2011]. Dans ces deux études, il apparaît que la quantité de contraintes relâchées par chaque séisme varie d'un séisme à l'autre et que les séismes ne relâchent pas l'intégralité des contraintes accumulées durant la période intersismique qui les précède. La répétition des séismes n'apparaît également pas régulière au cours du temps, mais semble alterner entre des périodes de quiescence au cours desquelles les contraintes s'accumulent jusqu'à un certain seuil et la vitesse de glissement apparente est donc relativement faible, et des périodes de forte activité au cours desquelles une grande partie des contraintes est relâchée lors de plusieurs forts séismes se suivant sur une courte période de temps. Lors de ces périodes d'essaim sismique, la vitesse de glissement apparente sur la faille est donc beaucoup plus élevée (Fig. 1.3, Weldon et al. [2004]). Les phases d'activité intenses seraient possiblement déclenchées par le fait que la faille a atteint un seuil maximum d'accumulation de déformation relative. Quelques soient les interprétations, ces études confirment que la connaissance du glissement cosismique ainsi que de l'âge des séismes sont deux paramètres essentiels à une meilleure compréhension des modes de répétition des séismes. D'autre part, en raison de l'absence de régularité de comportement des séismes à moyen terme, cette étude suggère la nécessité de connaître plus finement le déplacement et la date des 10-20 derniers forts séismes en plusieurs points d'une faille afin de mieux

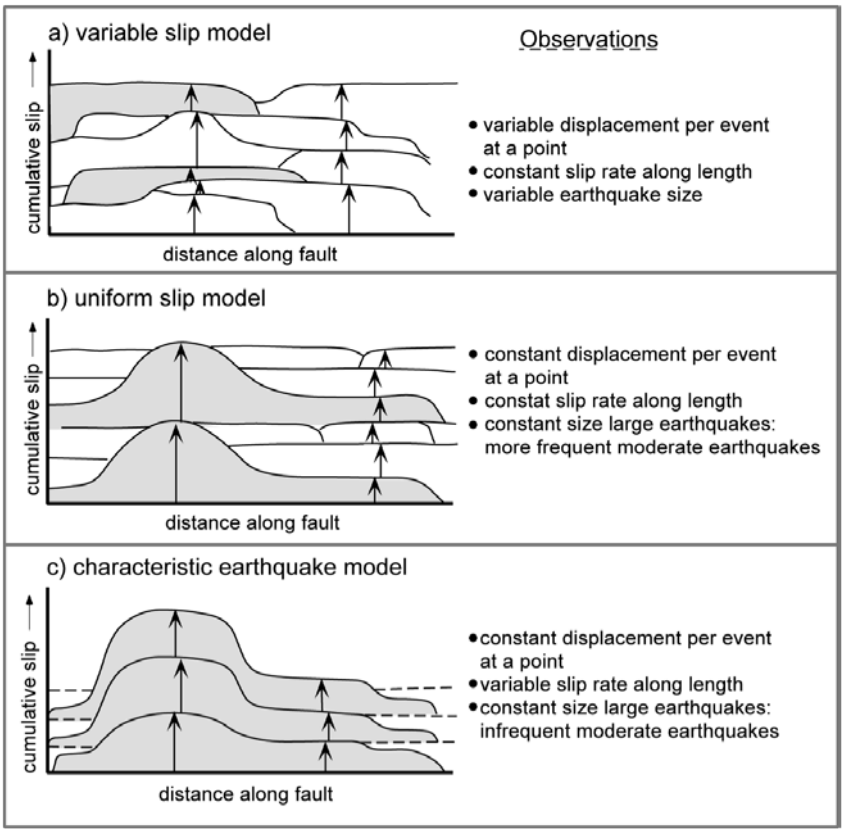


FIGURE *1.1 – Modèles conceptuels de succession de glissements cosismiques. Différentes études paléosismologiques illustrent chacun de ces modèles. a) le modèle de glissement variable décrit des séismes de magnitudes variables se produisant de façon aléatoire sur la faille, b) le modèle de glissement uniforme [Sieh, 1981] décrit des séismes se répétant périodiquement sur un même segment de la faille. Les larges séismes pouvant rompre plusieurs segments et les séismes modérés accommodant les déficits de glissement, c) le modèle caractéristique décrit des séismes se répétant de façon périodique sur une même longueur de rupture et avec des magnitudes similaires [d'après Schwartz and Coppersmith, 1984]*

comprendre les mécanismes responsables du déclenchement, de la répétition et de la taille des séismes. Enfin, cette étude suggère également la nécessité de développer de nouvelles méthodes, moins couteuses en temps et moins destructives que les tranchées, permettant de retrouver ces informations préservées dans les 10 premiers mètres du sol.

Nous proposons dans cette thèse d'utiliser l'imagerie géophysique pour rechercher les traces des grands séismes passés et de tester cette approche sur de grandes failles décrochantes actives. Nous avons choisi comme cible les failles décrochantes de Nouvelle-Zélande, car elles rompent lors de forts séismes [e.g. Rodgers and Little, 2006] et se situent dans une région du globe particulièrement humide, où les taux d'érosion et de sédimentation sont parmi les plus élevés au monde [Cox et al., 2012], et donc où les traces des séismes sont les plus susceptibles d'être enfouies et préservées. Comme la Nouvelle-Zélande est "colonisée" depuis 1840, l'histoire sismique connue est très courte, et la paléosismologie est donc l'unique méthode permettant d'accéder aux caractéristiques des forts derniers séismes.
Dans ce chapitre, nous décrivons brièvement dans un premier temps les méthodes de paléosismologie les plus classiquement utilisées à l'heure actuelle. Dans une seconde partie nous décrivons le contexte géologique, tectonique et climatique de la Nouvelle-Zélande.

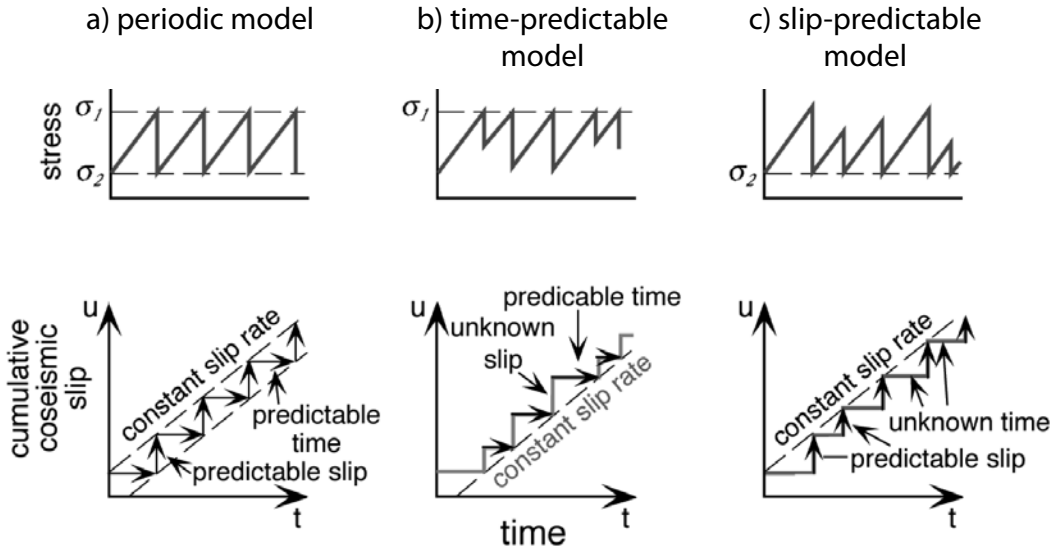


Figure 1.2 – *a) Modèle périodique de récurrence des séismes pour lequel les niveaux de contraintes avant et après rupture sont constants. Ceci implique une date et un glissement prédictibles pour chaque séisme, b) Modèle de temps prédictible basé sur un niveau constant de contrainte de rupture. La chute de contrainte et la quantité de glissement ne sont pas prédictibles, mais si le dernier glissement est connu, le temps jusqu'au séisme suivant est prédictible, c) Modèle de glissement prédictible basé sur un niveau constant de contrainte après chaque séisme. En fonction du temps écoulé depuis la dernière rupture, la quantité de glissement est prédictible [d'après Shimazaki and Nakata, 1980].*

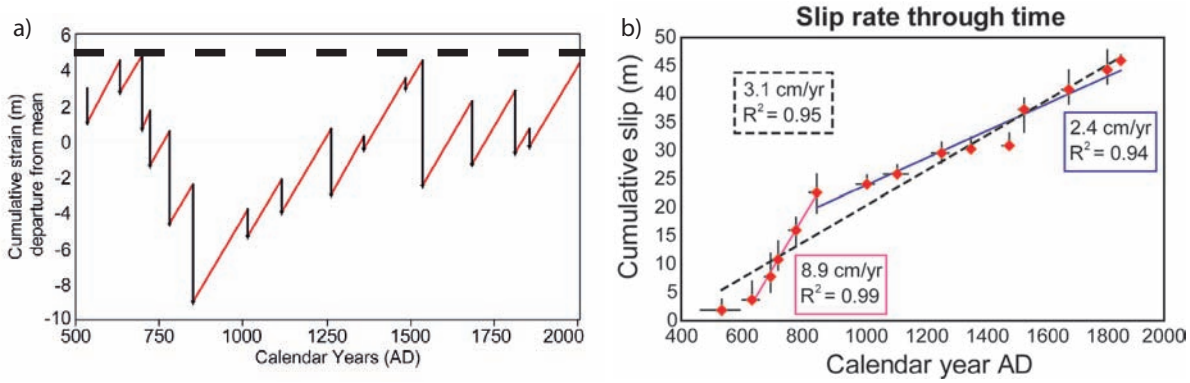


Figure 1.3 – *L'identification des 15 derniers forts séismes sur la faille de San Andreas révèle des différences entre chaque événement, et des variations dans l'accommodation et le relâchement du glissement sur de courtes périodes de temps incluant plusieurs cycles sismiques [d'après Weldon et al., 2004]. Des 'cycles sismiques' sont néanmoins suggérés, non plus à l'échelle d'un seul événement, mais à celle de plusieurs événements.*

1.2 Les méthodes de paléosismologie classiquement utilisées à l'heure actuelle

La paléosismologie a pour objectif d'identifier et documenter les séismes préhistoriques à partir des différents types de traces qu'ils ont pu laisser à la surface ou dans la proche-surface. Ces traces peuvent être des manifestations directes, comme des ruptures, des décalages d'objets géologiques et morphologiques, des portions de plan de faille exhumés etc, ou des manifestations plus indirectes comme des soulèvements régionaux, des glis-

sements de terrain, des phénomènes sédimentaires de type 'tsunamites', etc [McCalpin, 2009].

Les deux méthodes paléosismologiques les plus couramment utilisées sont l'analyse des déplacements et déformations enregistrés par la morphologie (i.e., surface du sol), et l'approche par tranchées à travers les failles (très proche surface). Dans les deux cas, les objectifs sont les mêmes, même s'ils ne peuvent pas toujours être atteints : 1) identifier la trace de différents séismes passés ; 2) mesurer les déplacements que ces séismes ont produits en surface ou en sub-surface ; 3) dater ces déplacements c'est-à-dire les séismes. D'autres méthodes existent mais sont plus spécifiques à certains types de failles ou certains contextes : datations cosmogéniques des plans de failles exhumés s'appliquant essentiellement aux failles normales [Benedetti et al., 2003, Palumbo et al., 2004, Schlagenhauf et al., 2010, 2011], analyse des chutes de blocs précaires [e.g. Bull and Brandon, 1998a, Brune, 2002], dendrosismologie [e.g. Jacoby et al., 1997], archéosismologie [e.g. Galadini et al., 2006, Meghraoui, 2002], détection de tsunamites [e.g. Dakoronia, 1996, Koster et al., 2011].

Une fois les évidences des paléoséismes identifiées (cf. § 1.2.1), il est nécessaire de les dater. Pour cela, il existe diverses méthodes de datations. Le choix de la méthode appropriée est dépendant de la nature de la couche stratigraphique à dater et de la gamme d'âge de cette dernière estimée à priori (Table 1.1). Parmi les méthodes les plus couramment utilisées, on compte notamment la méthode de datation au Carbone 14 (14C) qui s'applique sur les objets contenant du carbone atmosphérique, généralement assimilé par les organismes vivants (ossements, charbons, plantes). Elle permet de dater les niveaux sédimentaires en se basant sur l'hypothèse que la fermeture du système (i.e. la mort de l'organisme) est contemporaine au dépôt sédimentaire. Cette méthode permet d'estimer des âges jusqu'à 35000 ans (Table 1.1). On compte également les datations par mesure des concentrations en isotopes cosmogéniques in-situ (14C, 10Be, 26Al, 36Cl) et la méthode de Luminescence par Stimulation Optique (OSL) qui permettent de dater l'âge d'enfouissement de la roche après son exposition en surface. La méthode des isotopes cosmogéniques permet également d'estimer la durée d'exposition en surface. Ces techniques s'appliquent sur les roches contenant du quartz, des feldspaths ou des carbonates, et couvrent des périodes de temps jusqu'à plusieurs millions d'années (Table 1.1). Les méthodes basées sur les isotopes radioactifs (U/Th ; U/Th/Pb ; K/Ar ; Ar/Ar) permettent quant à elle de dater des roches plus anciennes (plusieurs millions voire milliards d'années) en fonction de la demi-vie de l'isotope utilisé, contenant des minéraux comme la biotite, les zircons, l'apatite, etc. Moins largement utilisées, il existe les datations par dendrochronologie sur les cernes des arbres, par téphrachronologie dans les régions volcaniques sur les cendres, par mesure de l'épaisseur de croûtes d'altération, pour n'en citer que quelques unes [Noller et al., 2000]. Les âges obtenus par ces différentes méthodes sont entachés d'une incertitude liée à la mesure. D'autre part, pour certaines de ces méthodes (14C et OSL, radio-isotopiques notamment), il est nécessaire de discuter du déclenchement du chronomètre (i.e. la fermeture du système ou l'exposition à la surface) qui peut avoir eu lieu bien avant la mise en place de l'échantillon au lieu de son prélèvement. On parle alors de remaniement ou d'héritage qui peuvent conduire à une sur-estimation de l'âge de la couche sédimentaire. Afin d'augmenter la fiabilité des âges obtenus, plusieurs mesures sont réalisées sur différents échantillons de la couche stratigraphique ciblée, dans la mesure du possible, ou pour certaines de ces méthodes (OSL et cosmogénique) sur plusieurs échantillons le long de profils en profondeur.

TABLE *1.1 – Les différentes méthodes de datations utilisées en paléosismologie, leur période de temps d'application et les types de matériaux utilisés.*

Méthode	Période de temps	Matériaux
Bio-géochimiques		
Dendrochronologie	10 ka	bois
Tephrachronologie	0-plusieurs Ma	cendres
Paléomagnétiques		
Inversions	$>$ 700 ka	dépôts fins (lacustres),
Variations séculaires	0-700 ka	coulée de lave
Radio-isotopiques		
14C	35 ka	tourbe, charbon, ossements, coquilles
U/Th	10-350 ka	Carbonates (coraux, spéléothèmes)
Thermoluminescence	30-300 ka	Quartz, Feldspaths
OSL	0-300 ka	Quartz, Feldspaths
Cosmogéniques (in-situ)		
10Be, 14C, 26Al	$<$ 1 Ma	Quartz
36Cl, 10Be, 26Al	$<$ 4 Ma	Feldspaths
He, Ne	illimitée	Olivine, Quartz
36Cl	$<$ 4 Ma	Carbonates

Le travail présenté dans cette étude n'est consacré qu'à l'identification et la mesure des déplacements cosismiques. Les datations des marqueurs identifiés seront effectuées ultérieurement dans le cadre du projet CENTURISK.

1.2.1 Analyse morphotectonique de la surface : trace des failles et identification de marqueurs décalés

La rupture sismique d'une faille imprime généralement une trace claire à la surface du sol lorsque le séisme est suffisamment fort (Mw $\geq \approx 6$) et peu profond ($\leq <$ 30 km) [e.g. Bonilla, 1988, Wells and Coppersmith, 1994] (Fig. 1.4). A mesure que les forts séismes se répètent sur une faille donnée, cette trace s'accentue (Fig. 1.5), d'autant plus nettement que le temps de récurrence de ces forts séismes n'est pas trop long (i.e., vitesse de glissement intégrée sur la faille $>$ vitesse d'érosion). La trace de la faille 'active' s'imprime alors de plus en plus clairement dans la morphologie au cours du temps, construisant les traces et escarpements cumulés qui façonnent nos paysages [e.g. Tapponnier et al., 1981, Walsh and Watterson, 1987]. Par ailleurs, un fort séisme se produisant sur une faille décale et déforme la morphologie et donc tous les 'objets' qu'elle contient (Fig. 1.5). Pour un séisme de magnitude ≥ 6, ces décalages de surface sont en général visibles à la surface et varient généralement entre quelques dizaines de centimètres et près de 15 m [e.g. Manighetti et al., 2007]. A mesure que les forts séismes se répètent sur la faille, les marqueurs existants sont d'autant plus décalés et ces décalages visibles. Ces décalages dits 'cumulés' contiennent la mémoire des forts séismes successifs qui les ont construits. La morphologie de la surface est donc analysée depuis longtemps [e.g. Bull, 1991, Yeats et al., 1997, Burbank and Anderson, 2001] afin d'obtenir des informations sur les failles actives et sur les forts séismes passés qui les ont rompues.

FIGURE 1.4 – *Photographie de la rupture en surface produite par le séisme de Landers de magnitude Mw 7.3 en Californie avec un mouvement décrochant dextre [Arrowsmith and Rhodes, 1994].*

FIGURE 1.5 – *Photographie de la faille de San Andreas dans la plaine de Carrizo montrant l'escarpement cumulé de la faille et plusieurs cours d'eau déplacés latéralement de façon dextre, de différentes quantités de glissement résultant de la somme de plusieurs séismes successifs. Le cours d'eau au centre, par exemple, est déplacé latéralement d'environ 130 m [Wallace, 1990].*

a) Identification et cartographie des traces de faille active

Les traces imprimées par les failles actives se voient d'autant plus clairement que les failles ont une composante verticale, même mineure. Cette composante fabrique alors un escarpement de faille, c'est-à-dire une marche topographique clairement visible. Les traces de failles sont ainsi analysées en combinant des images aériennes ou satellitaires optiques (Landsat, Corona) ou radar avec des modèles numériques de terrain (SRTM, ASTER, TOPSTAR) ou des cartes topographiques (http ://www.linz.govt.nz/topography/topo-maps/map-chooser, pour la Nouvelle Zélande). La plupart de ces données sont déjà géoréférencées et peuvent donc être directement importées dans des logiciels de Système d'Information Géographique (SIG) avec lesquels sera réalisée l'identification et la cartographie des principales structures actives. Des images haute résolution sont en accès libre à l'heure actuelle grâce à Google Earth ou Nasa World Wide, ou au portail de l'IGN pour la France par exemple. Il est également possible d'acquérir des images haute résolution, généralement payantes, telles que les images satellites optiques (GeoEye, Quickbird, Ikonos, Worldview, SPOT), des photos aériennes obliques ou verticales (1 :25 000 ; 1 :10 000) pour une vision stéréoscopique, des orthophotos aériennes (`http://www.linz.govt.nz/topography/aerial-images/nztm-geo`, pour la Nouvelle Zélande, sur le site de l'IGN pour la France) et des modèles numériques de terrain (LiDAR, GPS, TOPSAR).

b) Principaux marqueurs morphologiques le long des failles décrochantes

Pour qu'ils puissent être utilisés pour mesurer les déplacements latéraux le long d'une faille décrochante, la direction des marqueurs morphologiques doit présenter un angle fort avec la trace de la faille, idéalement un angle droit, et être de forme sub-linéaire. Plus ces marqueurs sont nombreux et bien distribués le long de la faille, plus l'enregistrement des déplacements sera bon et continu. Les marqueurs les plus communément observés et

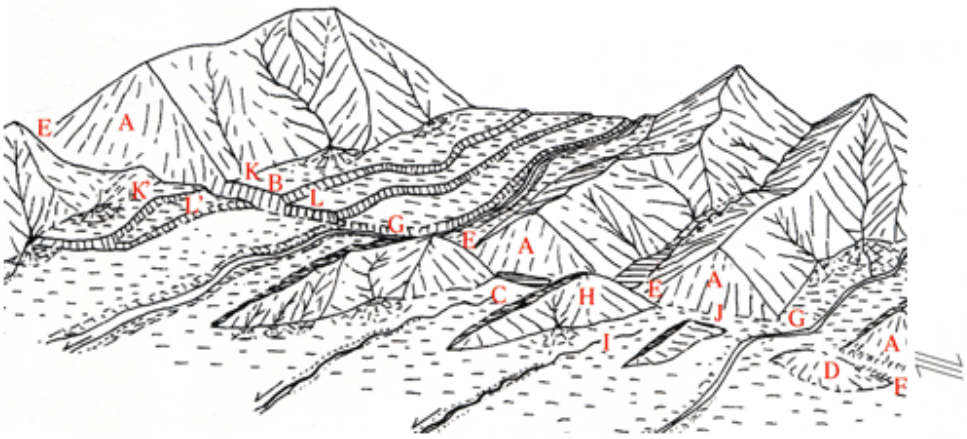


Figure *1.6 – Exemples de marqueurs morphologiques typiques créés (A-F) ou déplacés (G-L) par une faille décrochante dextre [d'après Active Fault Research Group and others, 1991]. A : facette triangulaire (terminal facet) ; B : escarpement de faille (fault cliff) ; C : dépression (fault pond) ; D : bombement (bulge) ; E : col (fault saddle) ; F : graben ; G : cours d'eau décalés (offset channel) ; H : crête d'obturation (shutter ridge) ; I : cours d'eau étêté (beheaded stream) ; J : vallée parallèle (wind gap) ; K-K' : ligne de piedmont décalée (offset piedmont line) ; L-L' : bord de terrasse décalé (offset terrace riser).*

utilisés en Nouvelle-Zélande, sont :

Les terrasses fluviatiles – ou terrasses alluviales – sont des paléosurfaces d'écoulement de cours d'eau qui ont été abandonnées. On distingue deux types de terrasses : les terrasses d'aggradation ou de comblement, et les terrasses érosives ou d'abrasion. Les terrasses d'aggradation se forment lorsque la charge sédimentaire est forte par rapport au débit de la rivière, notamment en domaine périglaciaire [Bull, 1991]. Comme elles sont liées à des fluctuations climatiques majeures, elles peuvent être généralement corrélées d'une vallée à l'autre à l'échelle régionale.

Les terrasses d'érosion se forment lors des pauses au cours de l'incision de la rivière générée par l'abaissement du niveau marin et/ou le soulèvement tectonique. On distingue les terrasses résultant de l'incision de la rivière dans le substratum (*strath terrace*) et dans la terrasse d'aggradation pré-existante (*fill-cut terrace*).

Les terrasses s'étagent au cours de l'incision, les plus âgées sont donc les plus hautes et les plus récentes sont donc les plus basses et les plus proches de la rivière actuelle. Elles sont formées d'une surface plane (*tread*) limitées par un talus ou bord de terrasse (*riser*) séparant deux surfaces, supérieure et inférieure [Suggate, 1990, Lensen, 1964]. On cartographie généralement les talus, les chenaux et les dépôts de levées qui sont recoupés par les failles (L-L' et G sur la figure 1.6).

Afin de mesurer les décalages des talus, Lensen [1968] suggère d'utiliser le milieu du talus en se basant sur l'hypothèse que les talus s'érodent par diminution de pente plutôt que par retrait. Knuepfer [1988] suggère quant à lui que même le point milieu peut avoir reculé ou avancé et propose de faire la moyenne des déplacements du pied et du sommet du talus. La modification du talus par l'érosion peut être prise en compte dans l'incertitude sur la mesure de décalage. Les terrasses étant étagées selon leurs âges, les déplacements cumulés qu'elles ont enregistrés décroissent depuis la terrasse la plus haute jusqu'à la terrasse la plus basse et proche de la rivière. Afin de définir l'âge du déplacement cumulé mesuré sur un talus [e.g Tapponnier et al., 2001b, Van der Woerd et al., 2002, Mériaux et al., 2004], deux scénarios sont proposés décrivant le moment à partir duquel un talus commence à enregistrer les décalages :

- **Le scénario de terrasse inférieure :** le décalage est enregistré après l'abandon de la terrasse inférieure. Il est alors supposé que la rivière érode totalement le déplacement de ses bords juste après un séisme (Fig. 1.7),
- **le scénario de terrasse supérieure :** le décalage est enregistré dès l'abandon de la terrasse supérieure, lors de la formation du talus. Il est alors supposé que la rivière n'érode pas le déplacement des ses bords juste après un séisme (Fig. 1.7).

Cowgill [2007] décrit une série d'évidences géométriques et morphologiques permettant de définir le type de modèle, et ainsi de définir l'âge du déplacement cumulé à partir de l'âge de la terrasse inférieure ou supérieure, respectivement. Gold et al. [2009] apporte de nouvelles contraintes sur l'interprétation des âges des terrasses en fonction de la couche de dépôts échantillonnée (loess/sol, colluvion des talus, dépots des terrasses, alluvion), qui décriront soit la période de formation, d'activité, d'abandon, ou post-abandon de la terrasse. L'âge du déplacement cumulé ainsi contraint peut permettre d'estimer une vitesse de glissement moyenne de la faille, et éventuellement la date d'occurrence et le temps de récurrence des forts séismes qu'il représente.

Les cours d'eau déplacés latéralement ont été décrits très tôt dans la littérature pour documenter le mouvement des failles décrochantes, notamment au niveau du segment de

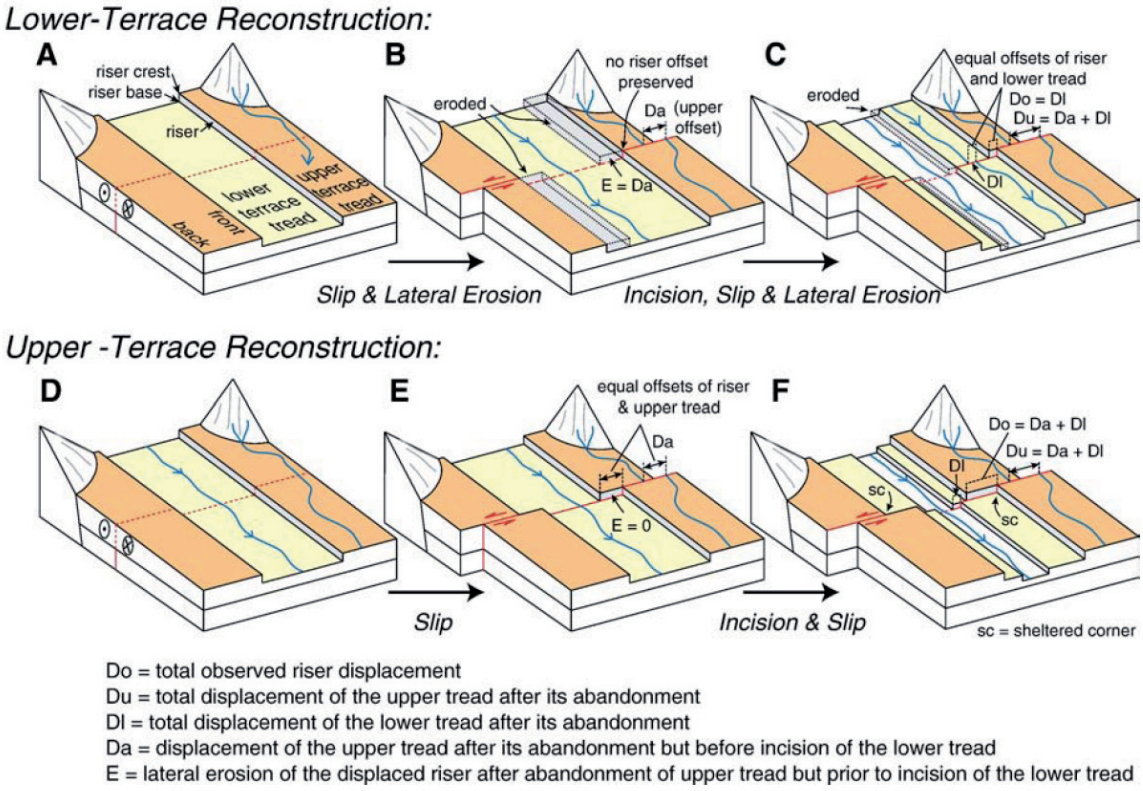


Figure *1.7 – Diagramme décrivant la nomenclature des terrasses et les deux modèles extrêmes permettant de relier le décalage des bords de terrasse à leur âge d'abandon [d'après Cowgill, 2007].*

la plaine de Carrizo de la faille de San Andreas [Sims, 1994, Grant and Sieh, 1994, Noriega et al., 2006, Zielke et al., 2010] (Fig. 1.5). La mesure du déplacement horizontal peut-être réalisée au niveau de l'axe des talwegs ou à partir de leur forme complète [e.g. Zielke et al., 2010]. De plus, les cours d'eau interagissent différemment avec le mouvement latéral de la faille notamment en fonction de la largeur du cours d'eau par rapport à la quantité de glissement cosismique :

- lorsque le cours d'eau est moins large que la quantité de déplacement cosismique, le cours d'eau a des chances d'être étêté (*beheaded stream*) ; la partie alimentée se crée un nouveau chemin dans le compartiment aval alors que la seconde partie est abandonnée (I sur la figure 1.6). Le décalage peut alors être mesuré au niveau de l'axe du talweg.

- lorsque le cours d'eau est de la même taille ou plus large que le déplacement cosismique, le cours d'eau peut s'élargir ou dessiner une déflection (G sur la figure 1.6). Dans le cas d'un élargissement, il est nécessaire de mesurer également le déplacement des bords du cours d'eau. Dans le cas d'une déflection, il est nécessaire de s'éloigner suffisamment de la zone de faille et d'utiliser la direction générale du cours d'eau afin de mesurer l'intégralité du déplacement au niveau de l'axe du talweg. Dans ce cas, une partie ou la totalité du désalignement des deux parties du cours d'eau peut également résulter d'un changement de direction du cours d'eau en raison de la perturbation du relief créée par la faille [McCalpin, 2009].

Dans cette thèse, nous avons utilisé la direction générale des cours d'eau et leur forme complète (thalweg et bords) lors des mesures de décalages, prenant en compte ainsi l'ensemble des éventualités décrites ci-dessus. Nous avons également considéré que les déflections à proximité de la faille étaient uniquement le résultat des déplacements cosismiques successifs, car il est difficile, voire impossible, de définir dans quelle mesure cette déflection peut également provenir d'un changement de direction du cours d'eau. En revanche, l'incertitude sur ces mesures est généralement plus large en raison du changement de direction à proximité de la faille.

De plus, de petits cours d'eau pérennes localisés à l'amont de la faille peuvent avoir de multiples contreparties étêtées dans le compartiment aval, et des captures peuvent se produire (i.e. le cours d'eau emprunte un ancien cours d'eau amené dans son alignement par le mouvement latéral de la faille). Lors des mesures de déplacements, plusieurs les combinaisons d'appariement des marqueurs peuvent en général être considérées. D'autre part, les cours d'eau majeurs (rivières, fleuves) interagissent de façon plus complexe avec la faille, parce qu'ils répondent à la fois aux forçages climatiques et tectoniques. Les déplacements mesurés sur de tels marqueurs sont généralement entachés de larges incertitudes résultant de ces deux forçages.

Les cônes alluviaux se forment aux débouchés des vallées, au niveau des brusques ruptures de pente, et correspondent à l'épandage des sédiments dans la plaine. Les failles sont généralement responsables de ce changement de pente et le mouvement latéral sur celles-ci a pour conséquence d'éloigner le cône alluvial de sa source. Le décalage peut alors être mesuré entre le cours d'eau en amont et l'apex du cône alluvial dans le compartiment aval de la faille. La géométrie de l'apex des cônes alluviaux étant souvent complexe et en tout cas non linéaire, les décalages mesurés peuvent être entachés de fortes incertitudes. Le décalage peut également être mesuré au niveau des incisions identifiées à la surface du cône ou des talus correspondant aux bords latéraux du cône (Fig. 1.8) [e.g. Ritz et al., 1995, Kirby et al., 2006, Frankel et al., 2007, Nissen et al., 2009].

D'autre marqueurs (Fig. 1.6) tels que les moraines (Fig. 1.9) [e.g. Lasserre et al., 2002, Mériaux et al., 2004, 2009, Chevalier et al., 2005], les glissements de terrain [e.g. Prentice, 1989], les vallées et les crêtes (Fig. 1.10) [e.g. Lensen, 1958], peuvent être utilisés afin d'estimer les déplacements latéraux sur une faille décrochante. Ces marqueurs étant souvent de grande échelle et d'âges pouvant être importants, les incertitudes sur ces mesures de décalages sont généralement grandes.

Le développement récent de l'imagerie satellitaire ou aéroportée haute résolution (< 1 m ; optique, InSAR, LiDAR) permet aujourd'hui d'analyser la morphologie avec précision et détail, du moins quand on dispose de ce type d'images, généralement coûteuses [e.g. Klinger et al., 2011, Zielke et al., 2010, Zielke and Arrowsmith, 2012]. Les surfaces couvertes restent cependant généralement restreintes, du fait du coût élevé de ces nouvelles données. Il est donc rare que les déplacements le long d'une faille, et à fortiori d'une faille décrochante, puissent être déterminés de façon 'complète' le long de la totalité de la faille et sur une longue période de temps. Quelque soit la complétude et la précision de ces mesures de déplacements, leur datation est une étape suivante, nécessaire mais qui reste néanmoins toujours difficile et problématique en raison du manque de matériaux adaptés et des problèmes de remaniement ou d'héritage des échantillons (cf. §1.1) [McCalpin, 2009].

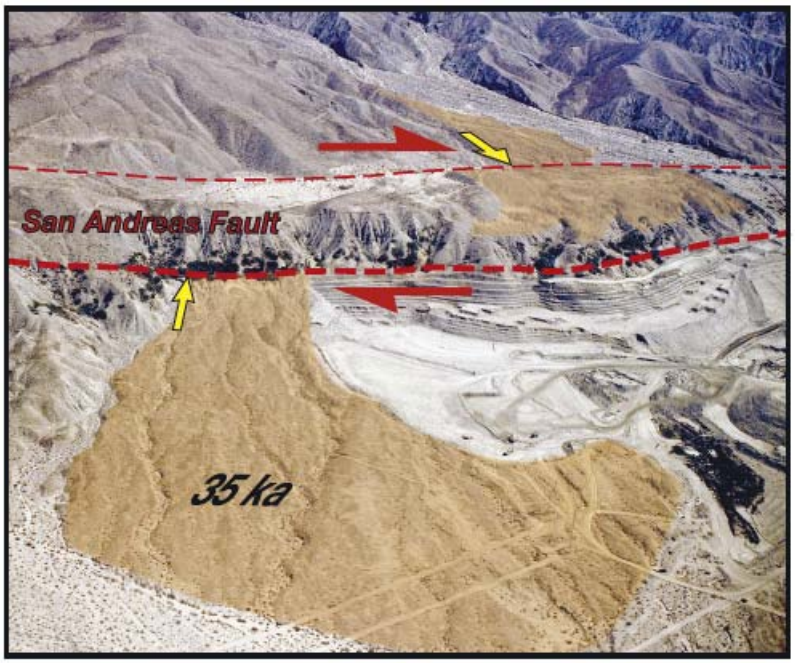


Figure *1.8 – Photographie aérienne oblique d'un cône alluvial déplacé latéralement par la faille de San Andreas [Van der Woerd et al., 2006].*

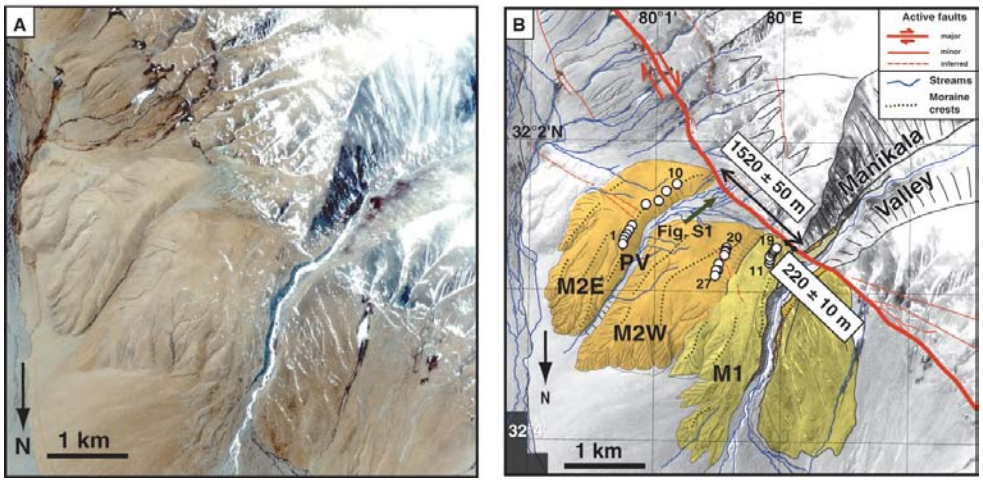


Figure *1.9 – Moraines décalées par la faille du Karakorum (Tibet) observées sur une image satellite (a), et son interprétation morphologique (b) [Chevalier et al., 2005].*

1.2.2 Tranchées paléosismologiques

L'excavation au niveau des zones de failles est l'une des méthodes les plus communes en paléosismologie, elle est néanmoins destructrice et ne découvre tout au plus que les premiers 1-3 m du sol de part et d'autre de la faille. Les sites favorables pour les excavations se localisent en environnement à sédimentation importante et continue. Les petites dépressions (*pull-apart*) sont généralement les sites préférés pour les excavations car la sédimentation y est continue et forte et les paléosols sont généralement préservés, permettant des datations au 14C. L'orientation et la forme de la tranchée sont fortement dépendantes du site, de la géométrie (trace de faille simple ou multiple) et de la cinématique de la faille (mouvement vertical ou latéral). Les tranchées sont néanmoins généralement réalisées perpendiculairement à la zone de failles, ce qui permet d'accéder aux plans de glissement des

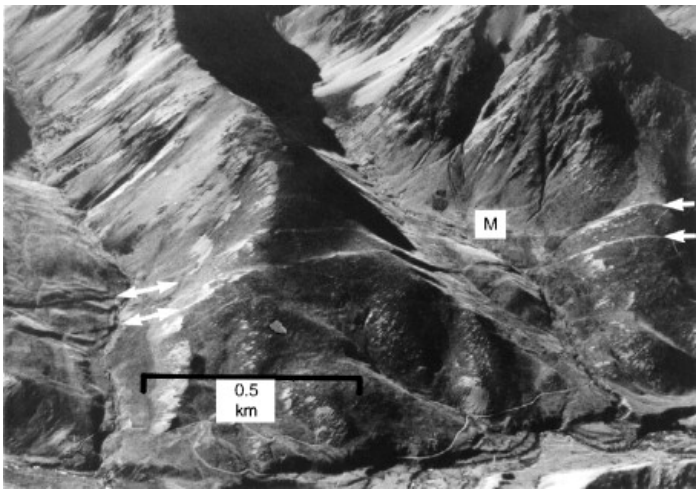


FIGURE *1.10 – Photographie aérienne oblique de crêtes et de vallées déplacées latéralement par la faille d'Awatere, Nouvelle-Zélande [McCalpin, 2009].*

différentes ruptures, mais pas nécessairement aux déplacements produits, notamment pour les déplacements latéraux.

Les indicateurs stratigraphiques des paléoséismes recherchés dans les tranchées (Fig. 1.11) sont : 1) la terminaison supérieure des failles, c'est à dire l'absence de rupture dans les couches au dessus qui postdatent le séisme tandis que les couches inférieures coupées par la faille le prédatent, 2) les fissures et les injections de sables, 3) les figures d'effondrement 4) les figures de liquéfaction 5) les coins de colluvions 6) l'augmentation des déplacements verticaux des couches stratigraphiques vers le bas, 7) les variations d'épaisseurs et de faciès des couches [McCalpin, 2009]. Ces indicateurs stratigraphiques permettent de déterminer les couches stratigraphiques de part et d'autre de l'horizon (E, Fig. 1.11) correspondant au paléoséisme. La datation de ces couches permettra d'encadrer l'âge du séisme.

Alors que pour les failles normales et inverses, la déformation est dans le même plan que la stratigraphie, sur les failles décrochantes, la déformation se fait perpendiculairement à la direction de sédimentation. Afin d'accéder aux données trois dimensions nécessaires pour caractériser les paléoséismes (i.e. déplacements et dates) sur une faille décrochante , il existe plusieurs approches de tranchées 3D : 1) creuser de multiples tranchées faiblement espacées perpendiculaires à la faille, 2) élargir progressivement la tranchée en mettant à l'affleurement des coupes successives à travers la faille, et 3) creuser une ou plusieurs tranchées perpendiculaires à la faille, et des tranchées parallèles à la faille afin de localiser des chenaux abandonnés par exemple, et enfin creuser progressivement la zone entre ces deux tranchées afin de localiser les points de perçages ou intersection des chenaux abandonnés avec la faille et leur direction (Fig. 1.12), 4) creuser à travers les chenaux décalés latéralement par la faille. La méthode des tranchées est donc particulièrement destructrice dans le cas de failles décrochantes car elle demande des excavations étendues et répétées (Fig. 1.12).

Les tranchées 3D peuvent permettre de mesurer dans certains cas les déplacements latéraux, soit de manière indirecte en mesurant les déplacements verticaux et le pitch de la faille, ou l'épaisseur des colluvions par exemple ; soit en utilisant les points de perçages tels que des paléo-chenaux [e.g. Liu-Zeng et al., 2006, Marco et al., 2005, Noriega et al., 2006, Rockwell et al., 2001, 2009b,a, Wesnousky et al., 1991]. Dans ce second cas, il est préférable de creuser progressivement jusqu'au plan de faille afin de déterminer la direction du paléo-chenal et s'il a coulé le long de la faille. Les tranchées permettent généralement d'identifier

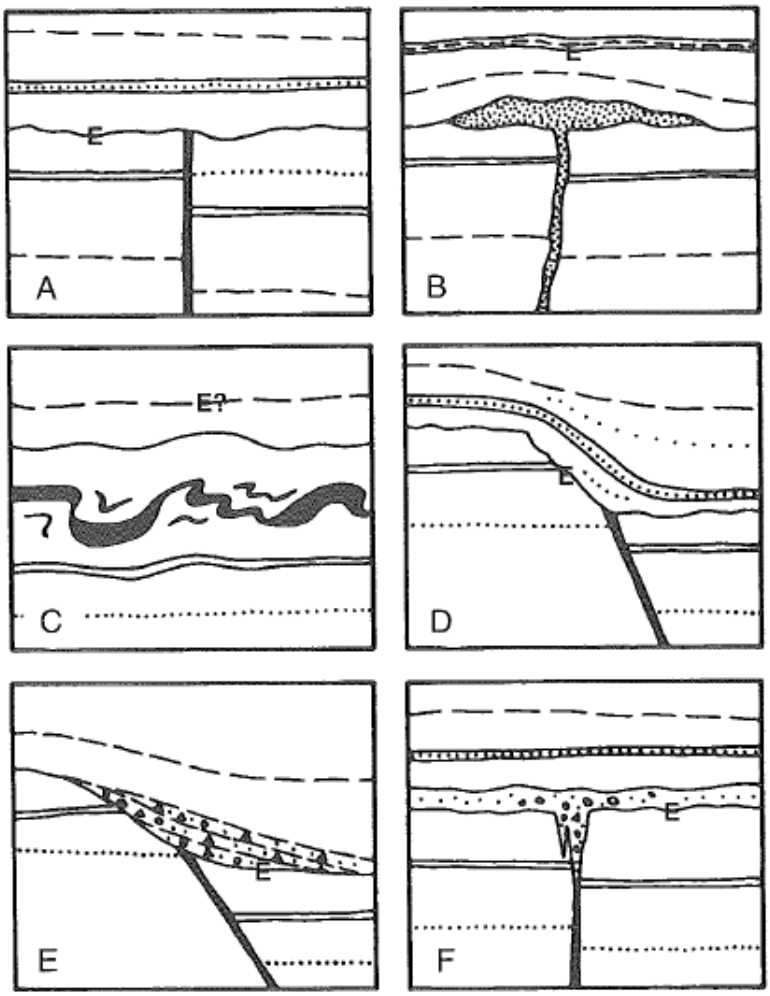


Figure *1.11 – Diagramme schématique des indicateurs stratigraphiques typiques des paléoséismes dans les environnements décrochants [McCalpin, 2009] : a) terminaison supérieure des failles, b) injections de sables, c) figure de liquéfaction, d) horizon déformé, e) coin de colluvion, f) fissure ouverte. L'horizon de l'événement (E) approxime au plus près la date du séisme et sépare les deux couches à dater pour encadrer l'âge du séisme.*

les indicateurs stratigraphiques de plusieurs paléoséismes et d'estimer leurs âges à l'aide de la méthode de datation la mieux adaptée. L'interprétation de tranchées doit toutefois toujours inclure la possibilité de 1) d'une sous-estimation du nombre de séismes liée à l'absence d'enregistrement de séismes, en raison de lacunes sédimentaires ou de la localisation de la tranchée par exemple [Nelson et al., 2000], 2) d'une sur-estimation du nombre de séismes par l'interprétation d'indicateurs stratigraphiques d'origine non sismotectonique, causés par des événements climatiques par exemple [e.g. Langridge et al., in press]. L'estimation de l'âge des séismes peut également souffrir des incertitudes propres à la nature du matériau daté et à la méthode analytique de datation, d'un nombre d'échantillons insuffisants, ou d'erreurs d'interprétations de la couche datée.

1.2.3 Méthodes géophysiques en paléosismologie

Les méthodes géophysiques sont utilisées en paléosismologie dans le but 1) de localiser et définir la géométrie des plans de failles à des profondeurs plus grandes que celles atteintes par les tranchées, 2) de localiser des sites adéquats pour effectuer des tranchés, et 3) de

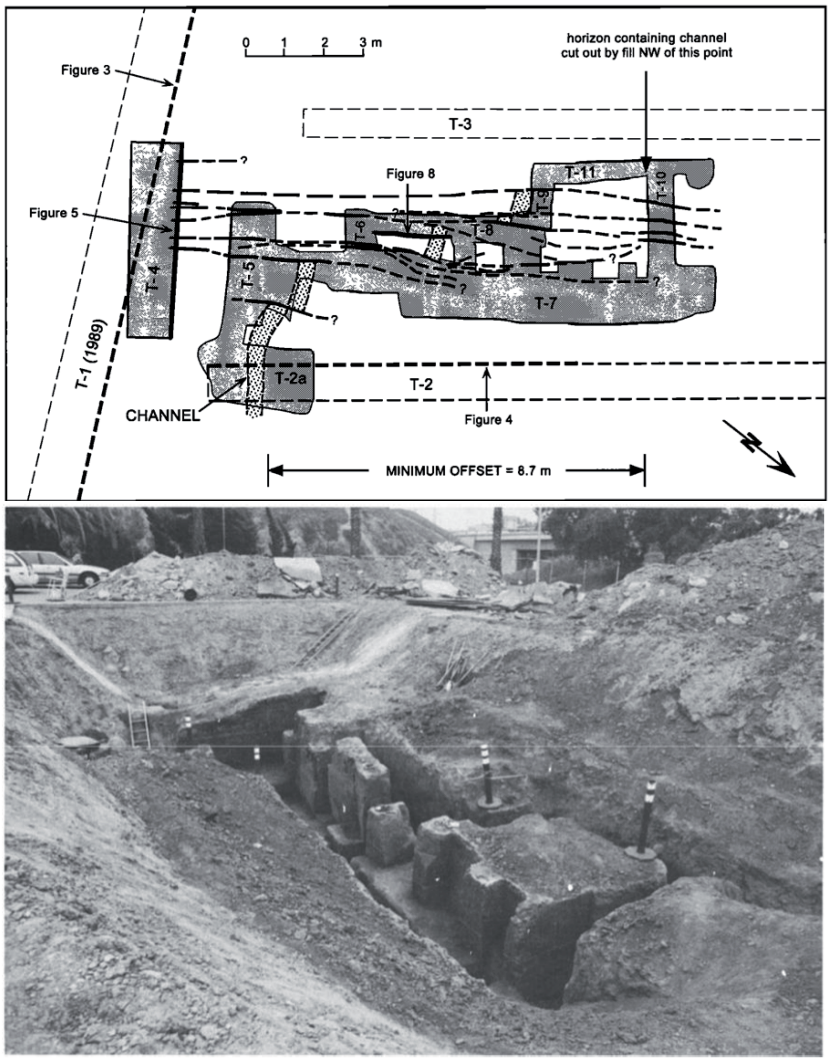


FIGURE *1.12 – Vue en plan et photographie d'une tranchée 3D réalisée au niveau de la faille de Rose Canyon (Californie) dans laquelle un cours d'eau abandonné (figuré en pointillés) décalé latéralement a été mis en évidence et daté [Lindvall and Rockwell, 1995].*

localiser des plans de failles n'atteignant pas la surface [McCalpin, 2009]. Les méthodes géophysiques principalement utilisées pour atteindre ces objectifs sont : la sismique réflexion, la tomographie électrique, le géoradar [voir Reynolds, 2011, pour le descriptif des principes et applications de ces méthodes].

La sismique réflexion est particulièrement utilisée en environnement marin ou lacustre, où elle est le moyen le plus simple d'accéder à des informations sur la localisation des failles en profondeur [e.g. Barnes et al., 2008, Hurwitz et al., 2002, Imren et al., 2001], et parfois, lorsque la sédimentation est continue et l'imagerie de très haute résolution, aux derniers événements sismiques [e.g. Strasser et al., 2006, Chapron et al., 2002, Beck et al., 2007].

A terre, la tomographie électrique est particulièrement utilisée depuis plus d'une dizaine d'années [Suzuki et al., 2000, Wise et al., 2003, Caputo et al., 2003, Rizzo et al., 2004, Nguyen, 2005, Nguyen et al., 2007] ; plus récemment le géoradar a connu un essor d'applications [e.g. Nobes, 1996, Gross et al., 2002, Rashed et al., 2003, Anderson et al.,

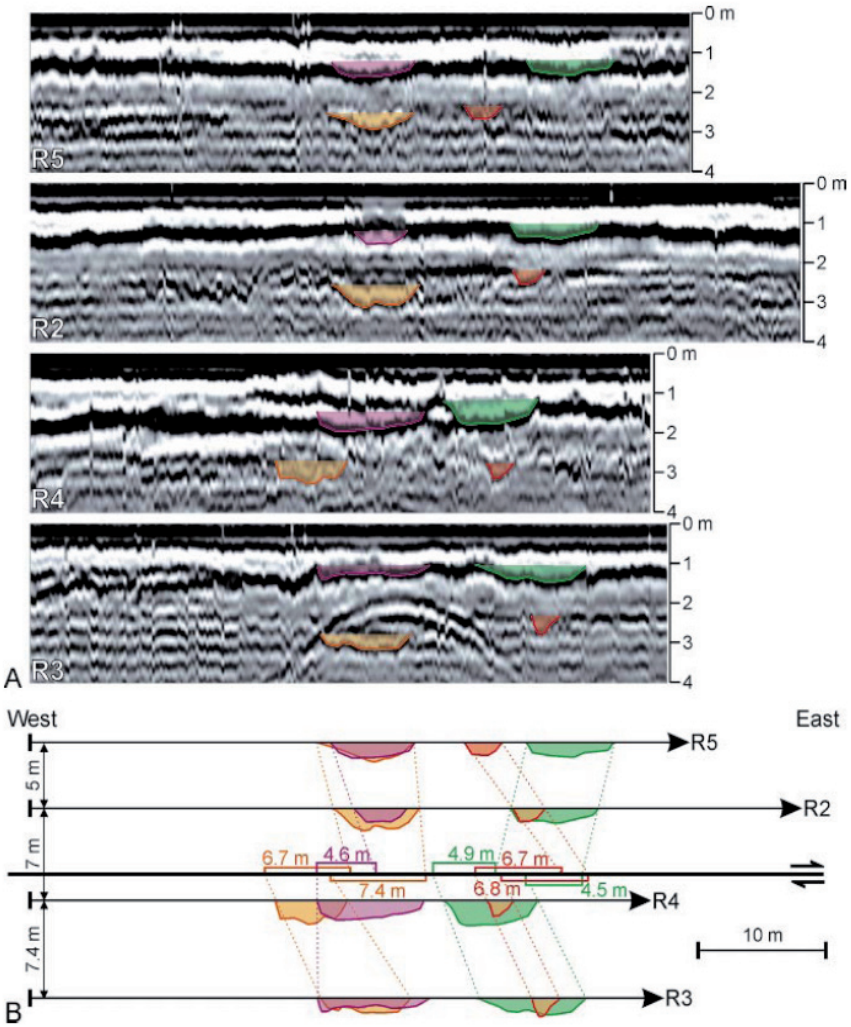


Figure *1.13 – Profils GPR parallèles à la faille Nord Anatolienne, sur lesquels quatre chenaux décalés (surlignés en couleur) ont été mis en évidence (A) et représentés en carte (B) permettant d'estimer un déplacement [d'après Ferry et al., 2004].*

2003, Ferry et al., 2004, Patidar et al., 2008, McClymont et al., 2010]. Ces deux méthodes sont d'ailleurs généralement couplées, la tomographie électrique apportant la partie quantitative, et le géoradar la résolution [Demanet et al., 2001, Lehmann et al., 2001, Vanneste et al., 2008].

Nguyen [2005] a réalisé une description détaillée des méthodes géophysiques de proche surface les plus communes ainsi que de leurs avantages et inconvénients lors de leur application à l'imagerie des failles actives. Il soulève notamment la possibilité d'erreurs d'interprétation des images obtenues en raison de l'anisotropie des formations [Nguyen, 2005], d'effets 3D, du bruit polluant les images ou les inversions ainsi que de problèmes inhérents à la résolution des méthodes et du bruit présent ainsi que de la résolution des données. Il suggère pour y remédier de réaliser plusieurs profils parallèles, ou de combiner plusieurs méthodes géophysiques. Il sera alors possible de discerner un objet que l'on retrouve sur l'ensemble des images, par rapport au bruit et aux artefacts différents d'une image à l'autre.

Peu d'études géophysiques ont cependant cherché à estimer les déplacements produits par les séismes les plus récents. McNeilan et al. [1996] ont mis en évidence deux larges paléochenaux déplacés latéralement et verticalement par la faille de Palos Verdes dans le

port de Los Angeles. Ces déplacements couplés aux datations des paléochenaux ont permis d'estimer la direction de glissement, la vitesse et la magnitude des séismes sur cette faille, largement étudiée auparavant mais peu comprise jusqu'alors.

Plus récemment, Ferry et al. [2004] ont réalisé 4 profils géoradar parallèles de part et d'autre de la trace de la rupture du séisme d'Izmit (1999) sur la faille Nord Anatolienne en Turquie. Ces profils ont été réalisés en complément d'un série de tranchées 3D [Rockwell et al., 2001] dont une des tranchées parallèles à la faille avait révélé la présence de chenaux enfouis. Les profils GPR ont permis d'identifier quatre chenaux enfouis, larges de 3 à 7 m et profonds de 0.5 à 1 m, même si l'identification des marqueurs dans les données semble peu évidente (Fig. 1.13). Ces chenaux enfouis ont été décalés de 4.5 à 7.4 m par la rupture de 1999 (2-5 m) et probablement d'autant par la précédente. Ces mesures sont toutefois entachées de larges incertitudes en raison du peu de contraintes sur la direction des chenaux. Les auteurs concluent que l'investigation GPR est un bon moyen de compléter avec des efforts moindres le travail de tranchées. Le choix d'une seule fréquence de 100 MHz est un bon compromis entre résolution et profondeur de pénétration. Néanmoins par endroit la résolution est insuffisante et demande l'emploi d'une fréquence plus élevée. Ils ajoutent que le nombre de profils réalisés dans le cadre de leur étude est insuffisant et suggèrent une acquisition 3D ou pseudo-3D afin de réduire l'incertitude sur les mesures de décalages.

Ces deux exemples montrent le potentiel de l'imagerie géophysique pour la détection de marqueurs enfouis et décalés. Les quelques inconvénients des méthodes géophysiques sont la présence d'artefacts, la nécessité d'une partie interprétative, et une résolution qui dépend de la méthode utilisée. A contrario, ces méthodes présentent de forts avantages, en particulier l'extension spatiale des zones investiguées (horizontale et verticale), leur facilité de mise en œuvre, leur caractère non destructif, leur faible coût, et leur très haute résolution lorsqu'elles sont utilisées de façon appropriée. De plus, les méthodes géophysiques peuvent permettre d'identifier des cibles ponctuelles, ce qui peut être un gain de temps et de coût par exemple pour cibler les échantillonnages dédiés aux datations.

1.3 Contexte tectonique et sédimentaire de la Nouvelle Zélande

Le choix de tester l'approche géoradar paléosismologique s'est porté sur les failles actives de Nouvelle Zélande en raison du contexte tectonique et sédimentaire de la Nouvelle Zélande. En effet, les deux îles qui forment ce pays sont situées à la limite entre les plaques convergentes pacifique et australienne. La déformation est majoritairement accommodée le long de grandes failles décrochantes dont l'activité historique atteste qu'elles rompent la surface lors de séismes de magnitude Mw $\geq$ 7. Le contexte sédimentaire quaternaire lié notamment aux fortes fluctuations climatiques de cette région humide et tempérée de l'hémisphère sud, est favorable à l'enfouissement et la préservation rapide des marqueurs morphologiques dans le sous-sol. Déjà en surface, les grandes et nombreuses terrasses alluviales formées depuis la dernière période glaciaires sont parmi les plus étudiées au monde [McCalpin, 2009]. Nous décrivons ici les contextes généraux géologique, climatique et tectonique de la Nouvelle Zélande. Nous détaillerons les connaissances sur les failles que nous avons étudiées (Failles de Hope, Wellington et Wairarapa) au début des chapitres 3, 4 et 5.

1.3.1 Contexte géologique long terme

La géologie de la Nouvelle Zélande est fortement liée à sa position sur une limite de plaques continentales. Les roches les plus anciennes, trouvées sur la côte ouest (en rose et orange sur la Fig. 1.14), proviennent d'un bassin sédimentaire situé au niveau du plateau et de la pente continental du Gondwana (aujourd'hui l'ouest de l'Australie et l'Antarctique). Cette marge continentale était alors active avec la présence d'un arc volcanique insulaire de marge active. Ces roches sont dominées par des greywackes et des reliques de roches ignées datant de 370 à 545 millions d'années (du Cambrien au Dévonien).

L'orogénèse Tuhua (du Dévonien supérieur au Carbonifère, 370-330 Ma) signe la fin de cette période de sédimentation et correspond au soulèvement et au plissement du plateau continental, de l'arc insulaire et de la pente continentale. Durant cette orogénèse, les roches sédimentaires anté-dévoniennes ont été métamorphisées et des intrusions magmatiques se sont mises en place (ex. le batholithe de Karamea).

La chaîne s'est ensuite érodée et l'ensemble de la Nouvelle-Zélande fût de nouveau immergée. Une seconde phase de dépôts, appelées Rangitata, a alors débuté. Entre 330 et 142 Ma (du Carbonifère au Jurassique), une épaisseur importante de sédiments provenant de l'érosion de la chaîne Tuhua remplit le bassin sédimentaire au large de l'Australie et de l'Antarctique. On distingue deux types de roches, d'une part les roches du groupe Torlesse à l'Est principalement composées de greywacke et déposées sur la plaine abyssale ; d'autre part, les roches du groupe Murihiki principalement volcaniques et détritiques à l'Ouest (en bleu et bleu foncé sur la carte 1.14).

Une seconde orogénèse, l'orogénèse Rangitata, au Crétacé inférieur (entre 142 Ma et 99 Ma), soulève cette épaisse couche de sédiments qui représente aujourd'hui la majeure partie des roches affleurantes. Le plancher océanique affleure notamment au niveau du mont Dun, du West Dome et de Red Hills dans la région de Nelson au Nord-Ouest et au Sud-Est de la Nouvelle Zélande, au niveau de la discordance entre les dépôts paléozoïques (orange) et paléo-mésozoïque (bleu). Les roches du groupe Murihiki sont déformées sous la forme d'un seul pli ouvert tandis que les roches du groupe Torlesse sont plus fortement déformées, en empilement de nappes plissées métamorphisées.

La Nouvelle Zélande se sépare ensuite de l'Australie et de l'Antarctique entre 99 et 24 Ma. Cette période est caractérisée par l'érosion de la chaîne précédemment formée jusqu'au stade de pénéplaine. A 85 Ma un rift se forme, la mer de Tasmanie s'ouvre progressivement et un nouveau plancher océanique se forme. Le mouvement de la Nouvelle Zélande résulte en une transgression marine qui submerge la plupart des îles à l'Oligocène ($\sim$ 35 Ma) (en bleu clair sur la carte 1.14). A ce moment, l'expansion océanique s'est arrêtée et la Nouvelle Zélande s'enfonce dans l'océan où se déposent alors des calcaires fossilifères. Cette période se termine par l'ouverture d'un nouveau rift entre l'Australie et l'Antarctique, et la naissance de la ride océanique encore existante et active aujourd'hui.

Cette ouverture océanique crée une convergence oblique entre les plaques australiennes et pacifiques, responsable de l'orogénèse de Kaikoura. Cette orogénèse est le résultat d'un déplacement progressif et complexe de la position des limites de plaques (Fig. 1.15). Les Alpes du Sud ont commencé de se soulever il y a environ 5 Ma, lorsque la composante verticale de la Faille Alpine (en pointillé rouge) s'est accélérée. Cette faille existait déjà auparavant, mais sa composante était essentiellement décrochante. Elle a accumulé jusqu'à aujourd'hui 450 km de déplacement dextre (visible avec les bandes oranges sur la carte 1.14). Les roches connaissent à l'heure actuelle un taux d'exhumation d'environ 3-9 mm/an [Batt et al., 2000, Herman et al., 2007, Cox et al., 2012] qui est parmi les plus élevés au monde [Walling and Webb, 1996]. Celui-ci est relié au fort taux d'érosion, lui

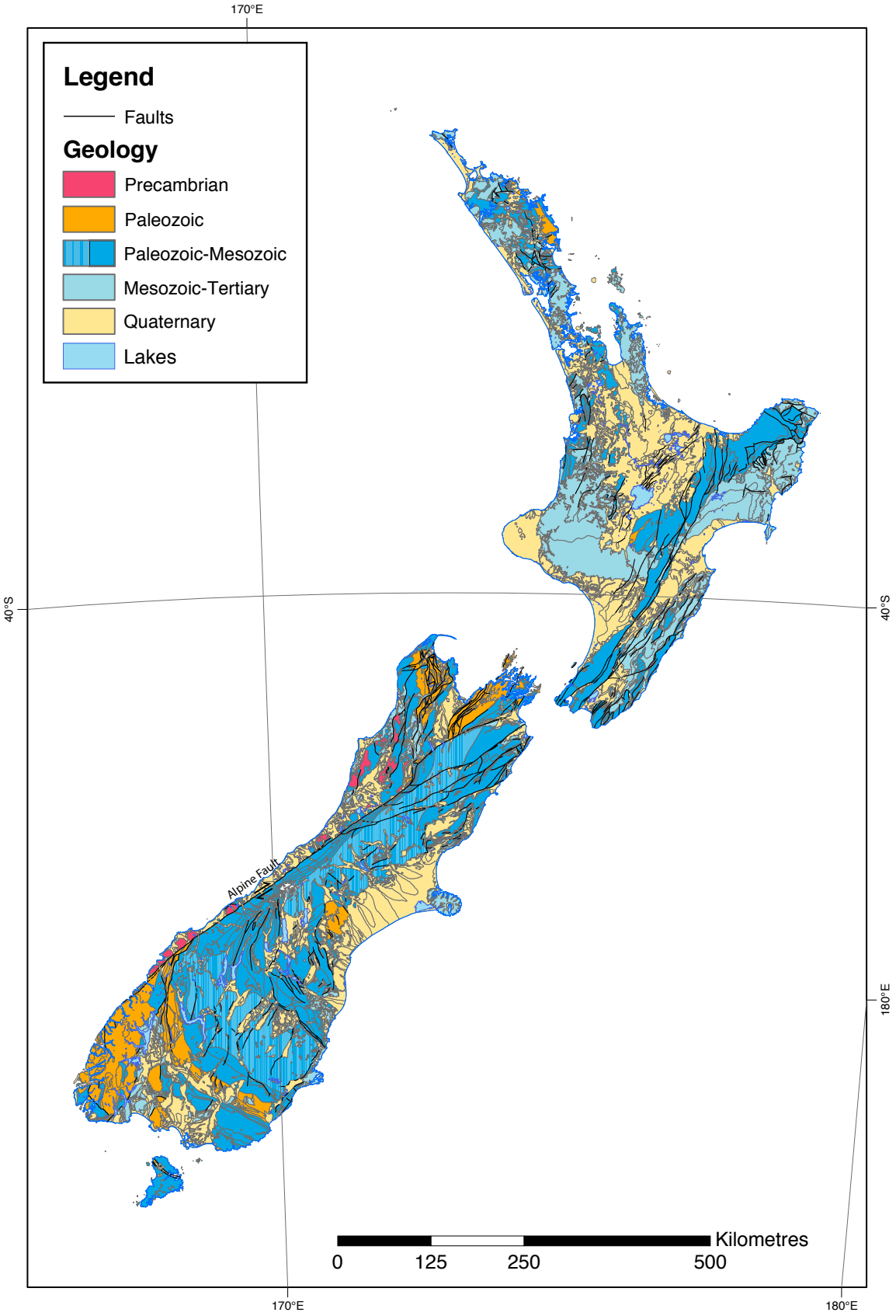


FIGURE 1.14 – *Carte géologique de la Nouvelle Zélande*

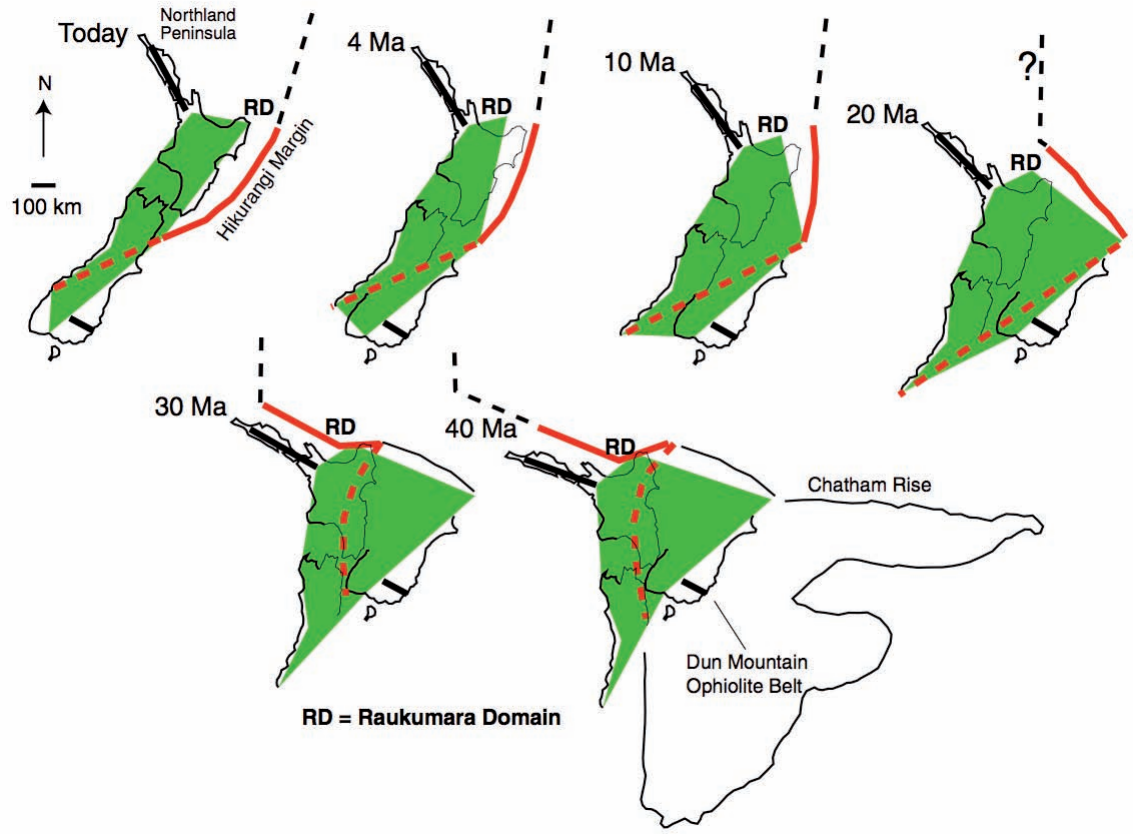


Figure *1.15 – Reconstructions du mouvement des plaques pacifique et australienne depuis 40 Ma basées sur des données de paléomagnétisme [Lamb, 2011]. Les plages de couleur verte représentent les zones d'intense déformation cénozoïque. La ligne rouge correspond à la limite de plaque convergente et la partie en pointillés à la limite décrochante.*

même corrélé au taux de précipitation [Koons, 1989, 1990].

1.3.2 Contexte climatique et conséquences sur la sédimentation au Quaternaire

Le climat de la Nouvelle Zélande est principalement contrôlé par sa position au niveau des latitudes tempérées de l'hémisphère Sud (cf. Annexe A) et par les influences maritimes globales. La prédominance des vents d'ouest apporte une série d'anticyclones et de dépressions à 8-10 jours d'intervalle. L'influence orographique de la chaîne des Alpes du Sud crée un fort gradient de précipitation d'Ouest en Est [Tait et al., 2006], de 12.6 m de précipitation cumulée par an sur la côte ouest de l'île du Sud à 0.2 m à l'est de la chaîne. Cette quantité de précipitation engendre un taux d'érosion atteignant 9 mm.an^{-1}, en équilibre avec les vitesses d'exhumation des roches au centre de la chaîne [Cox et al., 2012]. La charge sédimentaire est évacuée en majeure partie par les rivières vers l'océan, le reste étant déposé au niveau des plaines alluviales, des bassins tectoniques, et des piémonts de chaînes.

Cette charge sédimentaire est également indirectement liée aux fluctuations climatiques via les variations du couvert végétal. Durant les périodes glaciaires au Quaternaire, dans les régions non englacées, l'absence de végétation au dessus de 300-500 m d'altitude retenant les terrains a généré une charge sédimentaire trop importante pour le débit des rivières. Les vallées se sont alors comblées de sédiments lors de périodes d'aggradation. A

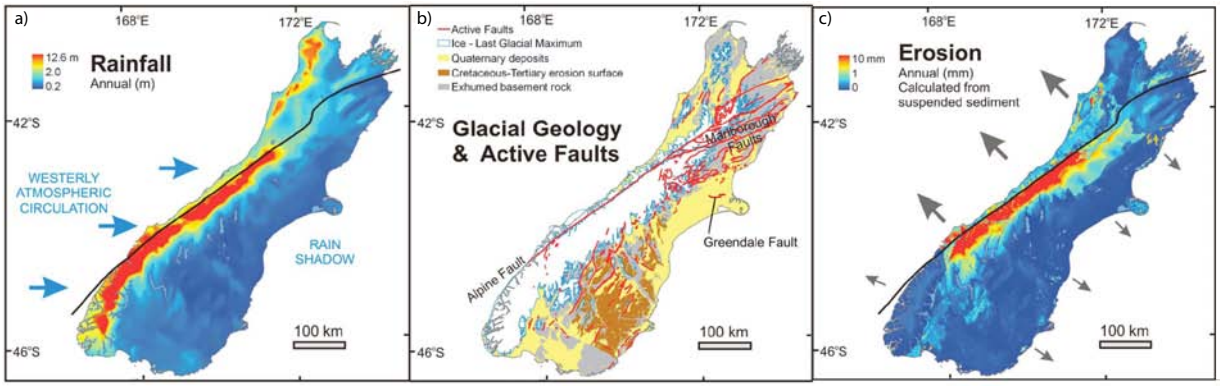


FIGURE *1.16 – Carte de l'île du Sud de la Nouvelle Zélande représentant en a) les précipitations annuelles moyennes pour la période de 1971 à 2000 [Tait et al., 2006], b) l'extension des glaciers lors du dernier maximum glaciaire (en blanc) sur la carte géologique, les failles actives sont représentées en rouge [Cox and Sutherland, 2007, Barrell, 2011]. La figure c) représente l'érosion exprimée en épaisseur de sol érodée par an [Hicks et al., 1996].*

la fin des périodes glaciaires, la reforestation progressive a engendré une diminution de la charge sédimentaire, et le début de l'incision des rivières.
La dernier maximum glaciaire, appelé Otiran, a débuté il y a 25000 ans et s'est achevé il y a 14 000 ans avec le début du retrait des glaciers, tandis que la reforestation a duré jusqu'à 11 500 ans dans l'île du nord et 9500 ans dans l'île du sud. [McGlone et al., 1995, Hellstrom et al., 1998, Newnham et al., 1999]. Le retrait des glaciers et l'incision des rivières depuis 10 000 ans ont laissé de nombreux marqueurs morphologiques tels que des moraines et des terrasses alluviales. La dernière phase d'aggradation lors de cette période glaciaire a recouvert la plupart des marqueurs morphologiques plus anciens : on retrouve seulement les reliques des précédentes terrasses d'aggradation situées à des altitudes plus élevées, et formées lors des précédentes périodes glaciaires [Bull, 1991, Berryman, 1990, Suggate, 1990]. Les dépôts quaternaires incluent également des sédiments marins, volcaniques dont la distribution est décrite sur la figure 1.17. Les tephras volcaniques permettent notamment d'estimer l'âge et de corréler les différents dépôts quaternaires d'une vallée à l'autre à l'échelle du pays [McGlone et al., 1995, Litchfield and Berryman, 2005]. Les dépôts de loess (dépôts éoliens périglaciaires) sont également des marqueurs stratigraphiques importants pour les corrélations et les datations [Suggate, 1990]. Les dépôts de loess néozélandais comptent parmi les plus épais au monde, et une échelle stratigraphique pour ces dépôts, couvrant 250 ka, a été décrite par [Milne, 1973] pour l'île du Nord et par Bruce [1983] pour l'île du Sud. C'est au sein de ces dépôts quaternaires, découpés par les failles actives, que nous avons mené nos investigations géophysiques (Fig. 1.17).

1.3.3 Contexte tectonique actuel

Actuellement, la Nouvelle Zélande s'étend sur 1500 km à la limite des plaques australienne et pacifique qui convergent selon une direction E-W à des vitesses de 39 à 48 mm.an^{-1}, croissantes du sud vers le nord [Beavan et al., 2002] (Fig. 1.18).
Au nord de la Nouvelle Zélande, la convergence est essentiellement accommodée par le passage en subduction de la croûte océanique pacifique sous la croûte continentale du Plateau de Challenger au niveau de la fosse d'Hikurangi (Fig. 1.18) et quelques grandes failles décrochantes à petite composante inverse.
Au centre de la Nouvelle Zélande, cette convergence est responsable de la collision entre

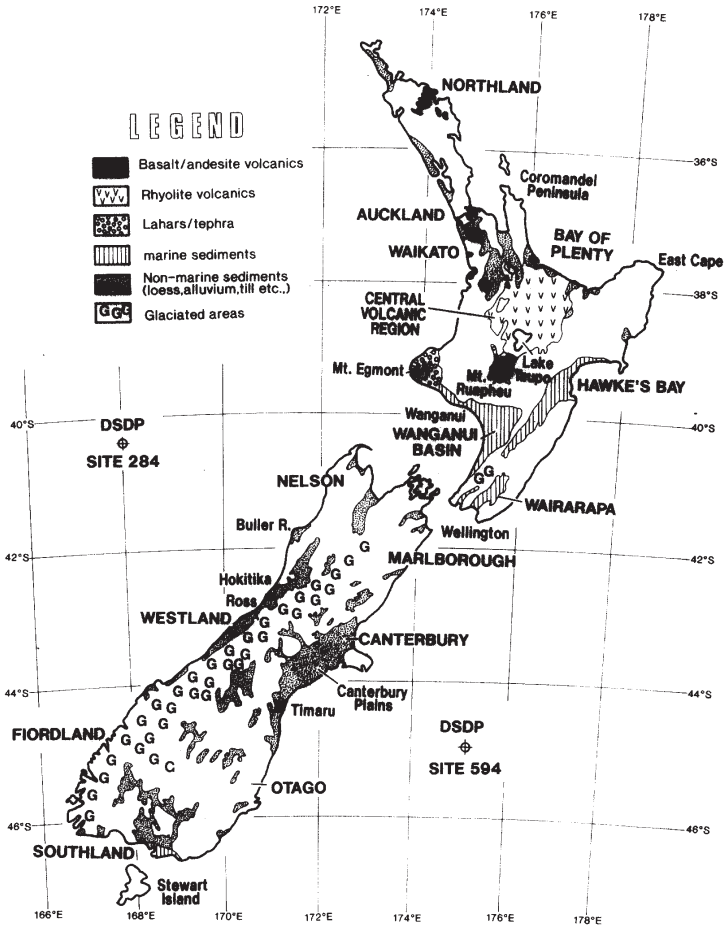


Figure *1.17 – Distribution et nature des dépôts quaternaires au sein desquels sont menées les études paléosismologiques [Pillans, 1991].*

le Plateau de Challenger et le plateau de Chatham accommodée par la zone de failles de Marlborough, la faille Alpine et le soulèvement des Alpes du Sud (Fig. 1.18).
Au sud de la Nouvelle Zélande, la convergence est essentiellement accommodée par le passage en subduction de la croûte océanique australienne sous la croûte continentale du Plateau de Chatham au niveau de la fosse de Puysegur.

a) La subduction d'Hikurangi

Dans l'île du Nord, la tectonique active est dominée par la subduction de la plaque Pacifique sous la bordure Est de l'île au niveau de la fosse d'Hikurangi. Au nord du 39$^{\text{ème}}$ parallèle, un fossé de rift d'arrière arc s'ouvre par le jeu d'une série de failles normales associée à du volcanisme dans la zone de Taupo. Au large de la côte Nord, le rift rejoint le fossé du Havre bordé par les rides de Colville et de Kermadec. La fosse d'Hikurangi rejoint quant à elle la fosse de Kermadec puis de Tonga (cf. Annexe A).

Dans la moitié Sud, la déformation de la plaque supérieure est partitionnée entre un raccourcissement accommodé par des plis et des chevauchements dans le prisme d'accrétion en mer [e.g. Barnes et al., 1998] et dans la partie émergée de la marge [Nicol et al., 2002, 2007] et un décrochement accommodé par un faisceau de failles décrochantes dextres situées en arrière de la marge (*North Island Dextral Fault Belt*, NIDFB sur la figure 1.18)

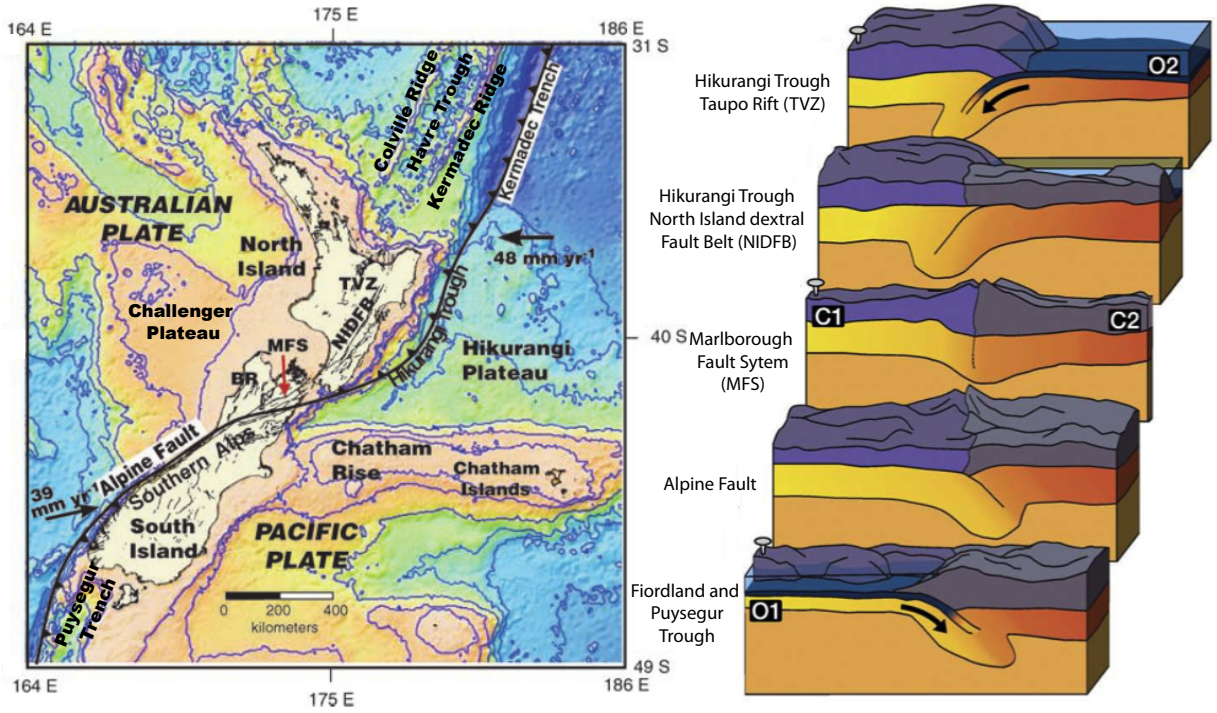


FIGURE *1.18 – Bathymétrie et topographie de la Nouvelle Zélande à gauche [Wallace et al., 2007]. Bloc 3D schématique représentant l'évolution de la limite de plaque du Nord au Sud [d'après Pysklywec et al., 2010]. Les principales structures contrôlant la tectonique de région sont indiquées.*

[Beanland, 1995, Wallace et al., 2004, Mouslopoulou et al., 2007]. Le faisceau de failles décrochantes compte notamment les failles majeures de Wairarapa, Wellington, Ohariu et Sheperd's Gully (Fig. 1.20). Les failles de Wellington et de Wairarapa seront décrites en détail dans les chapitres 4 et 5.

Aucun fort séisme de subduction n'est connu historiquement. Plusieurs événements modérés de magnitude Mw < 7.2 se sont produits depuis 1900 autour des zones fortement couplées de la subduction [Doser and Webb, 2003, Wallace et al., 2009]. 6 séismes lents dont un de magnitude équivalent à un séisme de magnitude 7 ont été mis en évidence grâce aux données GPS en 2002, 2004 et 2004-2005 [Douglas et al., 2005, Wallace and Beavan, 2006, Beavan et al., 2007, McCaffrey et al., 2008, Wallace et al., 2009]. L'analyse des entrées marines sur les côtes du détroit de Cook suggère qu'aucune subsidence et donc aucun séisme de subduction n'a eu lieu depuis environ 2000 ans [Clark et al., 2011]. Des subsidences de 4 et 8 m ont été mises en évidence entre 2000 et 6000 ans et autour de 7000 ans, suggérant des séismes de magnitude Mw ≥ 8 [Cochran et al., 2006, Clark et al., 2011]. Wallace et al. [2004] ont estimé le couplage intersismique de l'interface de subduction, et ont montré que la transition entre la partie bloquée et non bloquée se situe à ~ 40 km de profondeur à l'ouest de Wellington, tandis que plus au nord elle se situe à seulement ~ 15 km de profondeur le long de la côte Est de l'île du Nord.

b) Les failles du détroit de Cook

Les Iles du Nord et du Sud de la Nouvelle Zélande sont séparées par un bras de mer, le détroit de Cook, au sein duquel a lieu la transition entre subduction au Nord et collision continentale au Sud. Les données de sismique réflexion montre que les failles décrochantes du faisceau nord ne sont pas directement reliées à celles de la zone de Marlborough (MFS)

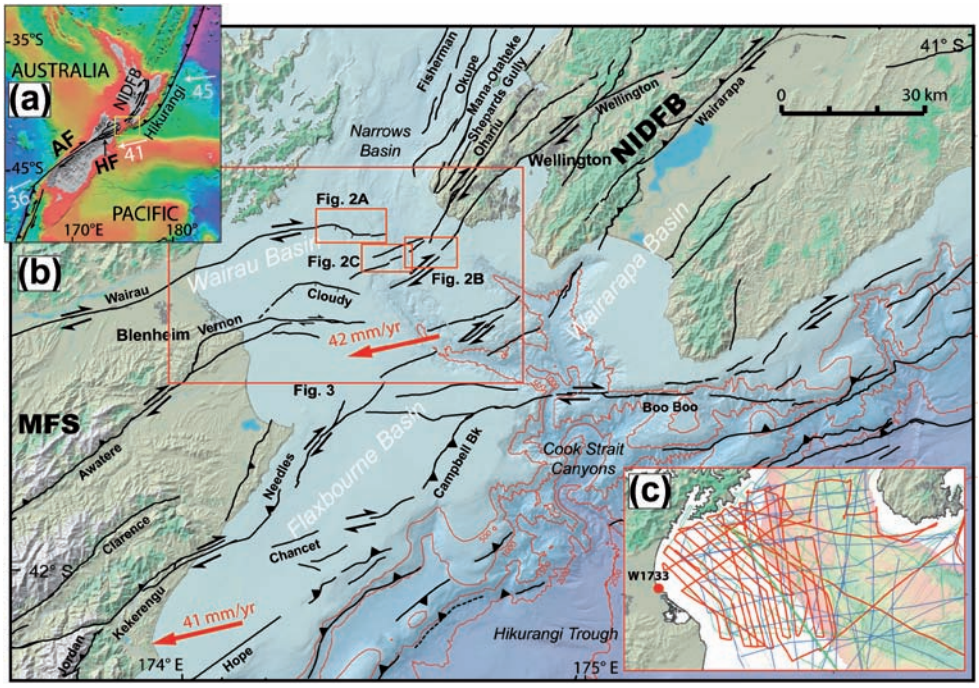


Figure *1.19 – Carte des failles actives et bathymétrie du détroit de Cook (b). Les encarts (a) et (c) décrivent respectivement la position du détroit par rapport à la limite de plaques, et la localisation des profils de sismique réflexion marine [Pondard and Barnes, 2010].*

au Sud. Les failles majeures (Ohariu, Wellington, Wairarapa, Wairau, Awatere, Kekerengu) se terminent en mer à quelques kilomètres de la côte (Fig. 1.19). Le détroit est également découpé de plusieurs autres failles décrochantes associées à de larges bassins en extension (Fig. 1.19) [Carter, 1992, Barnes et al., 1998, Barnes and Audru, 1999, Barnes et al., 2008, Pondard and Barnes, 2010]. Cette géométrie suggère que les ruptures sur les failles décrochantes du faisceau de failles de l'Ile du Nord et de la zone de faille de Marlborough ne traversent pas le détroit et s'arrêtent à quelques kilomètres des côtes ; les longueurs de rupture en mer ajoutées à celles estimées sur terre permettent notamment d'estimer plus précisément la magnitude des paléoséismes.

c) La zone de failles de Marlborough

Au niveau du Nord de l'Ile du Sud, la subduction de la plaque pacifique semble s'arrêter – comme en témoigne l'absence de sismicité profonde – sous le système de faille de Marlborough. Toutefois la localisation de la terminaison du plan de subduction au niveau du plateau continental de Chatham Rise est encore discutée [Anderson and Webb, 1994, Reyners and Robertson, 2004].

Le système de faille de Marlborough accommode donc une grande partie de la déformation, le long de quatre failles décrochantes dextres, les failles Hope, Clarence , Awatere et Wairau [e.g. Van Dissen and Yeats, 1991]. Au large, une série de failles inverses et de plis parallèles à la côte accommodent le reste de la déformation [Barnes and Audru, 1999]. Les failles d'Awatere [Little et al., 1998, Mason et al., 2006, Gold and Cowgill, 2011], Clarence [Knuepfer, 1992, Nicol and Van Dissen, 2002, Van Dissen and Nicol, 2009] et Wairau [Berryman et al., 1992, Zachariasen, 2001, Yetton, 2003, Zachariasen et al., 2006] ont une vitesse de glissement quaternaire de l'ordre de 3-6 mm.an^{-1}, tandis que la faille Hope montre une vitesse plus rapide d'environ 20 mm.an^{-1} [Cowan, 1990, Van Dissen and

Yeats, 1991, Knuepfer, 1992, Langridge et al., 2003, Langridge and Berryman, 2005]. Il a été suggéré que l'âge d'initiation de ces failles décroît vers le Sud, et qu'une tendance inverse est observée pour les vitesses de glissement suggérant qu'au cours du temps la majeur partie de la déformation (i.e. la localisation de la limite de plaque) a migré de vers le Sud-est, de la faille de Wairau il y 2 Ma, à la faille de Hope actuellement [Little and Jones, 1998, Pettinga et al., 1998, Langridge and Berryman, 2005]. Les larges déplacements cumulés du substratum suggèrent que les vitesses de glissement sur ces failles aient pu varier au cours des derniers $\sim$ 2 Ma. Ces failles, et notamment la faille Hope, n'ont pas rompu dans leur intégralité au cours des temps historiques (cf. §1.3.4). Elles ont fait l'objet de nombreuses études paléosismologiques dont les résultats sont résumés sur la figure 1.20.

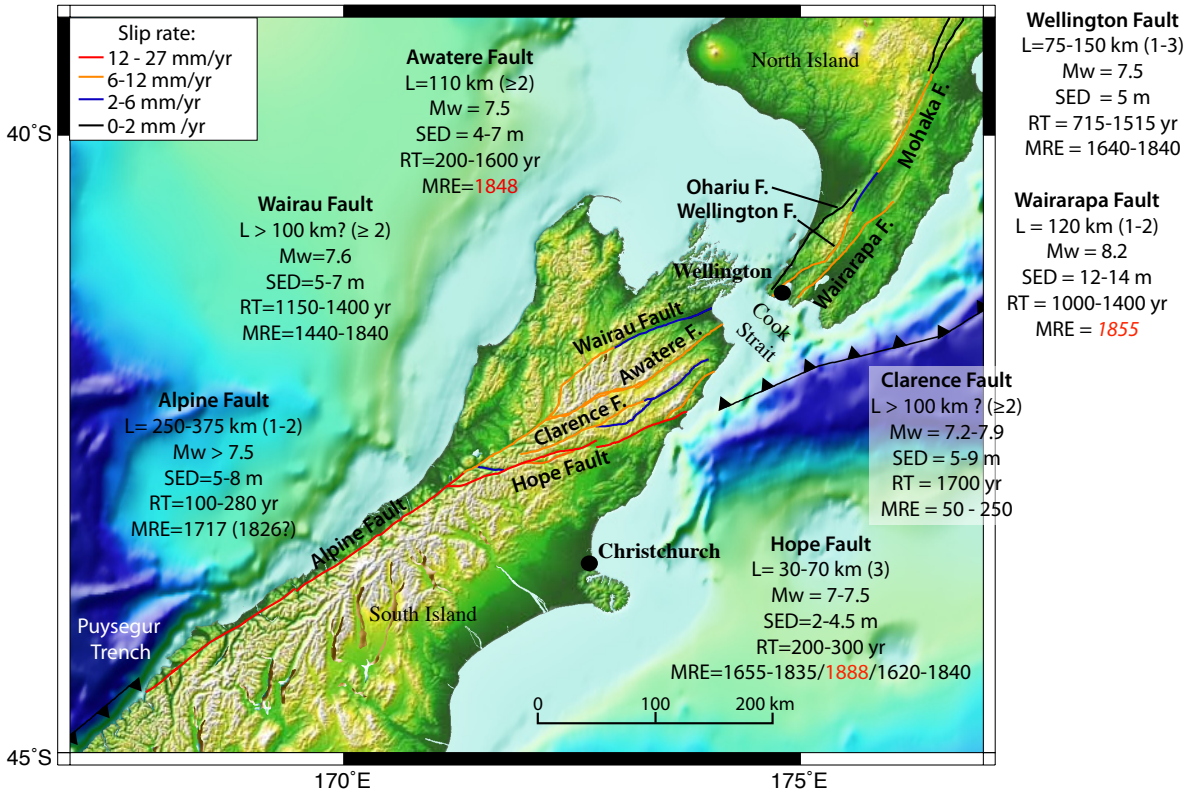


FIGURE 1.20 – *Carte des failles décrochantes majeures et connaissances actuelles sur les forts séismes les plus récents. Les couleurs des traces indiquent les vitesses de glissement. L indique la longueur de rupture supposée produite par les forts séismes. Le nombre de segments majeurs de la faille long-terme est précisé entre parenthèses. Sont également indiqués la magnitude du séisme (Mw) ; le déplacement moyen estimé en surface par événement (SED) ; la date du dernier fort séisme (MRE, en rouge pour les ruptures historique), et le temps de récurrence estimé (RT) [Berryman et al., 1992, Yetton, 1998a, Wells et al., 1999, Wells and Goff, 2007, Norris and Cooper, 2001, Yetton, 2003, Mason et al., 2006, Zachariasen et al., 2006, Van Dissen and Nicol, 2009, Little et al., 2009, 2010, Ninis et al., 2010, Langridge et al., 2003, 2007, 2011, in press].*

d) La faille Alpine

La faille Alpine est la principale structure de l'Ile du Sud. Elle accommode 70-75 % du mouvement relatif des plaques qui se répartit en 36 mm.an^{-1} de mouvement parallèle et 10 mm.an^{-1} de mouvement perpendiculaire à la direction de la faille [Beavan et al., 2002, Wallace et al., 2004]. La composante inverse de la faille est en grande partie responsable du soulèvement des Alpes du Sud [Cox et al., 2012]. La vitesse de glissement de la faille

est estimée à 22-32 mm.an^{-1} horizontalement et 5-10 mm.an^{-1} verticalement. Depuis son initiation à l'Oligocène, la faille aurait accumulée 450 km de déplacement horizontal (Fig. 1.14). Dans sa partie sud, la faille devient essentiellement décrochante [Sutherland and Norris, 1995] et se divise en plusieurs branches en mer [Barnes et al., 2005]. Le reste de la déformation est accommodée par des chevauchements et des plis au sein de la chaîne de montagne à l'Est de la faille [Cox et al., 2012].

Les études paléosismologiques montrent que le séisme le plus récent aurait eu lieu en 1717, produisant un déplacement moyen de 5 à 8 m, sur une longueur de rupture de 375 km. Le temps de récurrence pour de tels forts séismes est estimé à 100-280 ans [Norris and Cooper, 2001, Yetton, 1998a, Wells et al., 1999, Wells and Goff, 2007] (Fig.1.20).

e) La subduction de Puysegur

Au Sud, la faille Alpine rejoint la fosse de Puysegur où la plaque australienne plonge sous la plaque pacifique. Malgré la réalisation de plusieurs modèles conceptuels de la géométrie 3D de cette transition [Lebrun et al., 2000, Reyners et al., 2002], cette section reste la moins comprise de la limite de plaque néozélandaise. Elle est pourtant l'une des régions les plus actives sismiquement (Fig. 1.21)

1.3.4 La sismicité instrumentale et historique

En Nouvelle Zélande, l'histoire sismique remonte jusqu'à 1835 [Eiby, 1968], soit seulement 180 ans en arrière. Durant cette période, peu de tremblements de terre majeurs (Mw $\geq$ 6) ont eu lieu, créant des ruptures en surface (Fig.1.21).

Les récits historiques rapportent notamment un tremblement de terre de magnitude Mw = 8.2, ayant rompu la faille Wairarapa en 1855 [Townend et al., 2005] (Fig.1.21). Ce séisme aurait produit un déplacement maximum horizontal de 18.7 $\pm$ 1 m et vertical de 6.4 m $\pm$ 1 m, avec une longueur de rupture d'environ 120 km [Rodgers and Little, 2006, McSaveney et al., 2006]. Si tel est le cas, ce séisme est l'un des plus gros au monde en termes de déplacements produits [voir données mondiales dans Manighetti et al., 2007]. Ce séisme a entraîné des dommages dans la ville de Wellington, en causant notamment un tsunami. Il est également responsable de l'émersion d'une partie de la baie de Wellington.

Plus récemment, en 1931, le séisme de Hawke's Bay de Mw = 7.8 est le séisme le plus meurtrier et dévastateur connu (Fig.1.21). 256 personnes ont trouvé la mort et des milliers de personnes ont été blessées. La ville de Napier a été en partie détruite par de grands incendies. Le mouvement inverse a entraîné l'enfoncement d'un mètre de la côte sous le niveau de la mer, tandis que l'intérieur des terres s'est soulevé de plus de 2 m. 40 km^2 de terres ont ainsi émergé et 2200 hectares de marais se sont asséchés, et se sont depuis couverts de vignobles. Après sa reconstruction, la ville de Napier est devenue la capitale mondiale de l'art déco.

Encore plus récemment, deux séismes ont touché la ville de Christchurch le 4 septembre 2010 et le 22 février 2011 de magnitude 7.1 et 6.3 sur des failles inconnues auparavant. Le premier séisme s'est produit à 65 km à l'ouest de la ville et a créé une trace en surface longue de 28 km (faille de Greendale), un déplacement latéral moyen de 2.3 m et un déplacement maximum de 4.6 m en surface [Nin, 2011]. Le séisme s'est produit durant la nuit et n'a causé que peu de blessés, de dommages, et aucun décès. Le second séisme s'est produit à 5 km du centre-ville en milieu de journée, ne créant aucune rupture en surface mais beaucoup de phénomènes de liquéfaction. Il a causé la mort de 185 personnes en détruisant une partie du centre historique de la ville. Les dommages sont évalués à 15

milliards de dollars US.
Sur les grandes failles décrochantes qui font l'objet de nos études dans la suite, 3 segments ont rompu depuis 1840, lors des séismes de Wairarapa (Mw 8.2 ; 1855), Marlborough (Mw 7.5 ; 1848) et North Canterbury (Mw 7.3 ; 1888). La rupture de Marlborough n'a affecté que la moitié Nord-Est de la faille d'Awatere, et la rupture de North Canterbury a rompu le segment central de la faille Hope, long de 30 km.
En dehors de ces forts séismes, la Nouvelle Zélande subit tous les jours des tremblements de terre de magnitudes plus faibles (Fig. 1.22). On distingue les séismes superficiels, répartis le long des failles crustales, des séismes profonds qui soulignent l'interface de subduction. Il apparaît clairement que cette interface s'interrompt sous l'île du Sud au niveau de la zone de faille de Marlborough [voir Anderson et al., 2003, pour une analyse détaillée de la sismicité entre 1990 et 1993].

Les enregistrements de sismicité historique et instrumentale couvrent une période courte en comparaison du temps de récurrence des forts séismes. Seule la paléosismologie peut donc apporter des informations sur les ruptures préhistoriques les plus récentes, et les derniers cycles sismiques. Les études paléosismologiques réalisées à ce jour ont permis d'identifier les 4-5 derniers forts séismes ayant rompu les failles majeures de Nouvelle Zélande, et ainsi d'estimer les longueurs, les magnitudes, les dates et temps de récurrence des quelques derniers forts séismes récents [Langridge et al., 2011, in press, Berryman et al., 2012, Little et al., 2009, Mason et al., 2006]. Nous proposons de tester notre approche paléosismologique géoradar sur ces failles afin d'estimer les déplacements produits par les 10-20 derniers forts séismes.

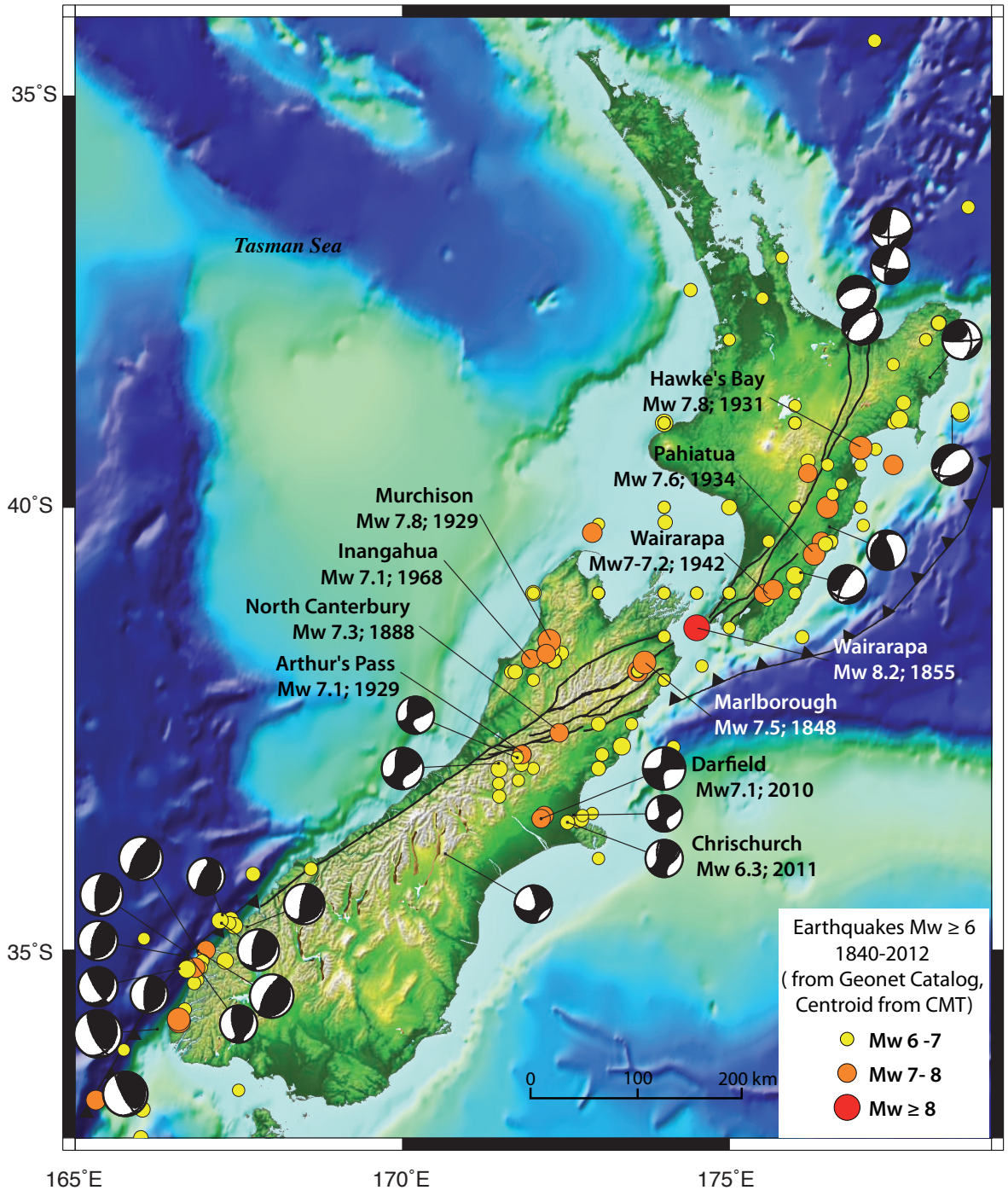


FIGURE *1.21 – Carte de localisation des séismes historiques superficiels de magnitude Mw ≥ 6 (http://www.geonet.org.nz/). Les mécanismes au foyer sont indiqués (Catalogue CMT). Des ruptures en surface sont généralement rapportées pour les séismes de Mw ≥ 7 (rupture en surface du séisme de Darfield par exemple : http://www.youtube.com/watch?v=Npqx3WmNkv4). Le nom, la magnitude et la date des séismes sont précisés lorsqu'ils ont causé des victimes (Fond de carte réalisé à partir des données ASTER GDEM et GEBCO).*

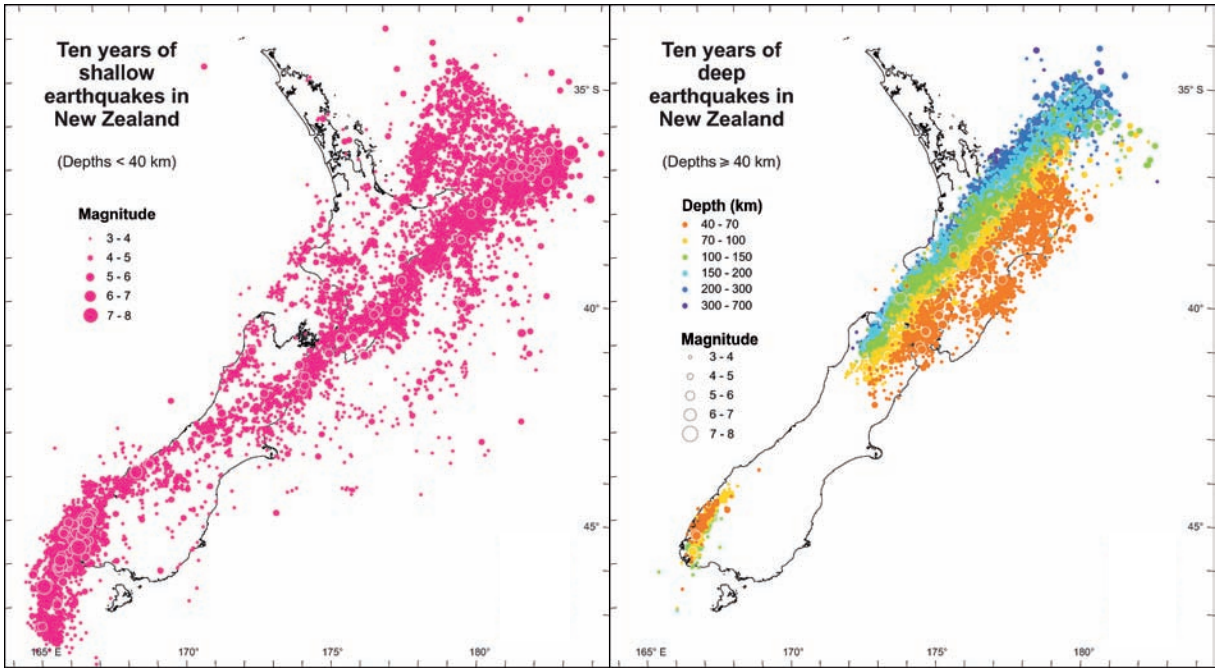


FIGURE 1.22 – *Distribution de la sismicité (Mw ≥ 3) superficielle (< 40 km) à gauche et profonde (> 40 km) à droite (http://www.gns.cri.nz/). Les cercles représentant les séismes de Mw > 5 sont bordés de traits blancs. La sismicité superficielle se répartie selon un axe SW-NE, depuis la fosse de Puysegur, puis le long de la faille Alpine, de la zone de failles de Marlborough, du faisceau de failles de l'île du Nord, jusqu'à la fosse d'Hikurangi au nord. La sismicité profonde décrit la géométrie de l'interface de subduction, qui s'interrompt sous l'île du Sud, au niveau de la chaîne des Alpes du Sud.*

CHAPITRE 2

ACQUISITIONS ET TRAITEMENTS DES DONNÉES GÉORADAR PSEUDO 3D POUR UNE APPLICATION À LA PALÉOSISMOLOGIE

Sommaire

2.1 Introduction 40
2.2 Reconnaissance des sites 41
2.3 Principe du géoradar 42
2.3.1 Propagation des ondes électromagnétiques 42
2.3.2 Émission, réflexion, réfraction, transmission et réception des signaux EM 44
2.3.3 Résolution et profondeur de pénétration 46
2.4 Acquisitions et traitements des données 49
2.4.1 Acquisition et traitement des données topographiques 49
2.4.2 Acquisition des données GPR 50
2.4.3 Traitements des données GPR 54
2.4.4 Visualisation et analyse des profils GPR 59
2.4.5 Création de MNE 60
2.5 Conclusions 61
2.5.1 Avantages et inconvénients du géoradar 61
2.5.2 Confiance et objectivité de l'interprétation 62

2.1 Introduction

Les failles décrochantes déplacent les marqueurs morphologiques dans un plan approximativement horizontal et parallèle à la surface du sol. De longs enregistrements de paléoséismes peuvent donc résider à proximité de la surface, dans les premiers mètres du sol [McCalpin, 2009]. L'imagerie géophysique est un moyen potentiel de parvenir à détecter et imager ces enregistrements. Le choix de la méthode d'imagerie géophysique la plus appropriée pour imager les premiers mètres de sol et y détecter d'éventuels objets ou structures enfouis dépend principalement du contexte géologique, de la profondeur et de la taille de la cible, de la résolution nécessaire, mais aussi d'aspects plus pratiques tels que le type de terrain (reliefs, végétation), le coût financier et la difficulté d'acquisition et de traitement des données. En effet, de nombreuses méthodes géophysiques existent [Reynolds, 2011, Telford et al., 1990] et se distinguent par leur sensibilité, leur profondeur d'investigation et leur résolution. La plupart ont déjà été appliquées aux failles actives en milieux terrestre et marin [McCalpin, 2009, pour une liste exhaustive]. On compte parmi les plus courantes les méthodes de sismique réflexion et réfraction, de tomographie électrique, d'électromagnétisme, de magnétisme et de gravimétrie. L'échelle d'application et la résolution de ces méthodes sont de l'ordre de quelques centimètres (géoradar) à la dizaine de kilomètres (sismique réflexion). Elles sont généralement appliquées dans les études des failles et en paléosismologie en particulier afin de 1) reconnaître des sites avant de trancher ou forer [e.g. Salvi et al., 2003, Vanneste et al., 2006], 2) définir la géométrie du plan de faille en profondeur (jusqu'à l'échelle crustale) [e.g. Vergne et al., 2002, Wittlinger et al., 1998, Nguyen, 2005], 3) détecter les failles qui n'atteignent pas la surface [e.g. Dorn et al., 2010, Cavinato et al., 2002, Caputo et al., 2007] et, 4) mesurer les déplacements verticaux des couches stratigraphiques [e.g. McClymont et al., 2009a, Yetton and Nobes, 1998a].

Au cours de la dernière dizaine d'années, le géoradar est devenu de plus en plus populaire dans les études paléosismologiques en raison de sa nature non destructive, de sa rapidité de mise en œuvre et de son faible coût, qui lui permettent d'être appliqué densément sur de grandes surfaces. Le radar géologique permet également d'atteindre des résolutions plus hautes que les autres méthodes géophysiques existantes. Le géoradar s'est montré particulièrement adapté pour localiser les plans de failles dans les formations quaternaires et les zones urbaines [Smith and Jol, 1995, Cai et al., 1996, Audru et al., 2001, Demanet et al., 2001, Gross et al., 2002, McClymont et al., 2008a], pour identifier les sites à fort potentiel pour de futures excavations [Salvi et al., 2003, Liberty et al., 2003, Jewell and Bristow, 2004, Malik et al., 2010] et pour interpoler les données entre tranchées [Ferry et al., 2004, Slater and Niemi, 2003]. Dans de nombreux cas, il est combiné à d'autres méthodes d'imagerie, notamment la tomographie électrique [Demanet et al., 2001, Lehmann et al., 2001, Vanneste et al., 2008].

En terme de profondeur d'investigation, de résolution et de rapidité de mise en oeuvre, le géoradar est la méthode la mieux adaptée pour détecter des cibles de taille métrique dans les dix premiers mètres du sol et sur de larges zones. L'objectif, ici, est d'utiliser le géoradar le long de failles actives décrochantes afin de détecter les déplacements accumulés au cours du temps par des marqueurs morphologiques enfouis. L'existence de tels marqueurs dans les premiers mètres du sol, principalement des cours d'eau abandonnés, a été mise en évidence dans quelques tranchées 3D [Wesnousky et al., 1991, Marco et al., 2005, Noriega et al., 2006, Rockwell et al., 2001, 2009b, Liu-Zeng et al., 2006] ou par imagerie géophysique [McNeilan et al., 1996, Ferry et al., 2004]. La faible extension spatiale de ces études limite toutefois la détection de ces décalages à une dizaine de mètres seulement,

soit le déplacement produit par le ou les quelques derniers forts événements.

Nous décrivons dans ce chapitre les différentes étapes (Fig. 2.1) que nous avons suivies au cours de notre application du géoradar à la paléosismologie. A chacune des étapes, nous décrivons les données nécessaires et les méthodes de traitements et d'analyses. Nous pouvons ainsi conclure sur la fiabilité, l'objectivité et les avantages de cette approche, ainsi que discuter les incertitudes, les inconvénients et la part de subjectivité des résultats.

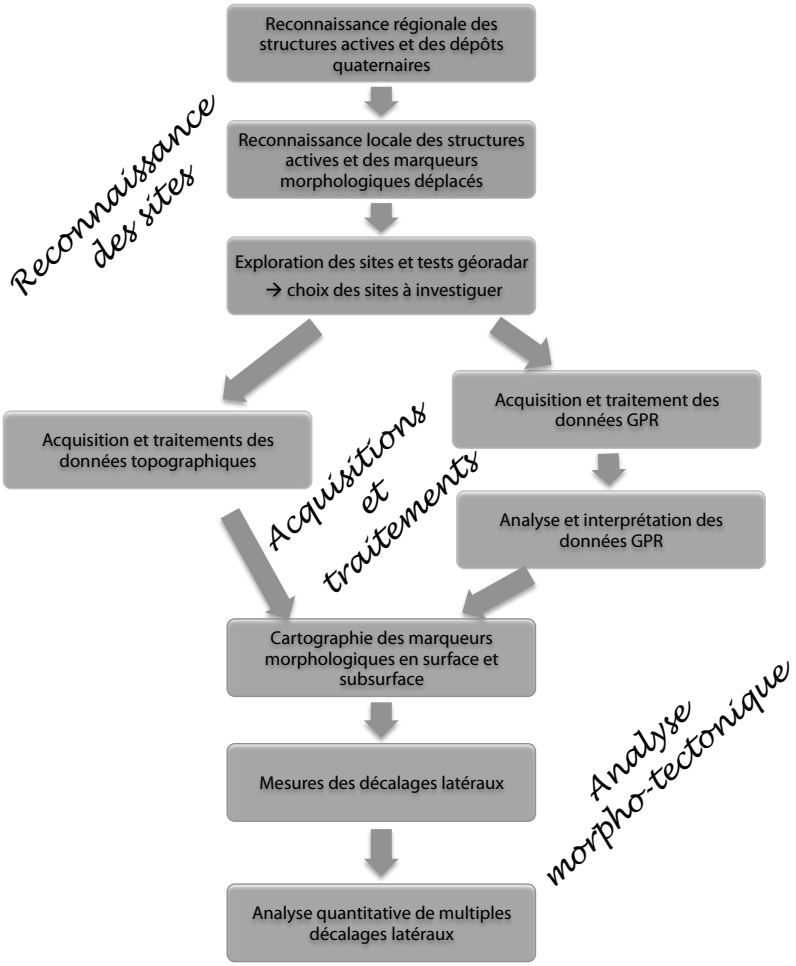


FIGURE 2.1 – *Succession des étapes effectuées lors de l'application du géoradar à l'analyse des déplacements de marqueurs morphologiques en un site d'une faille active décrochante.*

2.2 Reconnaissance des sites

La première étape, classique en paléosismologie, consiste en une phase de reconnaissance, à la surface, des structures actives et des marqueurs morphologiques au sein des dépôts quaternaires, tout d'abord à l'échelle régionale puis à l'échelle locale.

A l'échelle locale, la reconnaissance des sites a été réalisée à partir d'images Google Earth, d'orthophotos aériennes à 2 m de résolution (http ://www.linz.govt.nz/), de photographies aériennes obliques le long des failles (http ://images.gns.cri.nz/) et de cartes topographiques au 1 :50000 (http ://www.linz.govt.nz/). Plusieurs critères entrent dans la sélection des sites pour l'investigation géoradar :

- la géométrie de la trace de la faille décrochante, qui doit être simple, sub-linéaire, formée d'une seule branche étroite, ne présentant pas ou très peu de rejet vertical,
- l'extension spatiale du site possible, d'au moins 200 x 200 m^2, afin de couvrir de grandes gammes de déplacements et d'imager correctement la géométrie des marqueurs,
- l'absence de végétation, notamment d'arbres qui masquent les satellites pour l'acquisition GPS et qui créent des diffractions aériennes ou en profondeur (racines) dans les donnés GPR,
- la proximité d'accès routiers,
- l'existence d'études paléosismologiques antérieures.

Cette phase de reconnaissance a été suivie d'une phase d'exploration, durant laquelle nous nous sommes rendus sur chacun des sites sélectionnés afin de vérifier l'extension spatiale, l'absence de végétation et d'obstacles (marais, clôtures, constructions, etc), la géométrie et le rejet vertical de la faille, l'accord des propriétaires du site à travailler sur leur terrain. Lorsque le site répondait à la plupart de ces critères, nous avons mené une série de profils GPR tests parallèlement et perpendiculairement à la faille sur chacun des compartiments. Ces profils tests permettent d'estimer la profondeur de pénétration du GPR, d'identifier la présence et l'étendue des zones conductrices qui réduisent la pénétration, et de se faire une première idée de l'architecture du sous-sol. Nous avons exploré un total de 40 sites et retenu 24 sites adéquats pour des investigations plus poussées. Au cours de ce travail, nous avons mené des acquisitions GPS et GPR pseudo-3D sur 12 de ces sites, dont 5 seront présentés dans ce manuscrit dans les chapitres suivants (Fig. 2.2).

Les investigations sur chacun des sites sont composées d'acquisitions GPS et d'acquisitions GPR séparées, et mobilisent un groupe de 5 personnes pendant 3 à 6 jours par site en fonction de l'extension spatiale du site et des conditions météorologiques.

2.3 Principe du géoradar

Le géoradar ou Ground Penetrating Radar (GPR) est une méthode d'imagerie géophysique qui détecte les réflexions et diffractions des ondes électromagnétiques se produisant au niveau des contrastes diélectriques, électriques et magnétiques de la sub-surface au sein d'un milieu électriquement résistif. Il s'agit d'une méthode géophysique relativement récente qui a trouvé un large champ d'applications depuis une vingtaine d'années (voir Annan [2002] pour un historique, et Jol [2009], Beres and Haeni [2005] pour une description des principales applications). En décrivant dans la suite le principe de propagation des ondes électromagnétiques, nous allons introduire les notions et le vocabulaire inhérents à cette méthode, ainsi que les sources de signal et de bruit que nous allons essayer d'amplifier et de réduire, respectivement, lors du traitement.

2.3.1 Propagation des ondes électromagnétiques

Le principe du GPR repose sur la capacité des matériaux à se polariser sous la présence d'un champ électromagnétique. Ce champ électromagnétique (EM) se propage dans le sol sous forme d'ondes électromagnétiques. Cette propagation s'exprime par l'équation des ondes EM obtenues à partir des équations de Maxwell, en éliminant soit le champ

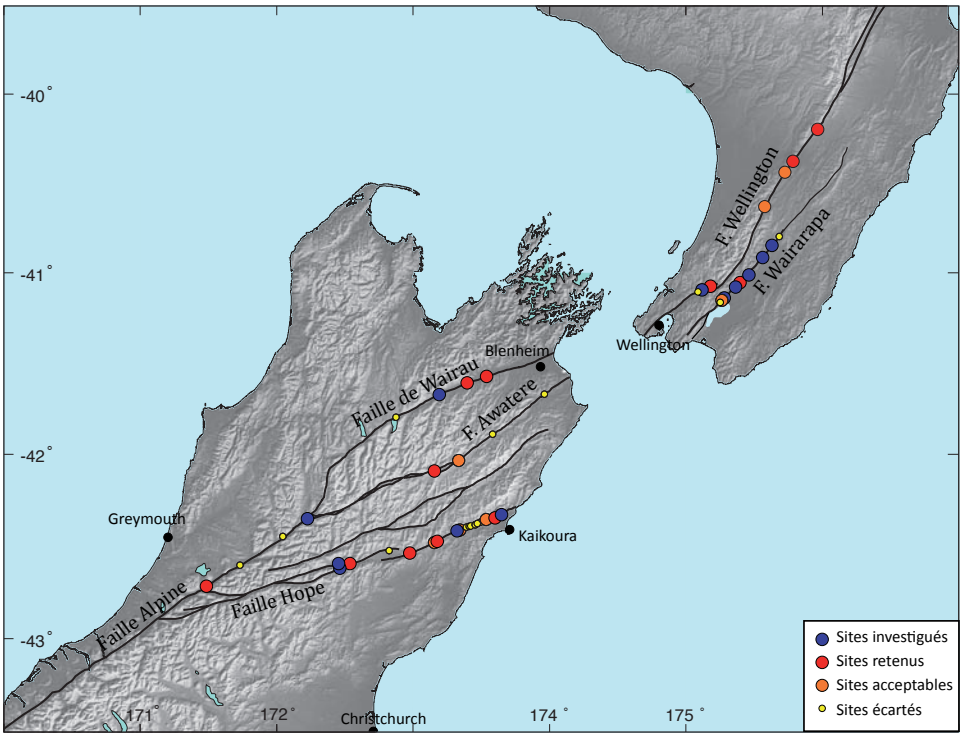


FIGURE 2.2 – *Localisation des sites explorés. Les sites ont été classés selon les critères définis dans le texte. Parmi les sites retenus, 12 (en bleu) ont déjà fait l'objet d'une acquisition GPR pseudo 3D.*

électrique, soit le champ magnétique. On obtient l'équation d'onde suivante en éliminant le champ magnétique dans un milieu homogène et isotrope :

$$\nabla^2 \overrightarrow{E} = \underset{(1)}{\mu\sigma \cdot \frac{\partial \overrightarrow{E}}{\partial t}} + \underset{(2)}{\mu\varepsilon \cdot \frac{\partial^2 \overrightarrow{E}}{\partial t^2}} \tag{2.1}$$

avec $\overrightarrow{E}$ le champ électrique, μ la perméabilité magnétique (H.m^{-1}), ε la permittivité diélectrique (F.m^{-1}), σ la conductivité électrique (S.m^{-1}). L'équation comporte un terme de diffusion (1) et un terme propagation (2). Les ondes électromagnétiques vont pouvoir se propager dans le milieu lorsque le terme diffusif est faible par rapport au terme propagatif, c'est à dire dans un milieu faiblement conducteur et à des fréquences élevées.

En effet, le comportement des ondes est dépendant de la fréquence et des propriétés physiques du milieu. A basse fréquence, le comportement des ondes sera diffusif et l'onde se diffusera à des vitesses différentes selon la fréquence (dispersion). A haute fréquence, la vitesse des ondes devient indépendante de la fréquence, on entre alors dans le champ d'application du géoradar ($>$ 10 MHz). La fréquence de transition f_t entre les régimes diffusif et non diffusif pour un matériau simple, est donnée par l'équation 2.2. Pour des fréquences supérieures à la fréquence de transition, toutes les composantes fréquentielles ont la même vitesse de propagation et la même atténuation dans les milieux non dispersifs. La vitesse de propagation V d'un signal impulsif en l'absence de dispersion est donnée par l'équation 2.3 [Cassidy, 2009]. En se propageant, l'amplitude du signal décroît exponentiellement avec la distance de propagation dans le milieu selon le coefficient d'atténuation α d'équation 2.4. S'ajoute à cette atténuation dite ohmique ou géométrique, l'atténuation

dispersive liée à la présence d'hétérogénéités qui diffractent ou réfléchissent l'énergie dans toutes les directions. Une dernière caractéristique de la propagation est l'impédance Z qui décrit la résistance du milieu au passage de l'onde (Eqn. 2.5, dans le cas d'un signal EM compris dans la gamme de fréquence GPR pour lequel l'influence de la conductivité est négligeable Cassidy [2009]). Un contraste d'impédance entre deux couches décrit une interface sur laquelle auront lieu les réflexions caractérisées par leur réflectivité, propriété cruciale pour l'imagerie par réflexion.

La perméabilité magnétique (μ) est le troisième paramètre, tel que dans les roches, $\mu = \mu_r \mu_0$ avec μ_r la perméabilité relative. Celle-ci est souvent prise égale à 1 dans les roches et la constante magnétique est égale à $\mu_0 = 4\pi.10^{-7} H.m^{-1}$. La vitesse des ondes sera donc essentiellement dépendante de la permittivité diélectrique dont quelques valeurs pour les roches sont données dans le tableau 2.1. Les valeurs typiques des vitesses de propagation, de coefficient d'atténuation et d'impédance dans les roches varient entre 0.07-0.15 m.ns^{-1}, 0.01-1dB.m^{-1}, et 100-150 Ω.

$$f_t = \frac{\sigma}{2\pi\varepsilon} \tag{2.2}$$

$$V = \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} \tag{2.3}$$

$$\alpha = \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \cdot \frac{\sigma}{2} \tag{2.4}$$

$$Z = \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \tag{2.5}$$

2.3.2 Émission, réflexion, réfraction, transmission et réception des signaux EM

Signal émis – Le signal EM émis par le géoradar est un signal impulsionnel de durée et de fréquences données. Il est caractérisé par une fréquence centre f_c et une bande de fréquence B, reliées par le rapport $R = \frac{B}{f_c}$, généralement égal à 1. Pour une antenne de fréquence centre f_c de 100 MHz, le signal émis aura donc une bande de fréquence B de 100 MHz centrée en 100 MHz, et d'une durée de 10 ns. Le rapport R tend à être maximisé, afin d'élargir la bande de fréquence tout en réduisant la fréquence centrale et ainsi augmenter à la fois la résolution et la profondeur de pénétration. Le signal est émis dans toutes les directions à proximité du sol, une partie du signal sera transmise dans le sol, tandis qu'une partie d'une signal se propagera dans l'air. Lorsque la source est située exactement à l'interface air-sol, l'intégralité du signal dirigé vers le bas est transmis dans le sol sous la forme d'une onde plane et d'une onde sphérique. Lorsque la source est au dessus de l'interface air-sol une partie du signal est réfléchi à l'interface air-sol. Un bon couplage entre la source EM et le sol est donc essentiel pour qu'un maximum de signal soit transmis dans le sol.

Réflexion, diffraction, réfraction, transmission – Les ondes EM émises vont ensuite suivre les principes de réflexion, transmission et réfraction de Snell-Descartes et de diffraction de Huygens-Fresnel lorsqu'elles rencontrent une interface entre deux milieux de vitesses différentes ou des points diffractants, respectivement (Fig. 2.3). Les coefficients de réflexion et de transmission (Eqns. 2.6, 2.7, 2.8 et 2.9, Cassidy [2009]) décrivent comment

TABLE 2.1 – *Valeurs typiques de la permittivité relative et de la conductivité pour des matériaux classiques de sub-surface pour une fréquence d'antenne de 100 MHz [d'après Annan, 2009].*

Matériaux	Conductivité (σ, mS/m)	Permittivité relative (ε)
Air	0	1
Argile sèche	1–100	2–20
Argile humide	100–1000	15–40
Béton sec	1–10	4–10
Béton humide	10–100	10–20
Eau douce	0.1–10	78 (25°C)–88
Glace d'eau douce	10^{-6}–1	3
Eau de mer	4000	81–88
Glace de mer	10–100	88
Permafrost	0.1–10	2–8
Granite sec	10^{-3}–10^{-6}	5–8
Granite fracturé et humide	1–10	5–15
Calcaire sec	10^{-3}–10^{-7}	4–8
Calcaire humide	10–100	6–15
Grès sec	10^{-3}–10^{-7}	4–7
Grès humide	10^{-2}–10^{-3}	5–15
Argile marine saturée	10–100	6–9
Sable sec	10^{-4}–1	3–6
Sable humide	0.1–10	10–30
Sable côtier sec	0.01–1	5–10
Sol sableux sec	0.1–100	4–6
Sol sableux humide	10–100	15–30

varie l'amplitude des ondes EM en rencontrant une interface entre deux milieux en fonction de l'angle d'incidence (équations de Zoepritz). Ces coefficients sont différents selon la composante électrique (TE) ou magnétique (TM) du champ EM.

$$R_{TE} = \frac{Z_1^{-1} cos\theta_1 - Z_2^{-1} cos\theta_2}{Z_1^{-1} cos\theta_1 + Z_2^{-1} cos\theta_2} \tag{2.6}$$

$$R_{TM} = \frac{Z_1 cos\theta_1 - Z_2 cos\theta_2}{Z_1 cos\theta_1 + Z_2 cos\theta_2} \tag{2.7}$$

$$T_{TE} = 1 - R_{TE} \tag{2.8}$$

$$T_{TM} = 1 - R_{TM} \tag{2.9}$$

avec Z_1 l'impédance dans le milieu 1, Z_2 l'impédance dans le milieu 2, θ_1 l'angle d'incidence et de réflexion, $\theta 2$ l'angle de transmission.

Signal reçu – Le récepteur reçoit d'abord l'onde directe dans l'air (v = 30 cm/ns), puis l'onde directe dans le sol (v ≈ 10 cm/ns), et ensuite les différentes ondes réfléchies et diffractées dans l'air et dans le sol. Lorsque la distance source-récepteur est petite (offset et angle d'incidence quasi nuls), ce qui est généralement le cas pour le géoradar, les temps d'arrivées sont proches et certaines arrivées peuvent interférer. Les arrivées des ondes

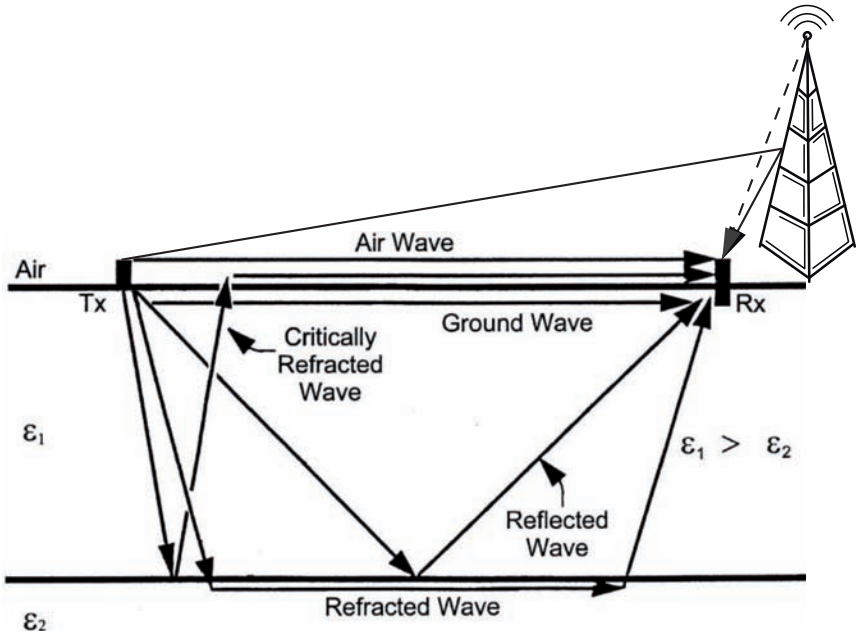


Figure 2.3 – *Chemin de propagation des ondes électromagnétiques dans le sol dans le cas d'un milieu à deux couches de permittivité diélectrique contrastée (ε_1 et ε_2) [d'après Sperl, 1999].*

directes vont notamment couvrir une partie des premières réflexions, ceci dépendra de la distance source-récepteur et de la durée du signal émis.

Le signal EM reçu est converti en signal électrique qui est réduit digitalement sous la forme d'une amplitude en fonction du temps appelée trace (Fig. 2.4). Ces traces sont ensuite juxtaposées pour obtenir une image de la réflectivité du sous-sol.

2.3.3 Résolution et profondeur de pénétration

Les performances du géoradar peuvent être décrites selon deux caractéristiques interdépendantes : la profondeur maximum de pénétration et la résolution [Davis and Annan, 1989]. La profondeur de pénétration maximum se rapporte à la profondeur maximum à laquelle une cible enfouie peut-être détectée, et la résolution est la séparation minimum entre deux cibles enfouies afin qu'elles restent discernables. Ces deux caractéristiques sont fortement influencées par les propriétés électromagnétiques du milieu [Noon et al., 1998]. De plus, un compromis existe entre pénétration et résolution en raison de la dépendance opposée de ces deux caractéristiques à la fréquence. Par exemple, pour pénétrer le sol efficacement, des signaux basse fréquence sont nécessaires car le sous-sol agit comme un filtre passe-bas. Toutefois, si les cibles à imager sont relativement proches l'une de l'autre, une large bande passante avec un bon pouvoir de résolution est nécessaire, c'est à dire des signaux haute-fréquence.

La résolution est un concept commun à l'ensemble des méthodes de détection basée sur la propagation d'ondes et peut être décrite en terme d'échos reçus : les échos peuvent arriver simultanément, se chevaucher ou être séparés en temps [Annan, 2009]. La résolution dépend donc directement de la largeur du pulse se propageant dans le sol et se divise en deux composantes, une latérale et une en profondeur (Fig. 2.5). La résolution en profondeur

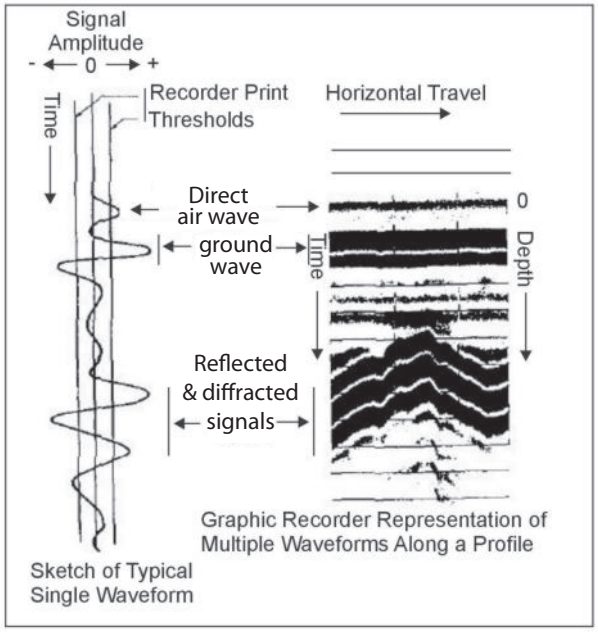


FIGURE 2.4 – *Signal reçu par le GPR et l'affichage graphique du profil [d'après Benson et al., 1983].*

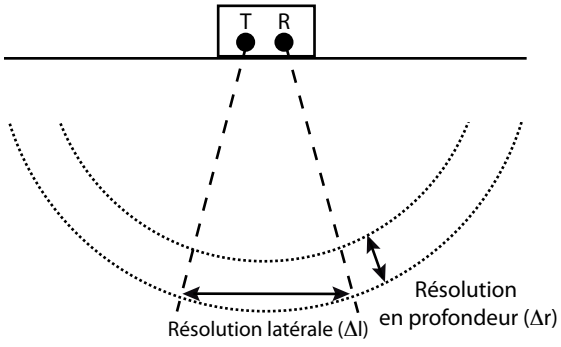


FIGURE 2.5 – *La résolution du géoradar se divise en deux composantes, résolution en profondeur et résolution latérale [d'après Annan, 2009].*

(Δr) est définie selon le critère de Rayleigh :

$$\Delta r \geq \frac{Wv}{4} \tag{2.10}$$

avec W la largeur du pulse et v la vitesse dans le milieu. La largeur du pulse est directement liée à la bande fréquentielle B qui est égale à la fréquence centre f_c de l'antenne.

$$W = \frac{1}{B} = \frac{1}{f_c} \tag{2.11}$$

La résolution en profondeur peut alors s'exprimer :

$$\Delta r \geq \frac{v}{4f_c} = \frac{\lambda_c}{4} \tag{2.12}$$

avec λ_c la longueur d'onde de la fréquence centre.

Dans un cas idéal, la résolution est indépendante de la distance à la source. Dans la pratique, l'atténuation engendre un décalage du spectre vers les basses fréquences et donc une diminution de f_c avec la profondeur. La résolution latérale dépend de la vitesse, de la largeur du pulse et de la distance à la source.

La résolution latérale (Δl) est égale au rayon de la première zone de Fresnel pour un signal monochromatique de fréquence f_c et peut s'exprimer :

$$\Delta l = \sqrt{\frac{d\lambda_c}{2}} \tag{2.13}$$

avec d la profondeur de la cible. Si l'on calcule ces résolutions pour différentes valeurs de fréquences d'antenne présentes sur le marché, on obtient les valeurs décrites dans le tableau 2.2.

Table 2.2 – *Résolutions en profondeur et résolution latérale en fonction de la fréquence centre de l'antenne, calculées à partir des équations 2.13, et 2.12 pour une vitesse constante dans le milieu de 10 cm/ns et une cible située à 1 m de profondeur. Les caractéristiques des antennes utilisées lors de nos mesures sont en gras. Ces valeurs sont seulement indicatives.*

Fréquence (MHz)	Résolution en profondeur(m)	Résolution latérale (m)
50	0.5	1
100	**0.25**	**0.7**
250	**0.1**	**0.45**
400	0.06	0.35
800	0.03	0.25
1000	0.025	0.22
1500	0.017	0.18
2000	0.013	0.16

La profondeur maximum de pénétration est gouvernée par l'atténuation qui caractérise la décroissance exponentielle du signal lors de sa propagation dans le sol. Pour les ondes EM, l'atténuation est principalement contrôlée par la conductivité du milieu. Plus le milieu est conducteur (comme des argiles, ou des roches saturées en eau), plus l'atté-

nuation est forte. Une partie de l'énergie est également dissipée par les phénomènes de diffraction dans des milieux très hétérogènes. L'atténuation augmente également avec la fréquence. Enfin, la profondeur de pénétration dépend également de la puissance du signal émis, mais celle-ci est limitée par la législation afin de ne pas interférer avec d'autres instruments (TV, radio, instruments de navigation, etc).

Au premier ordre, la profondeur de pénétration (δ) d'une onde EM est donnée par :

$$\delta = \frac{2}{\sigma} \cdot \sqrt{\frac{\varepsilon}{\mu}} \tag{2.14}$$

avec μ la perméabilité magnétique, σ la conductivité, ε la permittivité diélectrique. La profondeur de pénétration est de l'ordre de 2 m à 800 MHz, de 10 m à 250 MHz et peut atteindre 30 m à 100 MHz, si le milieu est moyennement électriquement résistif. (Tableau 2.1).

Le succès d'un levé GPR dépend donc d'un facteur important, la connaissance à priori de la cible. Le choix des paramètres d'acquisition vont dépendre de la profondeur, de la taille et de la nature de l'encaissant de la cible, en fonction des capacités et des limites de cette méthode géophysique que nous venons de décrire. On peut également contourner cette dualité entre résolution et profondeur de pénétration en réalisant une imagerie multiéchelle, i.e. multirésolution, grâce à des mesures radar large bande, ou multifréquences.

2.4 Acquisitions et traitements des données

2.4.1 Acquisition et traitement des données topographiques

Les données topographiques ont deux intérêts dans notre approche. Le premier est de positionner de façon précise les profils GPR et de corriger les variations topographiques le long des profils. Pour des campagnes 3D et pseudo 3D, un positionnement précis des profils GPR les uns par rapport aux autres est vital pour effectuer des corrélations d'un profil à l'autre ou des coupes horizontales. Pour une acquisition GPR à 100 et 250 MHz, les données topographiques doivent avoir un pas d'échantillonnage de 2 et 1 m, respectivement, et une précision spatiale de 5 et 3 cm [Cassidy, 2009]. Le second intérêt est de connaître la topographie de la surface en détail afin d'effectuer une analyse morphologique des marqueurs présents et ensuite de les comparer aux informations provenant des donnés GPR.

Au cours des deux missions d'acquisition, nous avons utilisé, pour les levés topographiques, deux systèmes GPS différents, le GPS cinématique différentiel et le GPS RTK dont le principe, l'acquisition et le traitement des données sont décrits en annexe (Annexe B). Les données traitées présentent un pas d'échantillonnage d'environ 90 cm le long des profils GPR, avec une précision en X et Y inférieure à 3 cm et inférieure à 20 cm en Z. En effet à l'incertitude de la mesure s'ajoute l'incertitude liée à l'acquisition des données en marchant, l'antenne montée dans un sac à dos. La densité moyenne de points GPS par site est d'environ 0.5 pt.m^{-2}. Sur certains sites investigués, nous disposons également de données LiDAR dont la densité moyenne de points est de 1.2 pt.m^2. Nous les avons utilisées lors des analyses morpho-tectoniques, et également pour les corrections des profils GPR.

L'ensemble de ces données se présentent sous la forme de nuages de points de coordonnées XYZ. Ces coordonnées sont d'abord converties dans un réferentiel commun, local, néozélandais (NZTM 2000) si nécessaire. Les données correspondant aux profils GPR sont

interpolées linéairement afin d'obtenir un point tous les 20 cm. L'ensemble des points est interpolé par la méthode de krigeage sur des grilles, selon la densité de points, de 2 x 2 m^2 pour les données GPS et 1 x 1 m^2 pour les données Lidar à l'aide du logiciel SURFER, afin d'obtenir des modèles numériques de terrain (MNT) utilisables dans un logiciel de SIG.

2.4.2 Acquisition des données GPR

Le type de système GPR et la géométrie d'acquisition sont des paramètres à choisir avant de débuter l'acquisition en fonction de la profondeur de la cible, de sa géométrie (taille, composition, orientation), de la nature de la cible et de son encaissant.

Description du système GPR

Un système géoradar est composé de deux antennes et leur électronique, une unité de contrôle (enregistreur, convertisseur analogique-numérique), un déclencheur, un ordinateur et une alimentation (Fig. 2.6).

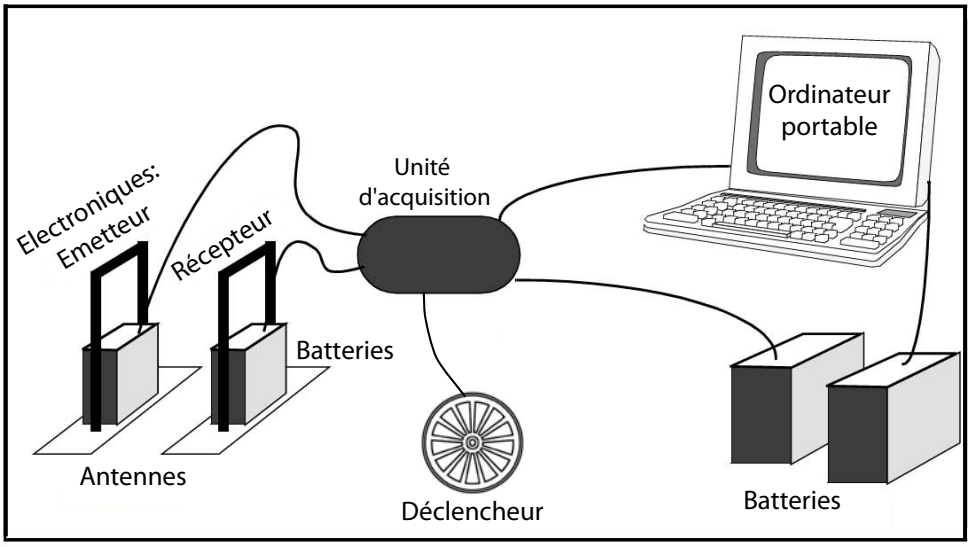


FIGURE *2.6 – Les différents composants d'un système GPR [d'après Bano, 2000].*

Il existe différents type d'antennes GPR, on peut les distinguer selon :

- leur fréquence centre, généralement proposée par les constructeurs entre 25 MHz et 2.5 GHz. La limite basse est contrainte par les limites physiques de propagation des ondes EM dans les matériaux de la sub-surface. Suivant la taille de la cible, la fréquence centrale, dont dépend la résolution, doit être minimisée pour éviter les pertes d'énergie liées à l'atténuation des hautes fréquences.

- l'absence ou la présence de blindage autour des antennes. Le blindage est destiné à maximiser l'énergie transmise et reçue depuis le sol, et minimiser l'énergie des ondes directes, des ondes réfléchies dans l'air, du bruit électromagnétique externe. L'inconvénient du blindage est qu'il génère des réponses additionnelles, pouvant se réverbérer durant une longue période de temps (ringing). Généralement, les antennes de grandes tailles et donc de basse fréquence (inférieure ou égale à 100 MHz) ne sont pas blindées et doivent être utilisées de préférence sur un site dégagé,

FIGURE 2.7 – *Les différents modes d'acquisition typiques du géoradar, à offset constant en haut, en point milieu en bas. A droite, un exemple de l'image typique obtenue pour chacun des modes avec les différents types d'arrivées indiqués (Fig. 2.3) [d'après Bano, 2000, Steelman and Endres, 2011].*

- la séparation des antennes. Généralement les antennes blindées contiennent l'émetteur et le récepteur, la distance entre les antennes, plus couramment appelée offset, est constante, tandis que les antennes non blindées sont généralement séparables,
- le mode d'émission/réception qui dépend de l'orientation des antennes l'une par rapport à l'autre. Si les antennes émettrices et réceptrices sont parallèles, on parlera de mode Transverse Electric (TE), en référence à la composante électrique du champ d'ondes. Lorsque les antennes sont l'une au bout de l'autre, on parle de mode Transverse Magnetic (TM) en référence à la composante magnétique du champ d'ondes.

L'unité d'acquisition est le cœur du système, et contrôle le temps de génération et de réception du signal. La précision nécessaire est inférieure à 10^{-12}s sur une durée de signal de 1000 ns. Elle est reliée par fibre optique à l'électronique des antennes. La génération du signal peut-être déclenchée manuellement (clavier de l'ordinateur), ou automatiquement en temps ou en distance (roue codeuse, topofil, tachéomètre [Lehmann and Green, 1999], GPS). L'ordinateur portable permet de définir les paramètres d'acquisition (fréquence d'acquisition spatiale, durée, sommation) et de visualiser le profil durant l'acquisition. Le GPR a longtemps été la seule méthode d'imagerie géophysique permettant l'affichage des images de réflectivité en temps réel ; elle est rejointe depuis peu par la dernière génération de résistivimètres qui permettent d'afficher les pseudo-sections.

Mode d'acquisition

Le but du GPR est de recevoir le signal réfléchi par les interfaces du sous-sol. Il s'agit donc d'une méthode analogue à la sismique réflexion. On retrouve donc des modes d'acquisition, de traitement et de représentation similaires.

Le mode d'acquisition à offset constant est caractérisé par une distance (S) et une orientation constantes entre antennes émettrice et réceptrice en chaque point de mesures.

Ces points de mesure sont équidistants (Δx) et répartis le long de profils. En chaque point, la trace enregistrée décrit les variations d'amplitude du signal réfléchi en fonction du temps. Les traces sont ensuite représentées en fonction de la distance le long du profil afin d'obtenir une image de la réflectivité du sol (Fig. 2.7). Les variations d'amplitude et de temps des réflexions indiquent des variations de vitesses, d'atténuation, d'impédance du milieu et de géométrie des interfaces.

Le second mode d'acquisition en point milieu commun (offset multiple, CMP, Fig. 2.7) s'effectue en écartant progressivement, à pas régulier, les antennes l'une de l'autre par rapport à un point central. Les réflexions apparaissent alors sous forme d'hyperboles d'équation, qui dans un milieu tabulaire peuvent s'exprimer par :

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \tag{2.15}$$

avec t le temps d'arrivée de la réflexion, t_0 le temps d'arrivée à offset nul, x l'offset et V la vitesse moyenne entre deux interfaces, les inconnues étant la vitesse et le temps d'arrivée à offset nul (t_0). Les CMP sont principalement utilisés pour déterminer la vitesse du signal dans le milieu en fonction de la profondeur et sont réalisés en quelques points de la zone investiguée. L'idéal serait de connaître la vitesse en tout point du milieu, on parle alors d'acquisitions multi-offset ou de réflexion à couverture multiple. Cette méthode d'acquisition (classique en sismique réflexion) permet de réduire le rapport signal/bruit en sommant les traces et apporte la connaissance de la vitesse en tout point du milieu. Ce type de données peut être inversé afin de retrouver les propriétés physiques du milieu (permittivité diélectrique, conductivité). Cependant, vu les distances envisagées ici et le nombre de profils, cette acquisition lourde a due être abandonnée. Seuls quelques (3-4) CMP ont donc été acquis afin d'estimer les vitesses.

Paramètres d'acquisition

Lors de l'acquisition des profils GPR, nous avons utilisé une antenne blindée 250 MHz (mode TE) et une antenne 100 MHz RTA (Rough Terrain Antenna) non blindée (mode(TM), à offset constant de 0.36 et 2 m respectivement (antennes non séparables). Les antennes sont reliées, via leur électronique, à une unité de contrôle multi-canaux, permettant une acquisition simultanée. Le déclenchement de l'acquisition est contrôlé par une roue codeuse (calibrée préalablement) fixée sur l'antenne 250 MHz. Pour l'acquisition des points milieux communs (CMP), nous avons utilisé des antennes non blindées, séparables, de 100 MHz et 200 MHz, en mode TE et TM. Les fréquences centres des antennes choisies imposent un pas d'échantillonnage en temps (Δt) et en espace (Δx) respectant le critère de Nyquist :

$$\Delta t \leq \frac{1}{2f_{max}} \tag{2.16}$$

$$\Delta x \leq \frac{v}{2f_{max}} \tag{2.17}$$

Étant donné le rapport entre bande de fréquence et fréquence centre, il est recommandé d'utiliser une fréquence d'échantillonnage supérieure à 6 à 10 fois la fréquence centre (absence de filtre anti-repliement), soit une fréquence d'échantillonnage de 1000 MHz et de 2500 MHz pour les antennes choisies ($\Delta t \leq 1$ ns et 400 ps respectivement). Pour une vitesse moyenne de 10 cm.ns^{-1}, le pas d'échantillonnage entre les points de mesure doit être inférieur à 4 cm. Pour des raisons de temps d'acquisition, nous avons choisi un pas

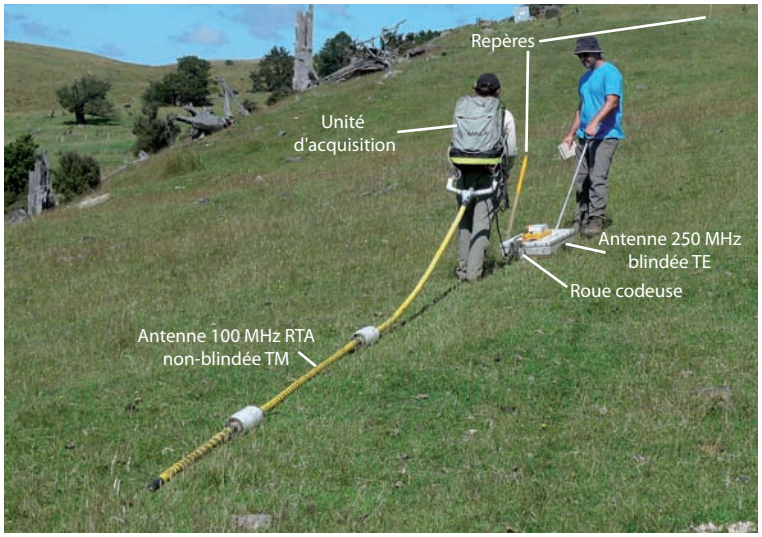


FIGURE *2.8 – Photo d'une acquisition multi-canaux d'un profil. Les différents éléments du système GPR sont indiqués, ainsi que les repères qui nous permettront de recaler les acquisitions GPS et GPR.*

d'échantillonnage de 20 cm, soit un sous-échantillonnage des données 250 MHz. En effet, ces paramètres vont influencer la vitesse d'acquisition des profils, principalement limitée par le débit des données entre l'unité de contrôle et l'ordinateur. Afin d'optimiser la vitesse d'acquisition, on adapte également la durée d'acquisition et donc le nombre d'échantillons par point de mesure à la profondeur de pénétration. De plus, en chaque point, un signal est émis et reçu à plusieurs reprises, puis sommé. En augmentant le nombre de signaux sommés, on augmente le rapport signal/bruit mais on diminue la vitesse d'acquisition. Ces deux derniers paramètres sont adaptés à chaque site investigué, en fonction de la profondeur de pénétration estimée à partir des mesures initiales tests.

Géométrie d'acquisition

La géométrie d'acquisition dépend de la taille et de l'orientation de la cible. Elle est l'une des originalités de notre application du géoradar à la paléosismologie. En effet, pour la première fois le but est d'imager des marqueurs morphologiques enfouis de part et d'autre d'une faille et non le plan de faille lui-même. Plus particulièrement, la finalité de cette application est de mesurer la quantité de déplacement que ces marqueurs enfouis ont accumulée. Nous recherchons donc dans l'idéal des marqueurs orientés perpendiculairement à la faille, ou proche de la perpendiculaire. Afin de recouper ces marqueurs perpendiculairement, nous réalisons les profils GPR parallèlement à la faille. Ces profils ont été menés au plus proche de la trace de la faille afin de déterminer précisément où les marqueurs morphologiques intersectent celle-ci, et couvrent une distance de 100 m de part et d'autre de la faille afin de définir la géométrie de ces marqueurs. De plus, afin de retrouver des déplacements cumulés de plusieurs dizaines de mètres, une longueur de profils d'au moins 200 m est nécessaire pour pouvoir effectuer les corrélations de part et d'autre de la faille. Avec cette couverture minimum souhaitée (200 x 200 m^2), une acquisition 3D serait idéale en terme de reconstruction du sous-sol (migration 3D) mais trop couteuse en temps d'acquisition et en temps de traitement. De plus, les cibles recherchées sont des marqueurs morphologiques linéaires (i.e. paléo-chenaux) recoupant la faille avec un angle proche de la perpendiculaire. Ces cibles ont donc une géométrie $\sim$ 2D ne nécessitant pas de migra-

tion 3D. Une acquisition pseudo 3D avec un profil tous les 5 à 10 m parallèle à la faille, se révèle donc un compromis. Nous avons également réalisé 4 à 6 profils perpendiculaires à la faille sur chaque site dans le but d'imager la zone de faille et de nous aider à corréler les réflecteurs de part et d'autre.

Nous venons de décrire les différents types de données acquises ainsi que les signaux et les sources de bruit et d'atténuation des ondes EM. Le traitement du signal qui est décrit par la suite vise à réduire ces effets afin de mettre en évidence les réflexions.

2.4.3 Traitements des données GPR

Le traitement des données GPR inclut une part subjective car il dépend de l'opinion et de l'expérience de l'interpréteur ainsi que de la nature du jeu de données et de la cible recherchée [Cassidy, 2009]. Nous avons suivi les étapes classiques de traitement avancé des données GPR comme décrites dans les ouvrages et articles de référence [e.g. Yilmaz, 2001, Annan, 2002, Young et al., 1995, Olhoeft, 2000, Jol and Bristow, 2003, Neal, 2004, Cassidy, 2009]. Le but de ces traitements est d'augmenter le rapport signal sur bruit, d'imager le plus correctement possible les différentes interfaces plus ou moins complexes, tout en évitant ou corrigeant les artefacts.

Corrections T0

Les données sont d'abord converties du format commercial Ramac au format Seismic Unix, logiciel que nous avons utilisé pour le traitement des données. Le temps d'arrivée de l'onde directe (T0) est ensuite aligné sur l'ensemble des profils pour corriger les décalages ou les dérives en temps de l'enregistrement pouvant provenir d'arrêt/reprise de l'acquisition, problème de batterie trop faible (Fig. 2.9a), de la longueur et la tension des fibres optiques, etc. Afin de détecter et réaligner les temps d'arrivée nous avons choisi comme critère le premier passage d'une amplitude positive (en noire sur la Fig. 2.9a) à une amplitude négative (en blanc sur la Fig. 2.9a) ou vice-versa.

Édition des données

Cette étape est essentielle et fastidieuse. Elle demande au préalable de disposer de la localisation et de la topographie des profils obtenues à partir des données GPS et/ou LiDAR. En raison des conditions d'acquisition, des erreurs, et des obstacles sur le terrain, les profils doivent être réunis, inversés, triés. Des traces blanches doivent être ajoutées afin de combler les arrêts d'acquisition au passage des clôtures, ruisseaux et autres obstacles (Fig. 2.9b).
Lorsque l'ensemble des profils GPR est corrigé, il est nécessaire de vérifier et de corriger les paramètres d'acquisition inscrits dans les en-têtes de chaque trace ainsi que d'ajouter la position en XYZ de chaque trace obtenue à partir des donnés GPS. Comme les profils GPR et GPS ont été acquis séparément, des repères ont été disposés sur le terrain tous les 30-50 m et relevés par les deux systèmes afin de recaler les deux jeux de données. La localisation des traces permet également de corriger les problèmes d'irrégularité de déclenchement liés à la rugosité du terrain, à l'enrayement de la roue codeuse ou du topofil, etc. Cela est réalisé en interpolant les traces pour assurer un espacement régulier, nécessaire lors des étapes suivantes du traitement comme la migration.

Dans les en-têtes, on ajoute également les inlines/crosslines qui sont les coordonnées des traces calculées dans un référentiel lié à la géométrie des profils (Inlines et Crosslines

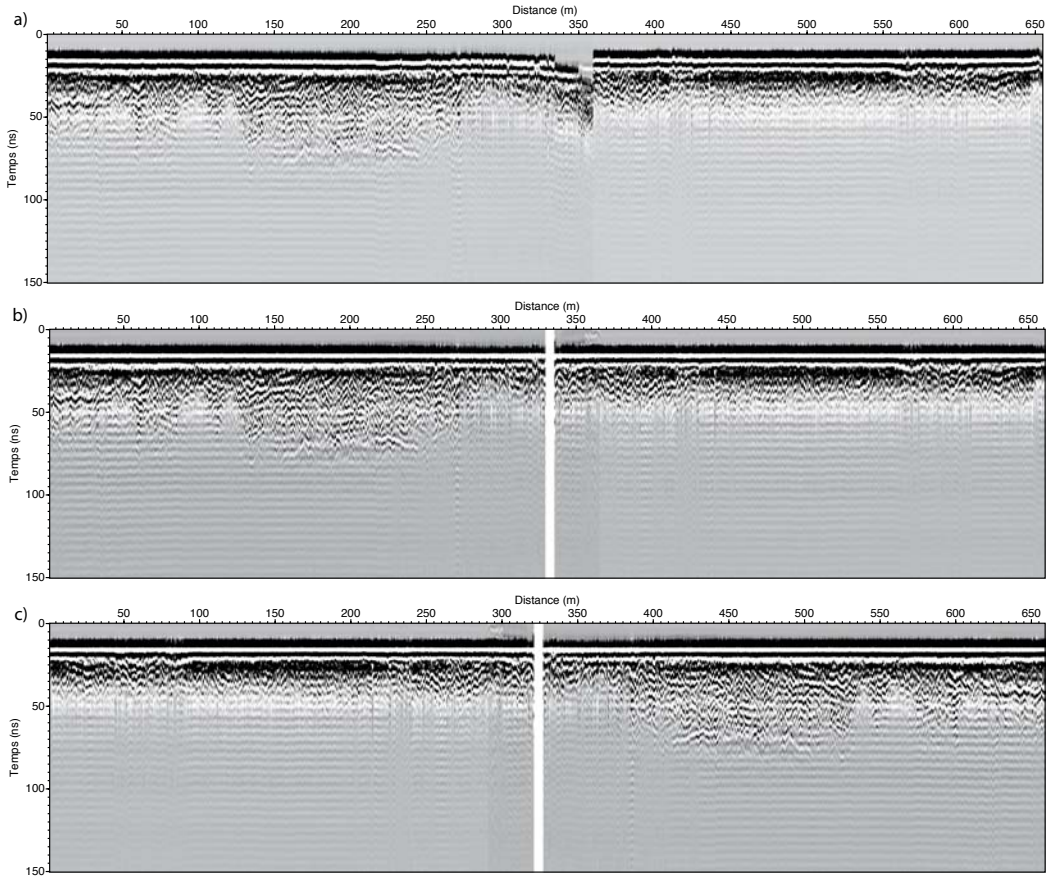


FIGURE 2.9 – *a) Exemple de profil GPR brut avant traitement ; b) Profil GPR après correction du T0 et ajout de traces blanches ; c) Profil GPR après édition.*

sont respectivement parallèles et perpendiculaires aux profils). Ces informations sont nécessaires lors de l'importation des données dans les logiciels d'interprétation sismique 3D. Enfin toutes les traces erronées sont mises à 0 (Fig. 2.9c).

"Dewow", réduction des battements et égalisation latérale des traces

Cette étape consiste à retirer le bruit créé par l'appareillage et l'acquisition. Le "wow" est le résultat de la saturation du signal par les premières arrivées des ondes directes et/ou le couplage inductif [Annan, 1993]. Les battements sont des réflexions multiples sur le blindage de l'antenne ou à l'interface air/sol en raison du mauvais couplage de l'antenne avec le sol. De plus, ce couplage n'étant pas régulier le long du profil, l'amplitude du signal transmis dans le sol varie latéralement sans lien avec des changements des propriétés physiques du milieu.

Le "dewow" consiste à réduire la composante continue du signal et sa dérive dans le temps en soustrayant la valeur moyenne de chaque trace et en appliquant un filtre passe-haut, respectivement. Les battements sont réduits en soustrayant à chaque trace, la trace moyenne calculée sur une fenêtre glissante de largeur donnée, ceci réduit également l'amplitude des réflecteurs horizontaux. Kim et al. [2007] proposent plusieurs autres méthodes plus poussées afin de supprimer ces battements mais comme celles-ci peuvent introduire des artefacts, nous ne les avons pas utilisées.

L'amplitude des traces est égalisée latéralement en normalisant chaque trace par sa

valeur maximale d'amplitude ou sa valeur RMS. Sur la figure 2.10, on remarque notamment que ces étapes du traitement réduisent l'amplitude, voire suppriment, les ondes directes dans l'air et le sol ce qui a pour avantage d'améliorer la dynamique de l'image : les réflexions apparaissent mieux, ainsi que les battements qui ont été réduits mais pas supprimés.

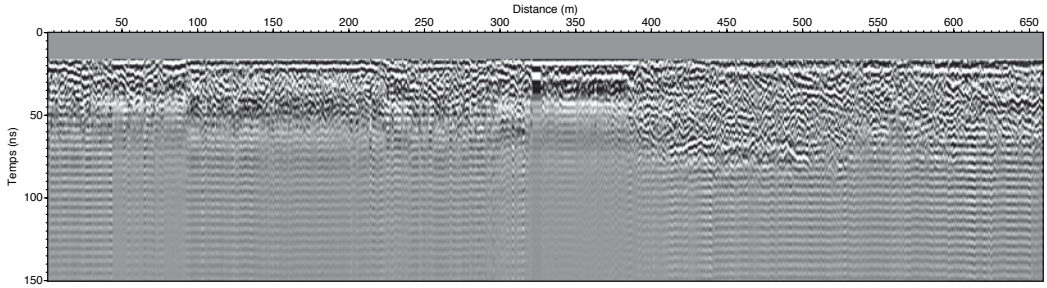


FIGURE *2.10 – Profil GPR après dewow.*

Filtrage

Les filtres sont généralement appliqués pour retirer le bruit induit par l'homme ou le système et pour améliorer la qualité visuelle des données. Ils sont également utiles pour mettre en exergue certains aspects des données afin de faciliter l'interprétation. Il existe un grand nombre de type de filtres, 1D (temporel ou spatial) ou 2D, simples ou sophistiqués, dans le domaine temporel ou fréquentiel.

Nous avons utilisé un premier filtre, passe haut lors du dewow, généralement appliqué dans un filtre passe bande afin de retirer l'ensemble des signaux de fréquences inférieures ou supérieures à la bande de fréquence de signal déterminée à partir du spectre des données (Fig. 2.11). En fonction du milieu, la bande de fréquence va être plus ou moins translatée vers les basses fréquences par rapport à la bande de fréquence du signal source. Nous appliquons également un filtre spatial, sous la forme d'une moyenne glissante pondérée, qui permet d'améliorer la continuité des réflecteurs. Cette moyenne glissante parvient à réduire les hyperboles de diffractions aériennes lorsqu'elle est appliquée sur une fenêtre suffisamment large, mais a tendance à lisser les données et donc réduire la résolution. Carpentier et al. [2010], Bano et al. [1999], Sun and Young [1995] ont proposé une méthode visant à supprimer ces diffractions dans l'air mais cette méthode ne peut pas être totalement automatisée et nécessite la présence du sommet de l'hyperbole de diffraction sur le profil, raisons pour lesquelles nous n'avons pas pu l'appliquer car la plupart des diffractions étaient hors plan.

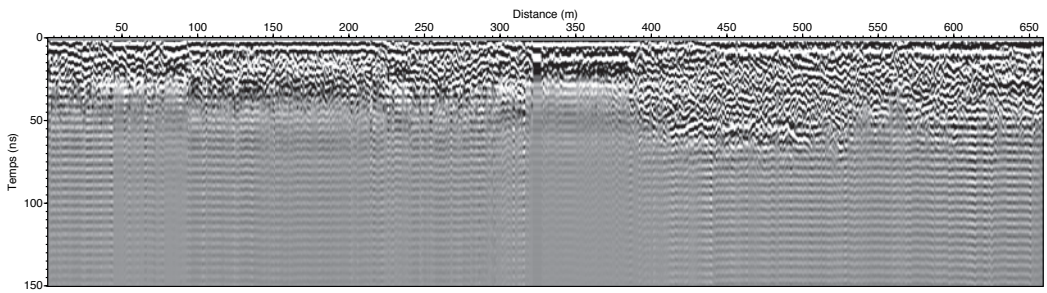


FIGURE *2.11 – Profil GPR après filtrage spatial.*

Analyse de vitesse

Les étapes suivantes du traitement nécessitent la connaissance des vitesses de propagation des ondes dans le milieu en fonction de la profondeur. L'analyse de vitesse est réalisée à partir des sondages CMP. Dans un premier temps nous réalisons une analyse par semblance [Yilmaz, 2001], sur laquelle les maxima d'amplitude représentent les vitesses dans le milieu (Fig. 2.12). Le profil vitesse vs temps obtenu fournit les paramètres (v et t_0) permettant de représenter les courbes d'hyperboles sur les CMP. Ces paramètres sont ensuite légèrement modifiés pour ajuster au mieux les courbes sur les hyperboles de réflexion visible sur l'image CMP (Fig. 2.12). Enfin une correction NMO (Normal Moveout) est réalisée avec les informations vitesse vs profondeur afin de vérifier que les hyperboles de réflexion sont bien remises à l'horizontale. Ce type d'analyse fournit une estimation des vitesses avec une incertitude de 10 % [Cassidy, 2009].
Un grand nombre de CMP serait nécessaire afin de déterminer précisément le modèle de vitesse du milieu étudié notamment dans le cas de fortes variations latérales. Mais le temps d'acquisition aurait été beaucoup trop long. Seuls quelques CMP ont donc été réalisés par site investigué. Si les vitesses sont trop variables d'un point à un autre, une vitesse moyenne constante est alors utilisée pour l'ensemble du site. Si les vitesses sont relativement similaires et montrent une tendance commune, alors une régression linéaire nous permet d'obtenir une tendance moyenne des variations de vitesse avec la profondeur.

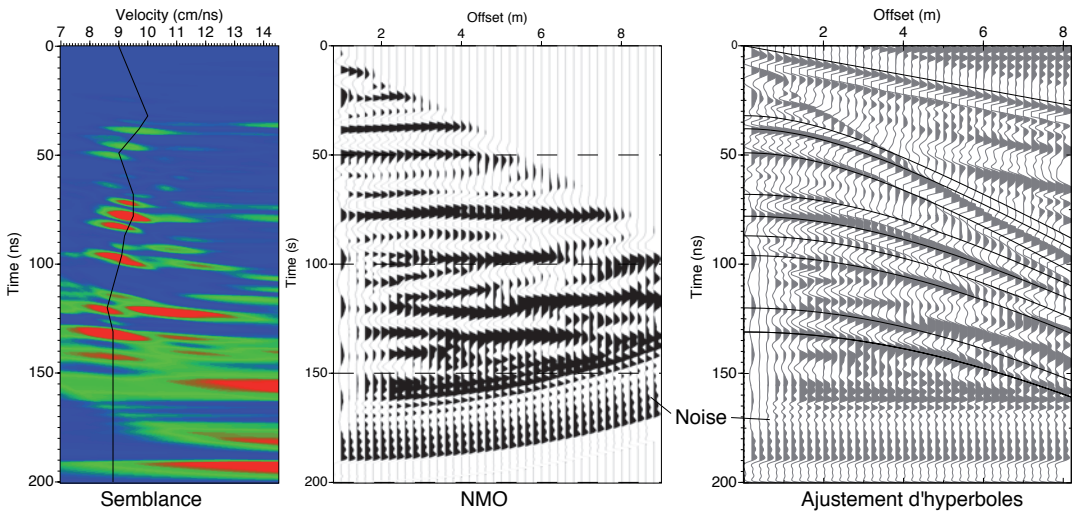


FIGURE 2.12 – *Analyse de vitesse par semblance, Normal Moveout (NMO), et ajustement d'hyperboles.*

Migration

Le but de la migration est de reconstruire spatialement les structures visibles dans les profils GPR, en focalisant les hyperboles de diffractions (provenant du sous-sol) en un point source et en repositionnant les réflecteurs pentés ou à géométrie non plane dans leur position réelle. Ce processus que nous avons appliqué en 2D, utilise la vitesse des ondes dans le milieu estimée à partir de l'analyse des CMP. Nous avons utilisé la migration de Stolt (ou migration F-K) qui est l'une des méthodes les plus communes [Stolt, 1978] (Fig. 2.13). La migration n'a été conservée dans la chaine de traitement que lorsqu'elle améliorait les données. En effet, destinée aux signaux sismiques, la migration n'est pas très efficace

pour les signaux GPR en milieu complexe et hétérogène en raison des différences des propriétés de propagation des ondes [Cassidy, 2009]. Récemment, des algorithmes adaptés aux données GPR présentant une forte topographie ont été développés [e.g. Lehmann and Green, 2000, Streich et al., 2007, Di and Wang, 2004] mais ne sont pas encore incorporés dans les logiciels de traitement basiques.

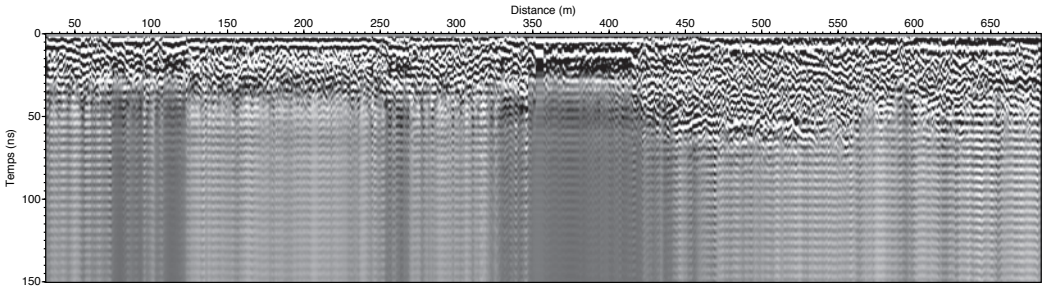


FIGURE *2.13 – Profil GPR après migration avec une vitesse constante de 9.7 cm/ns estimée à partir des CMP.*

Conversion temps profondeur et/ou correction topographique

Les données sont ensuite converties d'une échelle en temps à une échelle en profondeur en utilisant les vitesses de propagation déterminées précédemment. A moins que les profils GPR ne soient acquis sur des terrains plats, une correction topographique est nécessaire pour repositionner les données dans un cadre spatial correct, surtout dans le cas d'investigation pseudo 3D où une bonne corrélation des réflexions d'une section à l'autre est nécessaire pour l'interprétation des données (Fig. 2.14). Les corrections topographiques peuvent être effectuées en temps ou en profondeur, selon si les données ont été converties ou non. Ces corrections reposent sur une connaissance précise de la topographie le long des profils (cf. § 2.4.1). Elles sont calculées par rapport à une altitude de référence, généralement l'altitude maximum ou minimum de la zone investiguée. Chaque trace est translatée verticalement de cette quantité en profondeur ou en temps en utilisant la vitesse de propagation moyenne dans le milieu. Lorsque les variations de la topographie sont du même ordre de grandeur que les objets en sub-surface, des routines de migrations topographiques sont nécessaires [e.g. Lehmann and Green, 2000].

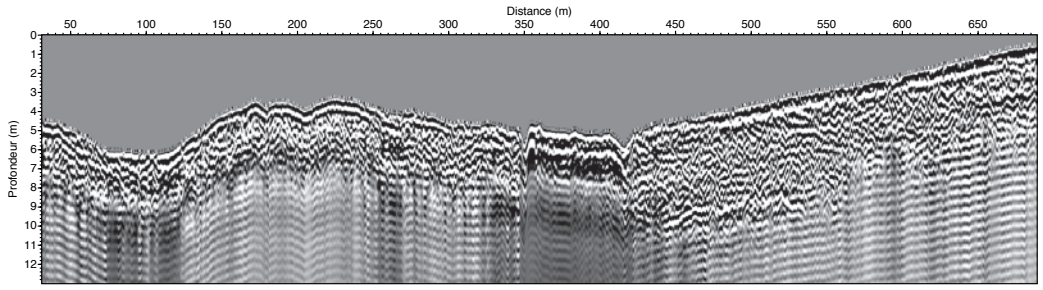


FIGURE *2.14 – Profil GPR après conversion temps-profondeur et correction topographique.*

Les différentes étapes de traitement décrites ci-dessus ne sont pas appliquées systématiquement ; le traitement doit être adapté à chacun des jeux de données. Pour l'ensemble de nos jeux de données, nous avons systématiquement effectué un traitement basique : l'édition des données, un filtre passe-bande, et une soustraction de la moyenne. Le traitement

spécifique à chaque jeu de données sera décrit et les étapes de traitement additionnelles justifiées pour chacun des sites investigués. Le même traitement est appliqué systématiquement à l'ensemble des profils d'un même jeu de données, c'est à dire pour un même site d'acquisition et une même antenne.

2.4.4 Visualisation et analyse des profils GPR

Les données GPR traitées peuvent être maintenant analysées et interprétées. Afin d'améliorer l'affichage des données et de mettre en évidence les cibles recherchées, nous utilisons différents gains et attributs. Ces derniers sont choisis de façon à mettre en évidence des réflecteurs continus mais altèrent en partie les données.

Gains

Les gains modifient l'amplitude des réflexions, notamment en accentuant l'amplitude des arrivées tardives qui sont plus faibles en raison des effets d'atténuation et d'expansion géométrique. Pour cela l'amplitude est multipliée par un facteur au sein d'une fenêtre de temps de largeur donnée. Il existe plusieurs types de gains : fonction exponentielle du temps, fonction puissance du temps, Automatic Gain Control (AGC), Spherical and Exponentially Compensation (SEC) par exemple. Nous avons généralement utilisé l'AGC (Automatic Gain Control), gain qui égalise l'amplitude moyenne dans une fenêtre de temps donnée à l'amplitude maximum de l'ensemble de la trace. Cette fonction permet de mettre en évidence des réflecteurs de faible amplitude et/ou des réflecteurs profonds en adaptant la largeur de la fenêtre de temps. Une fenêtre étroite mènera au renforcement de l'ensemble des réflexions, une fenêtre plus large renforcera le réflecteur de plus forte amplitude au sein de cette fenêtre.

Attributs

Les attributs sont des calculs qui permettent d'extraire des informations contenues dans le signal telle que la fréquence, la phase, la cohérence, le pendage, la direction, etc [McClymont et al., 2008a,b, 2010, Taner, 2001, Sénéchal et al., 2000]. Nous avons utilisé quelques attributs simples pour l'interprétation des données pseudo-3D. De façon systématique, l'enveloppe des traces était utilisée en arrière plan du pointé afin de s'assurer du pointé de la première arrivée et non des battements ou des changements de phase du signal (Fig. 2.15).

Le pointé semi-automatique utilisé pour l'interprétation des données se basant sur l'amplitude des réflexions, nous avons également utilisé un attribut de sélection d'amplitude (i.e. seuil d'amplitude) en parallèle afin d'anticiper les résultats du pointé. Nous avons également testé plusieurs attributs afin de mettre en évidence la limite de pénétration sur un des sites investigué. Les meilleurs résultats ont été obtenus en calculant l'énergie (i.e. le carré de l'amplitude) et la dérivée seconde de l'enveloppe des traces (Fig. 2.15). Le premier attribut montrait une diminution brusque de l'énergie à une profondeur donnée, le second montrait l'absence de réflexion sous cette limite.

Pointé semi-automatique

Le pointé des réflexions est une méthode commune utilisée en stratigraphie séquentielle sur les données de sismique réflexion marine. Cette méthode est également utilisée sur les

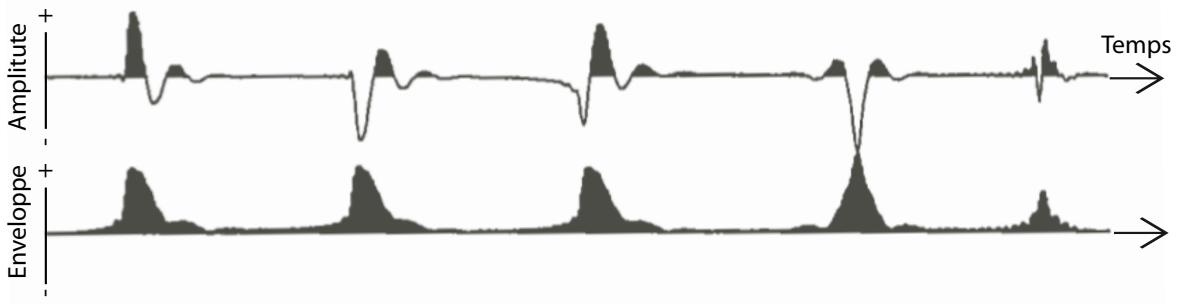


Figure *2.15 – Exemple de cinq arrivées sur une trace représentée en aire variable et leur enveloppe.*

données GPR et est implémentée sur la plupart des logiciels de traitement et d'interprétation, sous la forme d'outils automatiques, semi-automatiques ou manuels. Le traitement appliqué aux données a été élaboré dans l'optique d'utiliser ce type d'outil de pointé semi-automatique en améliorant la continuité des réflexions et en renforçant leur amplitude. De même que [McClymont et al., 2009a], nous avons utilisé le pointé d'horizon afin de créer des modèles numériques d'élévation (MNE) à partir desquels nous avons mesuré les déplacements cumulés.

Nous avons utilisé un logiciel d'interprétation sismique opensource (www.opendtect.org) qui dispose d'outils de pointé automatique, semi-automatique et manuel. L'outil semi-automatique recherche entre deux points définis manuellement, de trace en trace et dans une fenêtre temporelle donnée, l'horizon qui répond aux paramètres définis au préalable. Ces différents paramètres sont le type d'événement (amplitude maximum, minimum ou passage en zéro de la réflexion), la taille de la fenêtre de recherche, le type de seuil (en amplitude ou en différence relative) et la(les) valeur(s) de seuil. Si l'outil ne trouve pas d'horizon répondant à ces critères, le pointé semi-automatique s'arrête. Il est alors nécessaire d'ajouter manuellement des points pour orienter et relancer la recherche. Si l'horizon présente trop de discontinuités et que l'intervention de l'interpréteur devient trop importante, il est possible d'ajouter un seuil de similarité (type de cross-corrélation) calculée sur une fenêtre de comparaison plus large (Fig. 2.16).

Dans un seul cas (Réflecteur 3, site de Te Marua cf. Chap. 5), nous avons eu recours à un pointé manuel et non semi-automatique car celui-ci était réalisé sur un attribut et non sur une image de la réflectivité. Le choix des réflecteurs pointés repose sur quelques critères évidents qui sont : 1) une amplitude forte par rapport à celle des réflexions contiguës 2) une continuité claire sur un profil 3) une continuité évidente d'un profil à l'autre avec une géométrie, une amplitude et une profondeur similaires.

2.4.5 Création de MNE

Les pointés des profils qui sont des données de type Inline/Crossline/Profondeur sont ensuite exportés et convertis en cooordonnées Est/Nord/Altitude puis interpolés afin de créer des modèles numériques d'élévation (MNE). Nos données se répartissent le long de profils avec un point tous les 20 cm, ces profils sont espacés de 5 m à 10 m, la répartition spatiale des données selon les directions est donc très variable. Nous avons testé plusieurs méthodes d'interpolation, et la méthode de krigeage se révèle être la plus adaptée à cette répartition spatiale des données. Il s'agit d'une méthode d'interpolation géostatistique qui estime la valeur d'une variable spatiale en un point non échantillonné à partir de la moyenne pondérée des échantillons voisins. Les pondérations sont estimées statistiquement sur la

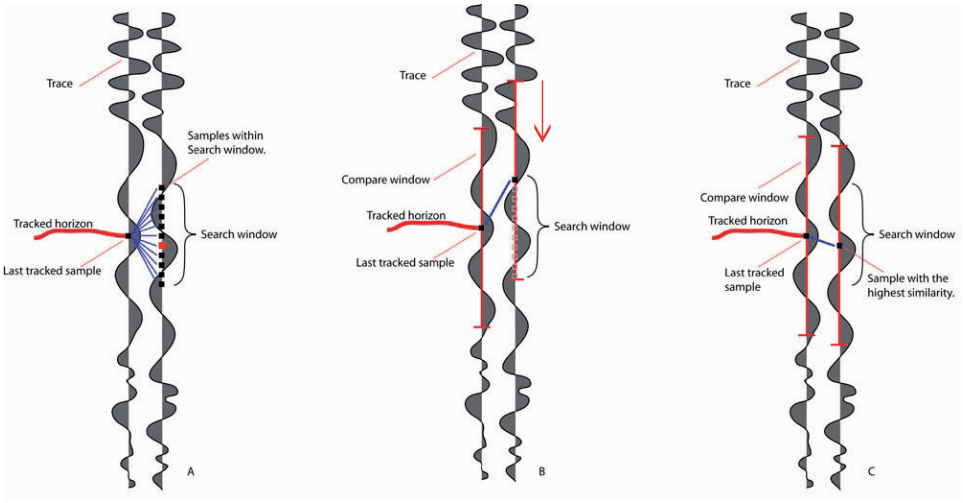


FIGURE *2.16 – Principe du pointé semi-automatique. A) Pointé semi-automatique sans critère de similarité. B) et C) Pointé semi-automatique avec critère de similarité. La fenêtre de comparaison des deux traces successives est représentée en rouge.*

base d'un variogramme et réduisent de façon objective les valeurs aberrantes [Baillargeon, 2005]. Les MNE peuvent ensuite être importés dans un logiciel de SIG où sont réalisées l'analyse morphologique et la cartographie des éventuels marqueurs morphologiques enfouis.
Dans un dernier temps, les déplacements cumulés sont mesurés en surface et en sub-surface en reconstruisant la forme originelle des marqueurs décalés par rétro-glissement le long de la faille. Ces déplacements sont finalement analysés à l'aide d'une approche statistique basée sur la représentation des décalages et de leur incertitude sous forme de densité de probabilité gaussienne [e.g. McGill and Sieh, 1991].

2.5 Conclusions

2.5.1 Avantages et inconvénients du géoradar

Un premier inconvénient du géroadar est que la qualité des images est dépendante de la géologie de sub-surface et notamment de sa complexité (fractures, hétérogénéités, etc, Wyatt and Temples [1996]) et de sa conductivité (atténuation). La complexité d'une section GPR peut ainsi conduire à une surinterprétation, avec des événements apparemment cohérents interprétés comme une interface sédimentaire sans tenir compte de la zone de Fresnel, des effets de la migration, des formes complexes du train d'onde incident, etc [Reynolds, 2011, Nguyen, 2005, Demanet et al., 2001]. Une forte conductivité du milieu, liée notamment à la présence d'argiles ou d'eau saturée interstitielle, est responsable de l'atténuation des ondes radars et donc des réflexions ainsi que de la réduction de la profondeur de pénétration. La conductivité peut être très variable latéralement et interrompre la continuité des réflecteurs. Une autre limite à l'approche GPR, lors des acquisitions traditionnelles à offset contant, provient de l'estimation des vitesses de propagation dans le milieu menée en quelques points seulement du site investigué. Ces estimations sont insuffisantes pour déterminer les variations latérales réelles de vitesse et introduisent des incertitudes lors des conversions temps-profondeur. Un dernier inconvénient à cette méthode provient du choix d'une géométrie d'acquisition pseudo-3D qui ne permet pas de corriger les effets 3D

(i.e. réflexions hors plan) alors qu'une acquisition 3D (avec une migration 3D) permettrait de corriger ces artefacts, mais ce type d'acquisition est trop lourd de mise en œuvre. D'un point de vue pratique, lorsque le géoradar est appliqué dans des zones à végétation dense ou "épaisse", des artefacts résultant du mauvais couplage avec le sol et d'un grand nombre de réflexions dans l'air (pour une antenne non-blindée) peuvent nuire à la lisibilité des données.

L'un des premiers avantages du géoradar est sa capacité à imager des objets de taille centimétrique à métrique dans les dix premiers mètres du sol ; ceci ne peut être atteint avec aucune autre méthode géophysique actuellement. Un second avantage est que les sections GPR reflètent quasi-fidèlement la stratigraphie du sous-sol, grâce à la migration et à la correction topographique qui reconstruisent les relations géométriques correctes des objets enfouis, et qui permettent ainsi d'estimer des déplacements ou localiser avec précision les plans de failles par exemple [e.g. McBride and Stephenson, 2003, Gross et al., 2002, McClymont et al., 2009a]. Le géoradar est également une méthode ne nécessitant pas de procédures d'inversion et qui évite donc leurs inconvénients tels que le lissage des données et la non-unicité de la solution, contrairement à la résistivité électrique par exemple. D'un point de vue pratique, le GPR est une méthode à faible coût, rapide et non destructive ce qui permet de réaliser aisément des acquisitions 3D et pseudo 3D sur de larges surface.

2.5.2 Confiance et objectivité de l'interprétation

Comme décrit précédemment, plusieurs sources d'incertitude affectent les analyses GPR. Une première source d'incertitude provient de la localisation des traces GPR avec l'incertitude inhérente aux mesure GPS de positionnement (0.3-0.5 cm en X et Y ; 20 cm en Z) et l'incertitude liée à l'acquisition séparée des deux types de données. Une seconde source d'incertitude est celle sur les vitesses (10% d'incertitude) qui se traduit en une incertitude sur la profondeur des réflexions. S'ajoutent également, les résolutions latérales et verticales des données liées à la fréquence de l'antenne utilisée. L'ensemble de ces incertitudes est directement lié à l'acquisition et aux traitements des données GPR et des données GPS. Considérées conjointement, ces incertitudes aboutissent à des données ayant une résolution de l'ordre de 0.5-1 m horizontalement et 50 cm verticalement (à $\approx$ 2 m de profondeur).

Les MNE construits à partir des pointés de réflecteurs en profondeur ont une densité moyenne de points de 1 pt.m^{-2}, mais présentent une variabilité de distribution spatiale. Pour cette raison, nous avons interpolé ces pointés sur une grille régulière avec un pas de 2 m. La méthode d'interpolation par krigeage exclut ou réduit statistiquement et donc de façon objective les valeurs d'altitude ou de profondeur aberrantes. La résolution des MNE obtenus conditionne les incertitudes sur les mesures de décalages qui ne peuvent de fait être inférieures à la moitié d'un pixel c'est à dire 1 m. L'incertitude sur l'altitude ou la profondeur n'a évidemment que peu ou pas d'impact sur les mesures de décalages latéraux. Ainsi, malgré l'existence de plusieurs sources d'incertitudes, les données obtenues sont résolues au mètre près, voire moins, de sorte que les mesures de déplacement latéral que nous effectuons dans la suite sont solidement contraintes.

L'objectivité de ces mesures peut être considérée 'altérée' par la part de subjectivité introduite lors du traitement des données GPR. Toutefois nous avons réduit cette part de subjectivité en suivant des méthodes classiques de traitement, les plus simples, réalistes et systématiques possibles. L'interprétation des données GPR passe par une étape de sélection et de pointé des réflecteurs. La sélection du réflecteur est dépendante de l'interpréteur mais se base sur des critères bien définis. Le pointé est réalisé de façon semi-automatique afin de réduire au maximum l'intervention de l'interpréteur et de conserver un maximum

d'objectivité, il en va de même pour la méthode d'interpolation utilisée. Comme nous le verrons dans la suite, une part de subjectivité affecte également les corrélations des marqueurs et les mesures de leurs décalages latéraux – comme cela est le cas dans toutes les études existantes y compris en surface. Cette part de subjectivité sera quantifiée à la fois par un facteur qualité décrivant le degré de confiance dans la corrélation, et par une incertitude sur la mesure décrivant sa possible variabilité. L'importante densification des mesures et l'analyse statistique que nous leur appliquons dans la suite permettent d'augmenter l'objectivité et les contraintes sur les résultats obtenus.

CHAPITRE 3

PREMIÈRE APPLICATION DU GÉORADAR À L'ANALYSE PALÉOSISMOLOGIQUE D'UNE ZONE DE FAILLE : LE SITE DE TERAKO, FAILLE DE HOPE

Sommaire

3.1 Introduction 66
3.2 Résumé 71
3.3 GPR-based paleoseismology 75
Abstract 76
3.3.1 Introduction 77
3.3.2 The target Hope Fault 78
3.3.3 High-resolution morpho-tectonic analysis 79
a) Data acquisition and processing 79
b) Morphotectonic analysis at broad scale 81
c) Morphotectonic analysis at Terako site 82
d) Markers correlations and measurements of surface offsets 84
3.3.4 GPR morphotectonic analysis 84
a) Data acquisition and processing 84
b) Overall data analysis 90
c) Extracting the layer 2 top paleosurface, and the layer 1 cover thickness 92
d) Analyzing the layer 2 top paleosurface, and the layer 1 blanketing cover 94
3.3.5 Correlation of buried markers across the fault 97
a) Correlations of the markers 97
b) Measurements of the sub-surface offsets 99
3.3.6 Interpretation and discussion 101
3.3.7 Conclusions 110
3.4 Données et travaux complémentaires 114
3.5 Conclusions et perspectives 121

3.1 Introduction

Ce chapitre présente les résultats d'une investigation GPR pseudo-3D menée sur un site de la faille Hope, le site de Terako. L'analyse de ces données GPR a permis d'élaborer, en grande partie, le protocole d'acquisition GPR décrit dans le chapitre précédent.
L'objectif de ce chapitre est double : 1) évaluer le potentiel de détection par l'imagerie géoradar de marqueurs morphologiques enfouis et décalés, 2) compléter les connaissances actuelles sur les déplacements produits par la répétition des séismes sur la faille de Hope à l'aide des informations provenant de la sub-surface. Cette connaissance permettra de mieux comprendre l'activité passée de la faille et ainsi mieux anticiper son activité future. Pour que le géoradar détecte d'éventuels marqueurs, ceux-ci doivent 1) présenter un contraste de permittivité diélectrique avec leur encaissant suffisamment fort pour réfléchir les ondes électromagnétiques vers la surface, comme un changement brusque de granulométrie, de porosité, de compaction ou de teneur en argile, 2) se trouver au dessus de la profondeur de pénétration des ondes électromagnétiques, et leur taille ne doit pas excéder cette profondeur.

Dans le but de détecter de tels marqueurs, nous avons acquis 56 profils GPR, long de 400 m environ, espacés de 5-10 m (plus serrés près de la trace de la faille), parallèlement à la faille de Hope au site de Terako. Ces profils couvrent une largeur de 100 m de part et d'autre de la faille. Une seule étude paléosismologique publiée à ce jour apporte des informations sur les quelques forts séismes les plus récents ayant rompu ce segment de la faille de Hope [Langridge et al., in press] et sera détaillée dans le paragraphe suivant.
Dans le but de mieux documenter l'histoire sismique de la faille, nous avons donc, d'une part acquis une couverture du site de données topographiques LiDAR haute résolution qui nous permet d'analyser la morphologie du site en grands détails, d'autre part mené une investigation GPR pseudo-3D du site afin de rechercher et mesurer d'éventuels marqueurs enfouis. Nous montrons que le sous-sol préserve bien des informations complémentaires aux informations de surface, et la combinaison de ces deux types de données nous permet de mieux décrire l'histoire sismique récente de la faille.

Connaissances actuelles sur la faille de Hope La faille de Hope est une faille décrochante dextre, orientée ENE, qui traverse le Nord-Est de l'île du Sud de la Nouvelle-Zélande sur une longueur de 230 km et se poursuit en mer sur une quarantaine de kilomètres au large de Kaikoura [Freund, 1971, Van Dissen, 1989, Barnes and Audru, 1999]. Elle forme la bordure Sud de la zone de failles de Marlborough au sein de laquelle elle accommode la moitié du mouvement convergent oblique des plaques australienne et pacifique (39 mm/an) [Beavan et al., 2002]. Sa vitesse de glissement moyenne à l'Holocène est estimée, à partir d'études morphologiques, à environ 23 ± 4 mm/an [Cowan, 1990, Knuepfer, 1992, Van Dissen and Yeats, 1991, Langridge and Berryman, 2005]. Elle est similaire à la vitesse de glissement actuelle de 18 mm/an estimée à partir de données géodésiques [Wallace et al., 2007]. Au cours des dernières années, plusieurs études paléosismologiques ont été menées sur la faille Hope dont :

- quatre tranchées paléosismologiques sur la faille (MF, QM, GS, CR, Fig. 3.1) [Langridge et al., 2003, 2008, in press] ;
- une tranchée stratigraphique à proximité de la faille (HL, Fig. 3.1) [Cowan and McGlone, 1991] ;

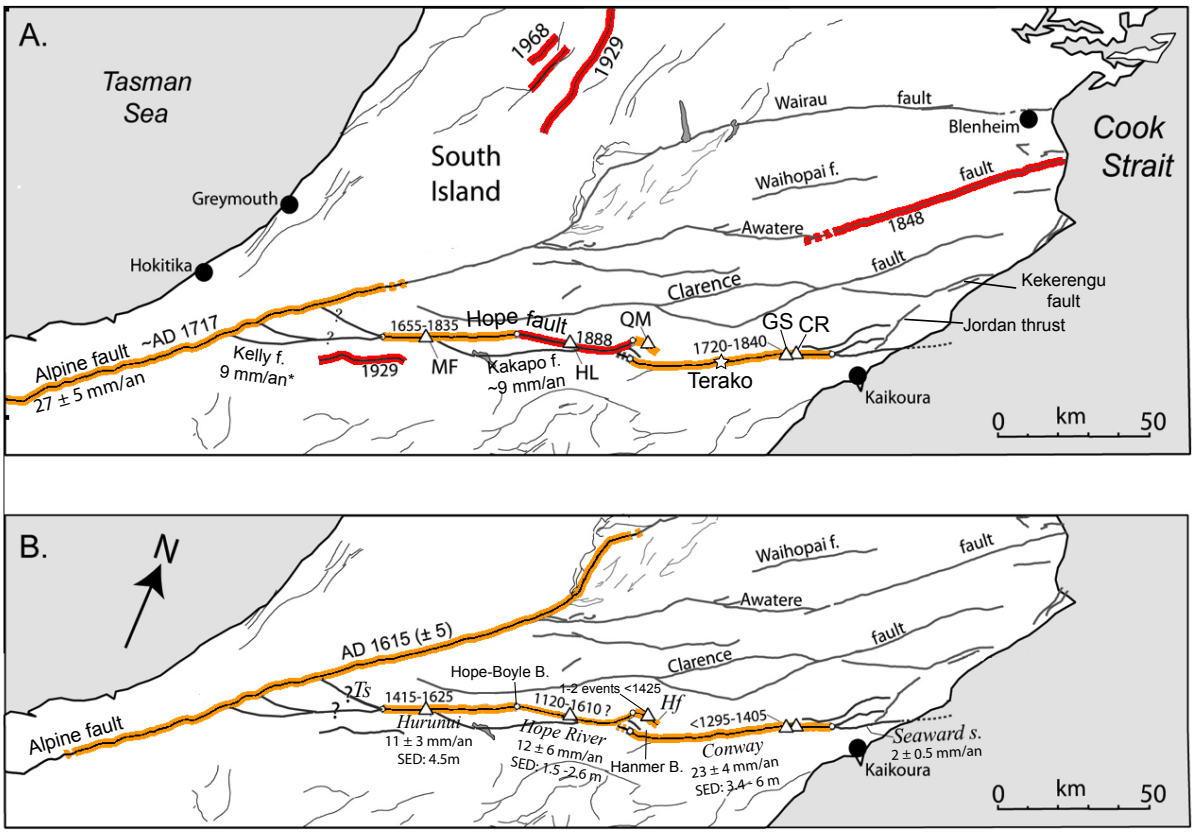


FIGURE 3.1 – *Carte des failles actives majeures du nord de l'Ile du Sud. A) Ruptures historiques (rouge) et ruptures préhistoriques les plus récentes connues (orange) et leur date, en pointillés les parties incertaines. Les vitesses de glissement des failles secondaires faisant partie de la zone de faille Hope sont indiquées. Les triangles blancs représentent la position des tranchées paléosismologiques à partir desquelles ont été déterminées les dates des ruptures. B) Avant dernières ruptures préhistoriques connues et leur date. Les extrémités des segments sont représentées par des cercles blancs et leurs noms, leur vitesse de glissement et leur glissement cosismique moyen sont indiqués en italique. Abréviations : Ts : segment de Taramakau ; Hf : Hanmer fault ; MF : Matagouri Flat ; HL : Horseshoe Lake ; QM : Queen Mary hospital ; GB : Greenburn Stream ; CR : Clarence Reserve ; * : vitesse géodésique. D'après Langridge et al. [in press].*

- des analyses morpho-tectoniques couplées à des datations de surface sur croûte d'altération [Knuepfer, 1992], ou par corrélations stratigraphiques [Cowan and McGlone, 1991], et plus récemment au 14C [Langridge et al., 2003],

- des datations lichonométriques de chutes de blocs [Bull and Brandon, 1998b].

Nous décrivons les résultats de ces études en fonction de la segmentation majeure de la faille telle qu'elle est décrite dans la littérature (Fig.3.1). La faille a ainsi été divisée en cinq principaux segments délimités par des changements de direction, des bassins en extension et des intersections avec d'autres failles. D'ouest en est :

- le segment de Taramakau (50 km de long), limité à l'Ouest par son intersection avec la faille alpine et à l'Est par son intersection avec la faille de Kelly. Ce segment ne montre pas de trace d'activité récente, contrairement à la faille de Kelly, une branche de la faille de Hope dont la vitesse de glissement actuelle est estimée à 9 ± mm/an d'après des mesures géodésiques [Berryman et al., 2003].

- le segment d'Hurunui (42 km de long), limité à l'est par le bassin en extension de Hope-Boyle. Langridge and Berryman [2005] y ont estimé une vitesse de glissement de 8-14.5 mm/an. Une tranchée paléosismologique suggère que les deux plus récents événements se sont produits en 1655-1835 et 1415-1625. L'événement le plus récent a déplacé des chenaux récents de 3.6 ± 0.6 m et 4.5 ± 0.6 m [Langridge and Berryman, 2005, Langridge et al., in press]. Des mesures de déplacements faites sur certaines unités géologiques du substratum révèlent un déplacement cumulé maximum de 8.5-13 km accompli en 0.6-1.6 Ma [Nathan et al., 2002, Langridge and Berryman, 2005].

- le segment Hope River (30 km de long), limité à l'est par le bassin en extension (*pull-apart*) d'Hanmer [Wood et al., 1994]. Ce segment a rompu lors du séisme de North Canterbury en 1888, de magnitude évaluée à Mw = 7.1 [Cowan, 1991]. Quelques semaines après le séisme, McKay (1890) a décrit des déplacements dextres de 1.5 à 2.6 m mesurés sur des barrières à Glynn Wye. La rupture aurait cassé l'intégralité de ce segment, et aurait été stoppée par les deux bassins qui le limitent [Cowan, 1991, Langridge et al., in press]. Une tranchée stratigraphique à proximité de la faille a permis d'identifier 4 autres événements datés à 1786 ± 28, 1637 ± 69, 1525 ± 97, 1402 ± 131, soit un temps de récurrence de 81-200 ans [Cowan and McGlone, 1991]. Cette tranchée a été réinterprétée récemment et ne montrerait que deux ruptures en 1888 et entre 1118-1609 [Langridge et al., in press]. Plusieurs estimations de la vitesse de glissement le long de ce segment placent cette vitesse entre 6.4 et 18.6 mm/an [Cowan and McGlone, 1991, Cowan, 1990, 1989, Knuepfer, 1992]. Ces estimations sont basées sur les mêmes marqueurs morphologiques, mais la grande variabilité des vitesses est liée à des désaccords sur les mesures de décalages et l'âge des marqueurs. Parallèlement aux segments de Hope River et de Hurunui, une branche secondaire, la faille de Kakapo montre une vitesse de glissement estimée à 6-12 mm/an [Yang, 1991].

- le segment Conway (70 km de long), limité à l'est par la séparation de la faille en plusieurs branches. Les estimations de la vitesse de glissement, basées sur des décalages de terrasses alluviales, s'étalent ente 18 et 35 mm/an [Freund, 1971, Van Dissen, 1989, Bull, 1991, McMorran, 1991, Knuepfer, 1992, Pope, 1994, Langridge et al., 2003]. Une valeur préférentielle de 23 ± 4 mm/an [Langridge et al., 2003] est estimée à partir de l'âge 14C d'un cône alluvial et de la déflection du ruisseau le long de ce cône (GS, Fig. 3.1). Les plus petits décalages mesurés sur la moitié Est de ce segment fournissent un déplacement moyen par événement de 5-6 m [Pope, 1994] avec une valeur minimum de 3.4 m [Langridge et al., 2003]. Deux tranchées ouvertes en deux sites proches permettent d'identifier 3 événements datés à 1720-1840, 1295-1405 et avant 1220.

- le segment Seaward (20 km de long) s'arrête en mer au large de Kaikoura. Le glissement est alors transféré à une série de failles inverses parallèles à la côte [Barnes and Audru, 1999]. La vitesse de glissement sur ce segment est estimée à 2 mm/an [Knuepfer, 1992]. Aucune donnée sur les dernières ruptures n'existe pour ce segment. Un transfert du glissement est supposé vers la faille de Kowhai et le chevauchement de Jordan puis la faille de Kekerengu au Nord [Van Dissen and Yeats, 1991].

La figure 3.1 résume ces informations. La vitesse de glissement varie le long de la trace principale de la faille et le glissement se distribue dans la partie centrale entre la faille de Kakapo et les segments de Hope River et d'Hurunui. La segmentation géométrique

semble contrôler la longueur des ruptures. L'intégralité de la faille aurait rompu entre 1650-1888 et entre 1300-1600 au cours d'événements qui se sont rapidement succédés dans le temps [Langridge et al., in press, Bull and Brandon, 1998b]. La longueur des ruptures et le glissement par événement suggèrent des événements de magnitude de Mw$\geq$ 7, similaires au séisme de 1888, avec un temps de récurrence court de 300 $\pm$ 100 ans pour chacun des segments. Peu d'information existe au niveau des extrémités de la faille. Le site de Terako se trouve au milieu du segment de Conway, 20 km à l'ouest de sites ayant déjà fait l'objet d'études paléosismologiques. La partie ouest du segment, jusqu'au bassin d'Hanmer est une zone montagneuse difficilement accessible, et a donc été peu étudiée.

Connaissances sur le site de Terako Le site de Terako est localisé entre les rivières Mason et Wandle au pied de la chaîne d'Amuri, qui culmine au Mt Terako (1742 m). La chaîne d'Amuri est composée de greywackes d'âge Crétacé inférieur qui affleurent dans le compartiment supérieur de la faille de Hope. Dans le compartiment inférieur affleurent des roches sédimentaires marines et deltaïques et des roches volcaniques datant du crétacé supérieur [Rattenbury et al., 2006]. Ces formations sont plissées dans un large synclinal tronqué par la faille de Hope. D'épais dépôts de sédiments alluviaux quaternaires tardifs

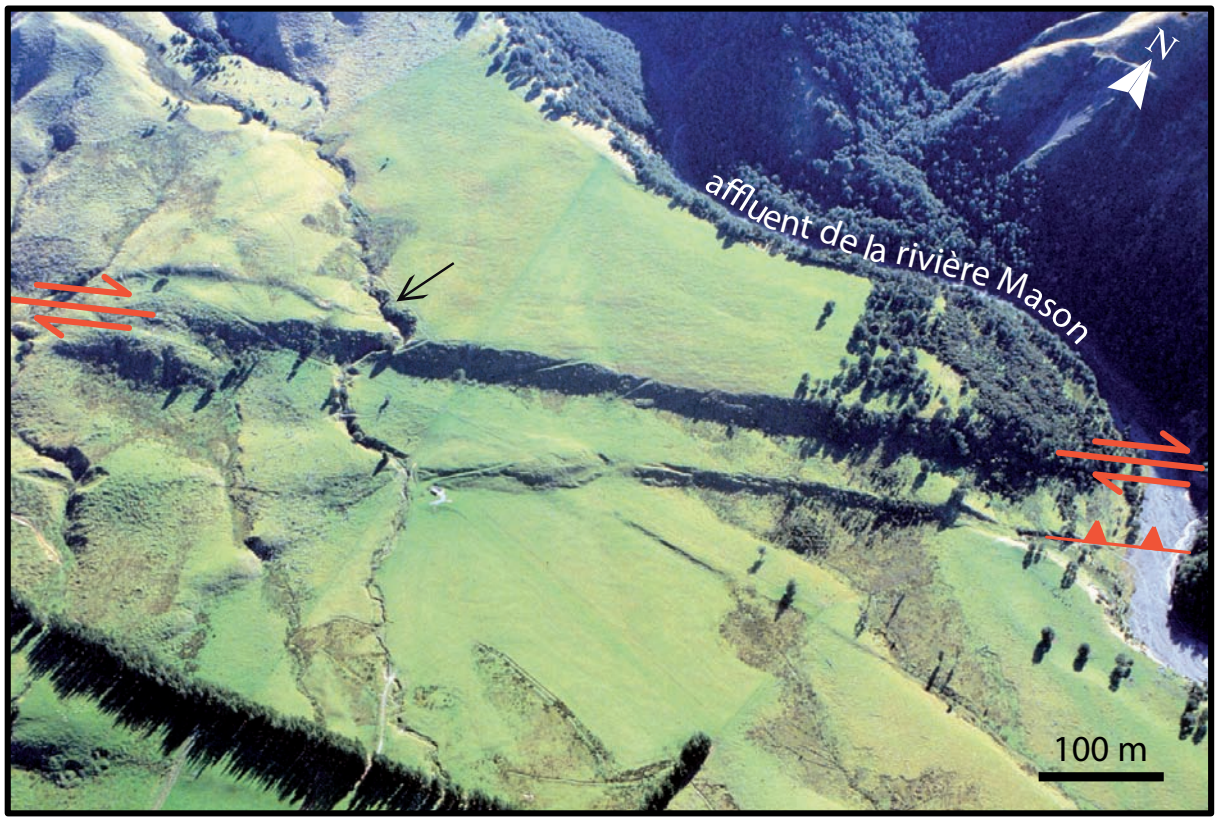


FIGURE 3.2 – *Photo aérienne oblique du site de Terako [d'après Eusden et al., 2000]. Les escarpements des deux traces principales de la faille Hope coupent les terrasses alluviales qui descendent vers la rivière Mason à l'est. La végétation masque les bords de terrasse les plus récents situés à proximité de la rivière. La branche nord de la faille décale latéralement le ruisseau indiqué par la flèche noire. Ce ruisseau borde la zone d'acquisition GPR à l'ouest. A l'est cette zone est limitée par les arbres et les zones marécageuses caractérisées par leur végétation plus sombre.*

remplissent les dépressions structurales créés par la faille. Parmi ces dépôts, des terrasses alluviales, associées aux rivières majeures, sont particulièrement dominantes dans cette

région à soulèvement rapide [Bull, 1991]. Le site de Terako se trouve sur les terrasses alluviales de la rivière Mason. Ces terrasses représentent des périodes d'aggradation entrecoupées de périodes d'incision dues au soulèvement régional. Ces périodes sont contrôlées par les fluctuations climatiques glaciaires/interglaciaires quaternaires. A Charwell River, 20 km à l'est du site de Terako, la dernière phase d'aggradation majeure est datée à 14 ± 2 ka [Bull and Knuepfer, 1987]. Onze terrasses d'érosion représentent des pauses durant la phase d'incision de la rivière jusqu'à aujourd'hui. La rivière a d'abord incisé la terrasse d'aggradation, et incise maintenant le substratum avec un taux d'incision équivalent au soulèvement régional de 1.8 mm/an. Les terrasses alluviales de la rivière Mason sont similaires à celles de la rivière Charwell [Eusden et al., 2000]. La terrasse d'aggradation s'étend jusqu'à Lulus Creek, 2.6 km à l'ouest de la rivière, et au moins cinq terrasses d'érosion recoupent cette terrasse et le substratum qui affleure dans la rivière Mason à l'est (Fig. 3.2). Plus à l'ouest, affleure le substratum crétacé supérieur fortement incisé et quelques reliques de la surface Lottery, datant de la précédente phase d'aggradation [Eusden et al., 2000].

Les terrasses alluviales de Terako sont coupées par deux branches de la faille de Hope –la branche principale et une branche secondaire parallèle, toutes deux forment un escarpement de 5-20 m de haut, et plusieurs failles secondaires comprises dans une bande large de 2 km (Fig. 3.2). La composante latérale du mouvement est essentiellement localisée sur la branche principale nord de la faille qui décale clairement les talus des terrasses. La branche secondaire sud et les autres failles sont principalement inverses. Les décalages verticaux des dépôts alluviaux sont visibles en coupe sur les bord de la rivière Mason [Eusden et al., 2000]. Une étude structurale de la déformation quaternaire effectuée par Eusden et al. [2000] décrit la géométrie d'ensemble de la zone de faille sur une bande de 13 km comprenant les terrasses de Terako. Elle décrit la migration d'un duplex transpressif dans une courbe dessinée par la trace de la faille en direction du Nord-Est. Cette structure serait responsable de la large zone de faille au niveau de Terako et de la présence de failles inverses dans le compartiment inférieur (Fig.3.2)[Eusden et al., 2000]. Le site de Terako a été choisi pour cette première application du géoradar paléosismologique sur la base de plusieurs profils GPR tests acquis l'année précédente en reconnaissance (Fig. 3.3). Ces tests montrent une profondeur de pénétration de 3 à 5 m et la présence de marqueurs enfouis en forme de V dans les 5 premiers mètres du sol, dans chacun des trois compartiments délimités par les deux branches de la faille. Ce site, présentant un milieu résistif au vue de la profondeur de pénétration sur les profils tests, a donc été jugé adéquat pour une acquisition géoradar de plus grande envergure.

Le corps de ce chapitre est composé d'un article publié en avril 2012 au Geophysical Journal International, qui décrit dans un premier temps l'analyse morphologique détaillée de la surface du site de Terako, puis dans un second temps l'analyse des données GPR pseudo-3D acquises à ce site. Les mesures de déplacements obtenues en surface et en subsurface sont ensuite décrites séparément, puis comparées, et enfin analysées ensemble afin d'obtenir une histoire détaillée du glissement sur la faille Hope. L'article est précédé d'un résumé étendu en français et suivi d'un paragraphe décrivant des données ou questions supplémentaires mentionnées ou attenantes à l'article mais non présentées ou discutées dans la publication.

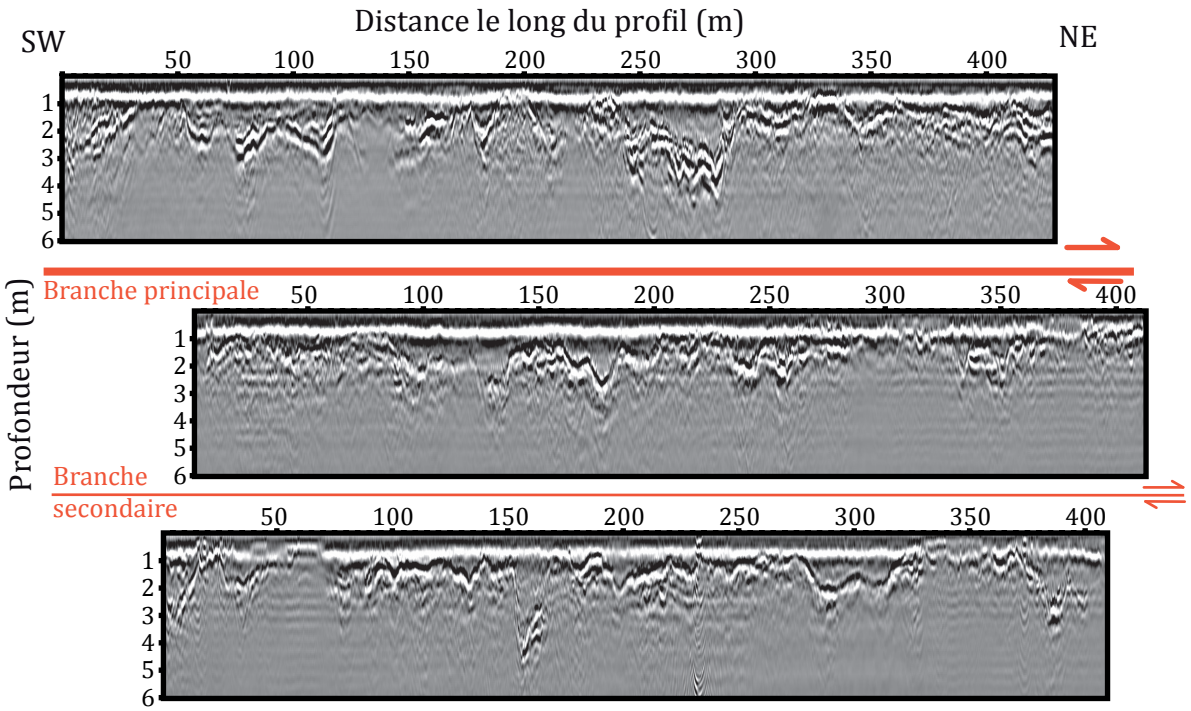


FIGURE 3.3 – *Profils GPR tests, acquis avec une antenne 100 MHz non blindée à offset constant d'un m. Chaque profil a été collecté parallèlement aux branches de la faille dans chacun des compartiments. Le traitement des profils consiste en une suppression de la composante DC, un filtrage passe-bande, une égalisation d'amplitude et une migration de Stolt à vitesse constante.*

3.2 Résumé

Cette étude présente une nouvelle méthode paléosismologique basée sur l'imagerie géophysique haute résolution ; elle s'adresse au cas particulier des failles décrochantes actives. Classiquement, en paléosismologie, l'histoire du glissement est reconstituée à partir de la mesure du décalage de marqueurs préservés en surface ou dans des tranchées. Dans les zones où le taux de sédimentation est élevé, certains de ces marqueurs décalés peuvent être enfouis et préservés dans les premiers mètres de la sub-surface par la sédimentation postérieure aux glissements qui les ont décalés. Aujourd'hui totalement invisibles en surface, ces marqueurs possiblement préservés dans le sous-sol pourraient détenir des informations supplémentaires et complémentaires aux données de surface sur l'histoire du glissement de la faille. L'imagerie géophysique GPR haute résolution est utilisée ici, pour obtenir une image fine de l'architecture du sous-sol et rechercher ces éventuels marqueurs enfouis. Cette application nouvelle du géoradar est testée au site de Terako sur la grande faille active décrochante de Hope en Nouvelle-Zélande, région du globe comptant d'importants dépôts quaternaires récents.

La faille de Hope est une faille transpressive à composante majoritairement dextre ($\approx$ 20 mm/an, H/V=10-25) qui traverse le Nord-Est de l'Ile du Sud sur une longueur de 230 km. Une rupture d'au moins 30 km s'est produite en 1888 dans sa moitié ouest, générant un séisme de Mw=7-7.3. Le site étudié est situé sur la moitié est de la faille, où les trois dernières ruptures ont été identifiées dans deux tranchées paléosismologiques et sont datées à 1720-1840, 1295-1405, et avant 1220. Les trois derniers forts séismes se seraient donc succédés avec un temps de récurrence de 180-310 ans [Langridge et al., 2003].

Le glissement moyen par événement a été estimé à 5-6 m [Pope, 1994]. Autour du site de Terako, une précédente étude d'Eusden et al. [2000] a décrit au premier ordre la géométrie de la faille et la morphologie des terrasses alluviales qui couvrent le piémont de la chaîne Amuri.

Dans un premier temps, nous avons mené une analyse morpho-tectonique détaillée de la surface au site de Terako sur la base de l'analyse d'un couple d'images satellites optiques très haute résolution combinées à un MNT Lidar de précision décimétrique. Cette analyse révèle une zone de faille dont la trace principale s'exprime en surface par un escarpement pouvant atteindre 20 m de haut, sub-vertical mais penté légèrement vers le sud-est (au site), divisé en plusieurs segments disjoints de longueur variable. Au sud de la trace principale se trouve une branche secondaire formant également un petit escarpement. Les deux branches de la faille coupent les terrasses alluviales de la rivière Mason qui coule à l'est du site. Nous avons identifié et cartographié tous les marqueurs morphologiques, principalement des talus de terrasses et des chenaux alluviaux, coupés par la faille. Il apparaît que la branche principale nord de la faille concentre la totalité de la composante décrochante et décale latéralement les marqueurs. La branche secondaire sud ne présente qu'une composante verticale de mouvement. Les décalages horizontaux sont mesurés en reconstruisant la forme originale des marqueurs et en mesurant le déplacement latéral nécessaire à cette reconstruction. Un total de 19 mesures allant de 3 à 200 m sont ainsi effectuées.

Dans un second temps, nous analysons les 56 profils GPR, acquis à offset constant, chacun long de 400 m environ, parallèlement aux deux branches principales de la faille. Espacés de 5 à 10 m, ils couvrent une surface totale de 600 x 400 m^2. L'acquisition est faite avec 2 antennes de fréquences différentes (100 et 250 MHz) mais seules les données GPR haute fréquence sont utilisées ici, car leur résolution est meilleure et leur profondeur de pénétration est suffisante.

Après un traitement classique, les données GPR révèlent la présence de 3 couches distinctes dans les cinq premiers mètres du sol, caractérisées par différents types de réflexions. La limite entre les deux premières couches dessine une succession de creux et de bosses. Cette topographie particulière est remarquablement similaire et continue d'un profil à l'autre. Afin d'analyser cette limite, le toit de la couche 2 a été pointé profil par profil à l'aide d'un logiciel d'interprétation de sismique réflexion. Ces données ont ensuite été interpolées afin d'obtenir un modèle numérique de terrain de la surface enfouie. Les dépressions visibles sur les profils individuels se connectent et forment un réseau organisé de petites vallées en V, larges de 10 à 20 m et profondes de 2 à 3 m, qui suivent la ligne de plus grande pente du site. La plupart de ces vallées ne sont pas visibles en surface, à l'exception de quelques unes qui coïncident avec les talus des terrasses observés en surface. Ces dépressions sont interprétées comme un réseau dense de chenaux abandonnés qui incisent une paléo-surface enfouie sous environ 2 m de sédiments. Cette paléo-surface correspondrait à la surface originelle des différentes terrasses alluviales, recouverte et lissée par des dépôts plus récents. Les chenaux enfouis ont été précisément cartographiés, et cette cartographie révèle qu'ils sont interrompus et décalés latéralement par la branche principale de la faille.

Afin de mesurer les décalages enregistrés par ces chenaux, il est nécessaire de les corréler de part et d'autre de la faille. En l'absence de datations, les corrélations effectuées se basent sur trois critères :

- la chronologie relative des chenaux déduite de l'arrangement chronologique des terrasses qu'ils incisent,

- la coïncidence de certains de ces chenaux avec des marqueurs déjà identifiés en surface,

- la ressemblance morphologique (forme, largeur, profondeur) des chenaux de part et d'autre de la faille.

Les décalages entre les paires de chenaux sont mesurés de la même façon que ceux en surface. 48 mesures de décalages cumulés, entre 6 et 108 m, sont ainsi effectuées.

Comme la population de mesures de déplacements est très dense et que ces déplacements présentent des incertitudes variables, nous avons utilisé une approche probabiliste pour les analyser. Cette approche permet de discriminer les valeurs de déplacement cumulé les mieux contraintes dans l'ensemble de la population.
Des 18 mesures de déplacements **en surface**, 10 valeurs bien contraintes sont extraites, de 3 à 111 m. Les différences entre ces valeurs successives de déplacements révèlent des incréments de glissement qui sont similaires, soit de l'ordre de 3.3 m (4 valeurs), soit de l'ordre de 7.3 m (2 valeurs). La seconde valeur d'incrément étant approximativement égale au double de la première, la valeur incrémentielle d'environ 3.3 m est interprétée comme le glissement cosismique moyen produit en surface par un fort séisme sur la faille au site considéré, tandis que la valeur incrémentielle d'environ 7.3 m est interprétée comme la somme de deux forts séismes 'similaires' ayant produit chacun environ 3.3 m de glissement. Le plus petit décalage mesuré, 3 ± 0.5 m représenterait ainsi le déplacement produit par le fort séisme le plus récent sur la faille. Environ 34 séismes similaires ont ainsi dû rompre la faille pour produire le déplacement cumulé mesuré de 111 m.
A partir des 48 mesures de déplacements effectuées dans la **sub-surface**, 14 valeurs bien contraintes sont extraites, entre 8 et 108 m. Les incréments de glissement entre ces valeurs, se distribuent en 3 groupes, autour de valeurs moyennes de 4.4 m (6 valeurs), 8.6 m (4 valeurs) et 11.8 m (4 valeurs). Les deux plus grandes valeurs moyennes sont des multiples de la plus petite. Cette plus petite valeur est interprétée comme le glissement cosismique moyen produit en proche surface par un seul fort séisme sur la faille au site considéré. Cette valeur est proche de celle obtenue en surface. La distribution des valeurs de déplacement montrent clairement que les plus petits glissements cumulés, et donc les plus jeunes, sont mesurés en surface tandis que les plus grands, et donc les plus vieux décalages sont mesurés en sub-surface. De plus, les mesures de sub-surface complètent les lacunes dans l'enregistrement de surface. Considérées ensemble, les 66 valeurs de déplacement cumulé mesurées couvrent de façon régulière l'ensemble de la gamme de glissement allant de 3 à 111 m témoignant de la complétude de l'enregistrement des glissements sismiques répétés sur la faille.
Des 66 mesures de décalages, 16 valeurs bien contraintes sont extraites. Les incréments entre ces 16 valeurs se distribuent de nouveau en 3 groupes autour des valeurs moyennes de 3.2 m (5 valeurs), 6.9 m (5 valeurs) et 11.2 m (5 valeurs). Les deux plus grandes valeurs sont des multiples de la plus petite. Cette plus petite valeur est interprétée comme le glissement cosismique moyen produit en surface par un fort séisme typique sur la faille de Hope, au site considéré, tandis que les deux autres valeurs d'incréments résulteraient de la somme de deux à trois forts séismes similaires.

La combinaison des données de surface et sub-surface permet donc de décrire de façon quasi complète les déplacements produits par les 30 derniers forts séismes au site de Terako sur la faille Hope. L'ensemble de ces déplacements cosismiques semblent avoir été de même amplitude, 3.2 ± 1 m en moyenne. En supposant que ces séismes aient rompu l'intégralité de la section de la faille à l'Est du bassin d'Hanmer, leur magnitude aurait

été de l'ordre de Mw 7-7.4. Sachant que cette section de faille glisse à 23 ± 4 mm/an, le déplacement cosismique caractéristique mesuré pourrait être produit par des séismes se répétant tous 150 ± 50 ans. Ces résultats sont en accord avec les études précédentes. Notre étude valide cette nouvelle application du géoradar à des fins paléosismologiques.

3.3 Finding the buried record of past earthquakes with GPR-based palaeoseismology: a case study on the Hope fault, New Zealand

S. Beauprêtre[1], S. Garambois[1], I. Manighetti[1−2], J. Malavieille[3], G. Sénéchal[4], M. Chatton[3], T. Davies[5], C. Larroque[2], D. Rousset[4], N. Cotte[1], C. Romano[3].

1. Institut des Sciences de la Terre, CNRS (UMR 5275), Université Joseph Fourier, Maison des Géosciences, 1381 rue de la piscine, 38400 Saint Martin d'Hères, France.

2. Géoazur, CNRS (UMR 6526), Université Nice Sophia Antipolis, 250 rue Albert Einstein, Les Lucioles 1, Sophia Antipolis, 06560 Valbonne, France.

3. Laboratoire Géosciences Montpellier, CNRS (UMR5243), Université de Montpellier 2, place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France.

4. FR2952 IPRA UPPA-CNRS, Université de Pau et des Pays de l'Adour, BP 1155, 64013 Pau, France.

5. Department of Geological Sciences, University of Canterbury, Private Bag 4800, Christchurch, New Zealand.

Published in Geophysical Journal International, Volume 189, Issue 1, p. 73–100.

Abstract

In places where sedimentation and erosion compete at fast rates, part of the record of past earthquakes on faults may be buried, hence hidden, in the first few metres below the surface. We developed a novel form of palaeoseismology, of geophysical type, based on the use of a dense pseudo-3D Ground Penetrating Radar (GPR) survey to investigate such possible buried earthquake traces, on a long, fast-slipping strike-slip fault (Hope fault, New Zealand), at a site (Terako) where marked alluvial conditions prevail. We first used LiDAR data to analyse the ground surface morphology of the 2 km^2 site at the greatest resolution. Nineteen morphological markers were observed, mainly alluvial terrace risers and small stream channels that are all dextrally offset by the fault by amounts ranging between 3 and 200 m. The measurements document about 10 past earthquake slip events with a mean coseismic slip of 3.3 $\pm$ 1 m, with the most recent earthquake event having a slip of 3 $\pm$ 0.5 m. We then investigated a detailed area of the site (400 $\times$ 600 m^2) with pseudo-3-D GPR. We measured 56, $\approx$ 400 m long, 5 - 10 m spaced GPR profiles (250 MHz), parallel to the fault and evenly distributed on either side. The analysis revealed the existence of a palaeosurface buried at about 3 m depth, corresponding to the top of alluvial terraces of different ages. That buried surface is incised by a dense network of stream channels that are all dextrally offset by the fault. We measured 48 lateral offsets in the buried channel network, more than twice than at the surface. These offsets range between 6 and 108 m, as observed at the surface, yet provide a more continuous record of the fault slip. The similarity of the successive slip increments suggests a slip per event averaging 4.4 $\pm$ 1 m, fairly similar to that estimated from surface data. From the total 'surface and buried' 67 offset collection, we infer that a minimum of 30 large earthquake shave broken the Hope fault at the Terako site in the last about 6 - 7 kyr, with an average coseismic slip of 3.2 $\pm$ 1 m, a minimum average recurrence time of about 200 yr, and a magnitude of at least Mw 7.0 - 7.4. Our study therefore confirms that part of the record of past earthquakes may indeed reside in the first few metres below the surface, where it may be explored with geophysical, GPR-based palaeoseismology. Developing such a new palaeoseismological tool should provide rich information that may complement surface observations and help to document the past earthquakes on faults.

Keywords: Ground penetrating radar; Geomorphology; Paleoseismology; Continental neotectonics; Continental tectonics: Strike-slip and transform; New Zealand.

3.3.1 Introduction

The unexpected large magnitude and size of the 2011 March devastating Japan earthquake and tsunami remind us that our capacity to properly anticipate destructive earthquakes is limited. One key to improving seismic hazard assessment is in the knowledge of the size of the past earthquakes that have broken faults in large events. Knowing this size range would help anticipate the maximum magnitude a fault may produce when it ruptures. Yet data on past earthquake size is extremely difficult to acquire. Because the recurrence times of large earthquakes are generally long (several 100-1000 years), the timescale of the earthquake history that would be needed to provide this information is long as well, from thousand to tens of thousands of years. In this context, the traces of such palaeoearthquakes have either been totally removed by erosion, or are poorly preserved in the form of subtle imprints in the surface geomorphology [e.g. Burbank and Anderson, 2001]. Though subtle and incomplete, these morphological traces are the one and only memory of the large earthquakes that ruptured faults in the recent past and therefore provide key information. To search for this information, three principal palaeoseismological approaches have been developed over the last decades and extensively applied to many faults worldwide [e.g. McCalpin, 2009, for exhaustive list of palaeoseismological techniques]. The first and most common one consists in the morphotectonic analysis of the ground surface along a fault, dedicated to identifying preserved morphological markers such as river beds, moraine spurs, alluvial fans, coral constructions, etc., that would be offset or deformed by the fault. As most of these offsets are the result of repeated coseismic fault slips over time, their systematic measurement for markers of different ages allows building slip histories, sometimes down to the earthquake scale [e.g. Gaudemer et al., 1995, Tapponnier et al., 2001a, Liu et al., 2004, Zielke et al., 2010, Klinger et al., 2011]. The second, commonly used palaeoseismological approach is trenching, which involves excavating the 1-3 first metres of the ground across a fault to search for buried offset markers [e.g. Rockwell et al., 2001, 2009b, Weldon et al., 2004, Langridge et al., 2005, Daëron et al., 2007, Berryman et al., 2008]. Finally, the third method is cosmogenic isotope-based exposure dating of seismically exhumed fault planes [e.g. Benedetti et al., 2003, Palumbo et al., 2004, Schlagenhauf et al., 2010, 2011]. All these methods have in common the search for the past earthquake and fault slip record between the ground surface and at most to a depth of 1-3 metres, and generally locally on the fault as most methods are invasive.

Here we show that the record of the ground surface may be incomplete, as part of the earthquake traces may actually be buried in the first few metres below the surface. To explore the buried record of past earthquakes, we develop a novel geophysical palaeoseismology, based on a specific use of pseudo-3D ground penetrating radar (GPR) surveying. Though, recently, pseudo-3D and 3D GPR have been used to investigate shallow fault architecture [e.g. Gross et al., 2000, 2002, 2003, 2004, Tronicke et al., 2004, McClymont et al., 2008a,b, 2010], it is the first time that this geophysical technique is used to explore and reveal the buried traces of coseismic offsets [exception is a previous attempt on a normal fault, McClymont et al., 2009a]. We test this new palaeoseismological approach on the Hope fault, one of the fastest active strike-slip faults that dissect New Zealand (Fig. 3.4). Our study is focused on the Terako site, on the eastern 'Conway' segment of the fault [Langridge et al., 2003], where we undertake a densely spaced survey, acquiring 56, 400 m long on average, fault-parallel, 5-10 m spaced GPR profiles, that provide a coverage of $\approx 600 \times 400$ m^2 around the fault zone. The analysis of the dense GPR data reveals the existence of a large number of buried stratigraphic and morphological markers which have no surface expression. These buried markers are offset by the fault, and these

offsets can be measured. We thus show that part of the record of past large earthquakes indeed resides in the first few metres below the surface, where it remains to be explored, in complement to surface observation.

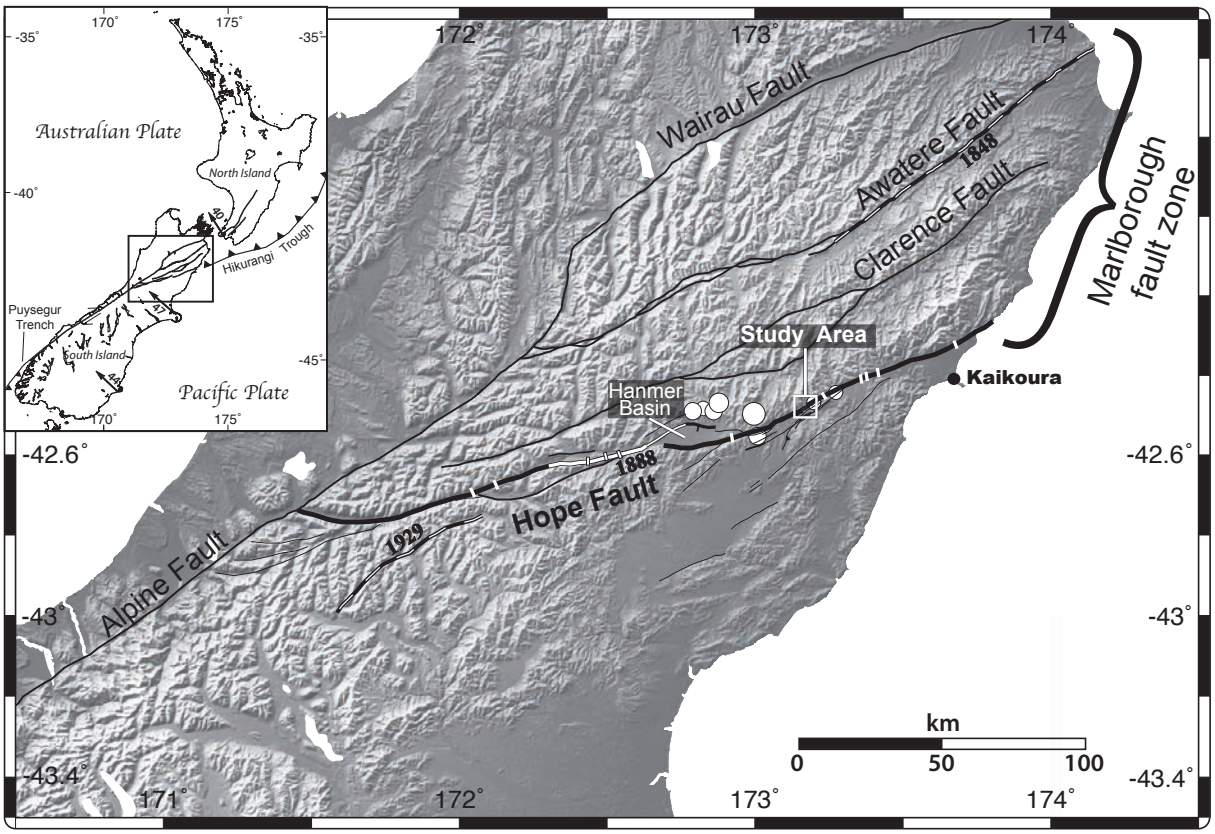


Figure 3.4: Tectonic setting of northern South Island, New Zealand. Only major active faults are represented, with the Hope fault in bold. The box indicates the Terako site. The 'Hope River' section in white is the 1888 earthquake rupture as reported by McKay [1890] and Cowan [1991]. Major historical earthquake ruptures on neighbouring faults are represented by dashed lines. White circles are shallow instrumental earthquakes with Mw > 5 around the Hope Fault. Small white lines across the Hope fault locate the available palaeoseismological sites [Van Dissen, 1989, Bull, 1991, Cowan and McGlone, 1991, McMorran, 1991, Pope, 1994, Langridge et al., 2003, Langridge and Berryman, 2005]. Inset shows the AUS-PAC plate convergence, with arrows and numbers for velocity directions and rates in mm.yr^{-1}, respectively [Beavan et al., 2002].

3.3.2 Known past slips and earthquakes on the target Hope fault

The ≈ 230 km long, N75° -striking Hope fault is one of the major right-lateral faults that form the Marlborough Fault Zone [e.g. Van Dissen and Yeats, 1991, Little and Jones, 1998, Langridge and Berryman, 2005], which transfers slip from the dextral-reverse Alpine fault in the southwest, to the Hikurangi subduction and North Island dextral faults in the northeast [Fig. 3.4;e.g. Freund, 1971, Van Dissen, 1989, Berryman et al., 1992, Barnes and Audru, 1999]. The Marlborough Fault Zone accommodates most of the N40° W, ∼ 43mm.yr$_{-1}$ of convergent motion between the Australian and Pacific plates [Fig. 3.4; e.g. Beavan et al., 2002, Wallace et al., 2007]. A small amount of obliquity in convergence across the Malborough faults produces a reverse component of slip in addition to their dominant right-lateral motion. The Hope fault is the second fastest slipping fault of

New Zealand, with lateral and reverse Quaternary slip rates estimated to 23 ± 4 and ∼ 2 mm.yr^{-1} (H/V∼10), respectively [e.g. Van Dissen, 1989, Cowan, 1989, 1990, Cowan and McGlone, 1991, McMorran, 1991, Knuepfer, 1992, Langridge et al., 2003, Langridge and Berryman, 2005]. The fault is divided into two, 100-150 km long principal segments connected across the central Hanmer pull-apart basin (Fig. 3.4, and GNS active faults database: http://data.gns. Cri.nz/af/). These segments have a roughly linear trace, except at their ends where they connect to adjacent smaller faults (Fig. 3.4). The 1888 'North Canterbury earthquake' (Mw 7-7.3) is the only large historical earthquake to have occurred on the Hope fault. It broke the western segment of the fault (so-called Hope river segment) on a minimum length of 30 km, and produced lateral displacements of at least 2.6 m [McKay, 1890, Cowan, 1991, Cowan et al., 1996, , in white in Fig. 3.4]. In an attempt to recover longer past earthquake histories on the fault, several morphotectonic and trench-palaeoseismological studies have been conducted, especially on the most accessible eastern segment of the fault. These studies suggest that five large earthquakes, including that in 1888, broke the western segment of the fault (in 1888, 1786 ± 28, 1637 ± 69, 1525 ± 97, 1402 ± 131 AD), with a recurrence time of 81-200 yr [Cowan and McGlone, 1991]. The eastern segment also broke in the past, yet apparently in different earthquakes, the three more recent would include one event prior to 1220 AD, and two between 1295 and 1840 AD [Bull and Brandon, 1998b, Langridge et al., 2003]. The age of the most recent major earthquake would range more likely between 1720 and 1840 AD. Though lateral displacements produced by these three past earthquakes could not be precisely measured, dextral slips of up to 5-6 m have been suggested from the smallest offsets measured at the ground surface, while a recurrence time of 180-310 yr has been advocated assuming characteristic slip events [Van Dissen, 1989, Langridge et al., 2003, Langridge and Berryman, 2005]. It has to be noted that, over the last 65 yr, the instrumental seismicity on and around the Hope fault has been moderate, with only eight earthquakes recorded with a magnitude up to 5-6 [Fig. 3.4; Anderson and Webb, 1994, ; Geonet catalogue: http://www.geonet.org.nz/resources/earthquake/].

3.3.3 High-resolution morpho-tectonic analysis of the ground surface at Terako site

The Terako site is near the middle of the eastern segment of the Hope fault, ∼ 55 km from Kaikoura (Fig. 3.4). At Terako, the fault trace is beautifully exposed across a set of alluvial terraces related to the Mason River at the foot of the Amuri Range (Fig. 3.5). The first order characteristics of the fault zone geometry and overall morphology at the Terako site have been described by Eusden et al. [2000]. We provide here a more detailed analysis, based on three complementary high-resolution data sets.

a) Data acquisition and processing

We first acquired two high-resolution optical satellite images -one Quickbird2 image of 0.6 m resolution and one Ikonos2 image of 1 m resolution, both allowing the accurate observation of a 25 km^2 area centred on the Terako site (Figs 3.5 and 3.6). Because part of the site is covered with dense vegetation, we also acquired Light Detection And Ranging data [LiDAR; e.g. Carter et al., 2001, Cunningham et al., 2006] on a 30 km long, 1 km wide swath designed to include the Terako site (Fig. 3.5). The data were acquired by New Zealand Aerial Mapping Limited, using a Rockwell 690A aircraft equipped with an Optech ALTM 3100EA LiDAR system. To separate ground and above ground reflections (e.g.

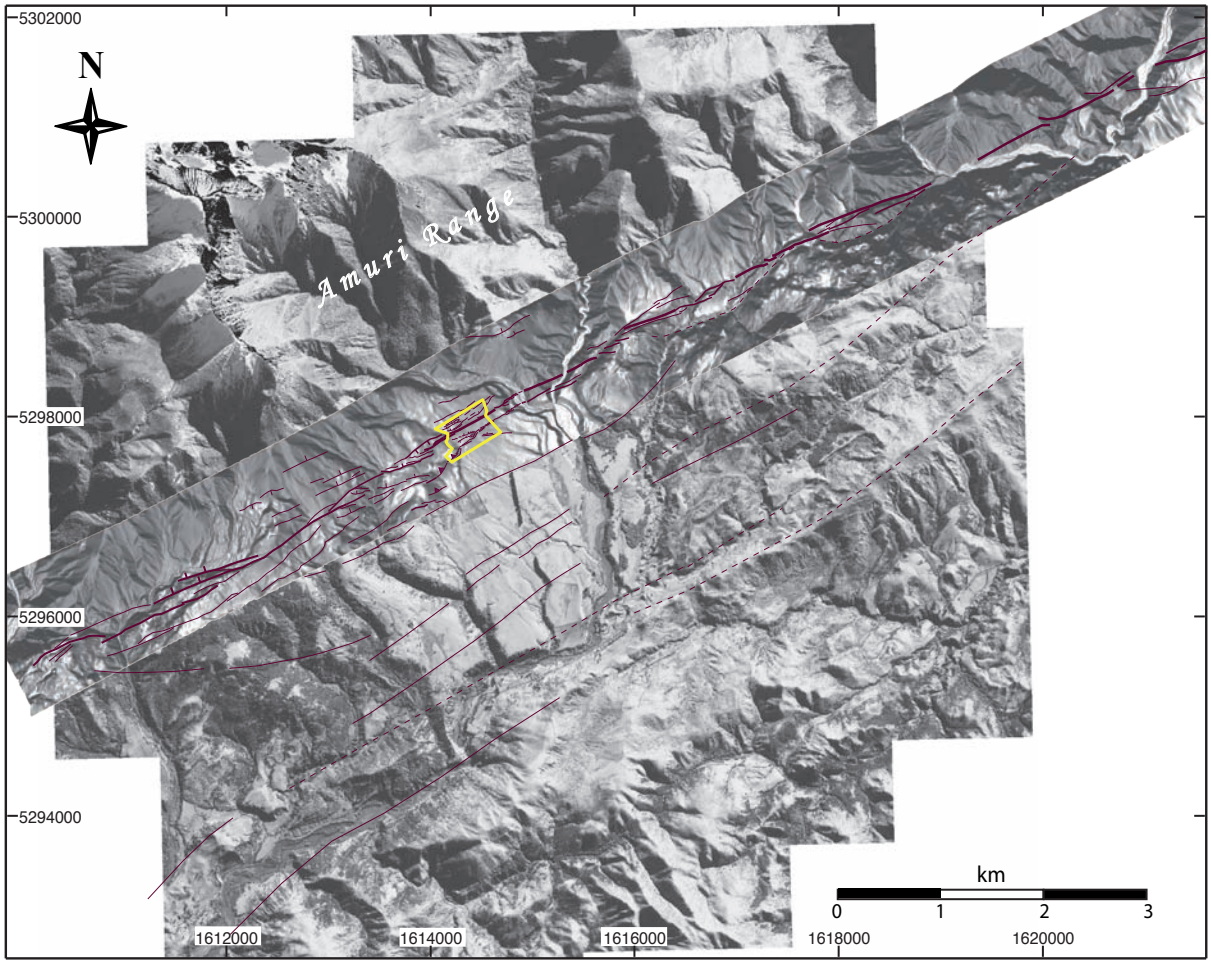


Figure 3.5: Detailed mapping of the Hope Fault trace, based on combined analysis of Ikonos satellite image and LiDAR data (white swath; only half of swath length is shown). Fault traces in purple. Thicker lines for most pronounced, hence most important, fault traces. Lines without marks are for right-lateral strike slip faults, teeth marks indicate downthrown side of normal faults, triangle marks indicate upthrown side of reverse faults. Yellow rectangle indicates the GPR survey. See text for more details.

trees, buildings, etc.), automated routines of the software TerraSolid© (Terrasolid Ltd, Kanavaranta 7B, 00160 Helsinki, Finland) were used to classify the Lidar point cloud into ground, first, and intermediate returns (www.terrasolid.fi). To ensure the quality of the automatically classified ground point data set, checking was then undertaken by manual editing and classification. The LiDAR data allows the surface morphology and topography to be described and quantified at all places including those covered by vegetation [e.g. Frankel and Dolan, 2007, Slatton et al., 2007], with a mean point density of 1.2 pt.$^{-2}$, and a vertical precision of 5 cm (Figs 3.5 and 3.7 a). For display use, we interpolated the ground point cloud on a 1× 1 m^2 grid using a kriging method with the SURFER© software (Golden Software Inc., 809 14th Street, Golden, CO 80401-1866, USA). Finally, we also have generated a 2 m resolution digital elevation model (DEM; 20 cm uncertainty on vertical) of the zone investigated with GPR, based on elevation measurements with a density of 0.62 pt.m^{-2} performed using differential GPS.

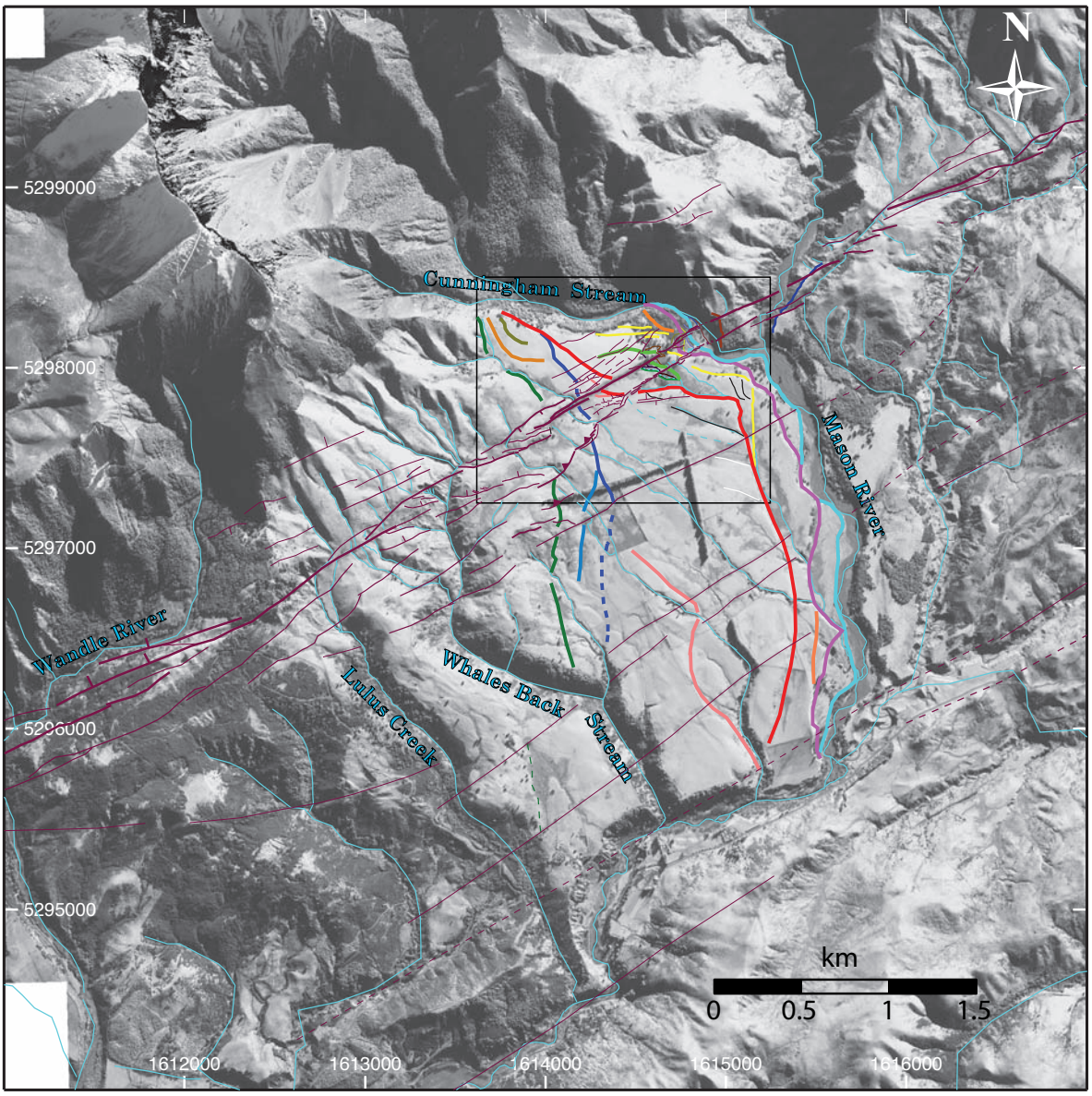


Figure 3.6: Morphotectonic analysis of the Terako surface, based on combination of high resolution Ikonos satellite image and LiDAR data. Fault traces as in Fig. 3.5. Coloured lines highlight major morphologic markers, mostly terrace risers, see Fig. 3.7 for details and names. Thin pale blue lines follow rivers and streams. The rectangle indicates Fig. 3.7.

b) Morphotectonic analysis at broad scale

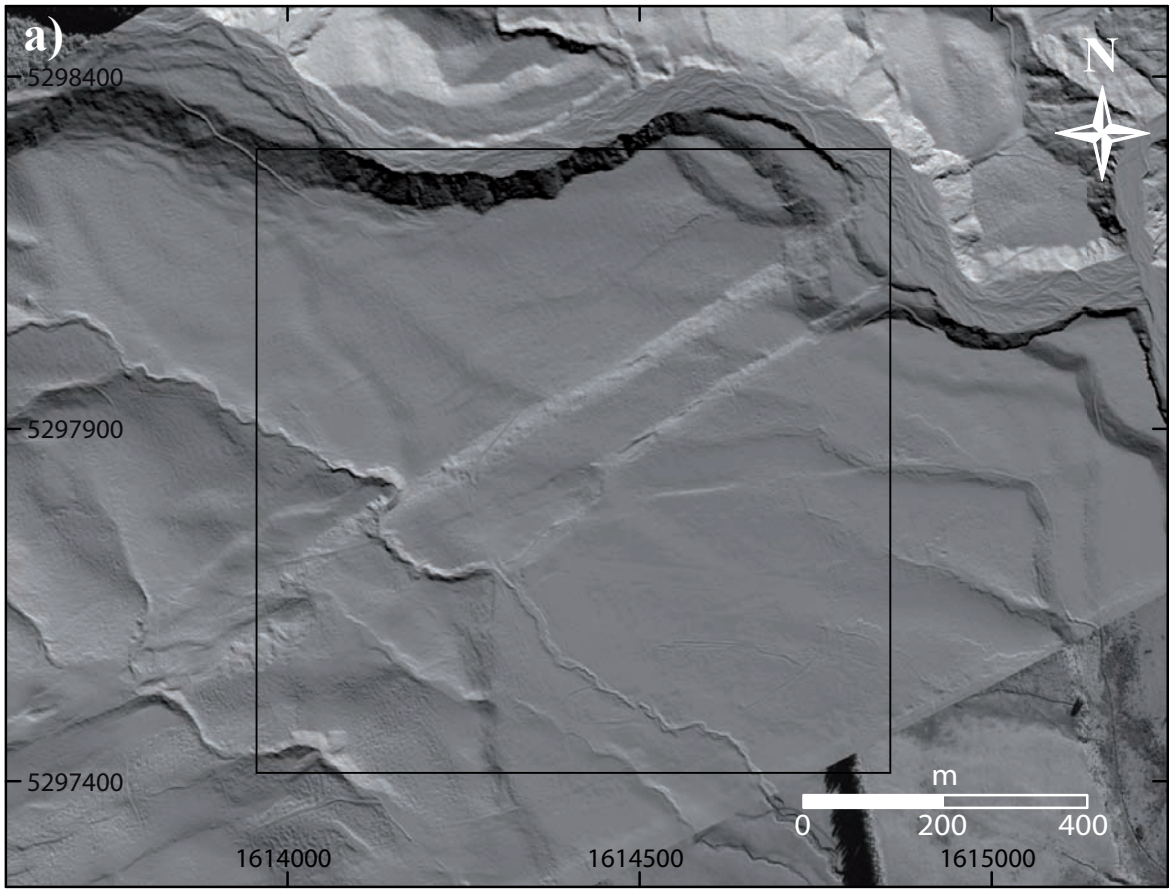
The combination of the optical and LiDAR images allows mapping the fault over ≈ 30 km (Fig. 3.5). In keeping with its right-lateral motion, the fault shows a pronounced simple linear trace that in detail is divided into left-stepping segments of variable lengths, connected to each other through pull-aparts and push-ups of variable size. Locally, the fault is expressed by a generally south-facing scarp of up to ≈ 20 m height (Supp. C-1). A few small E- to ENE-trending normal faults extend north of the main fault trace, while the southern compartment shows a number of NNE- to NE-striking small reverse faults. Close to the main fault line, these secondary features have fresh traces and are therefore active, while they look more ancient further away. The overall fault zone cuts across a

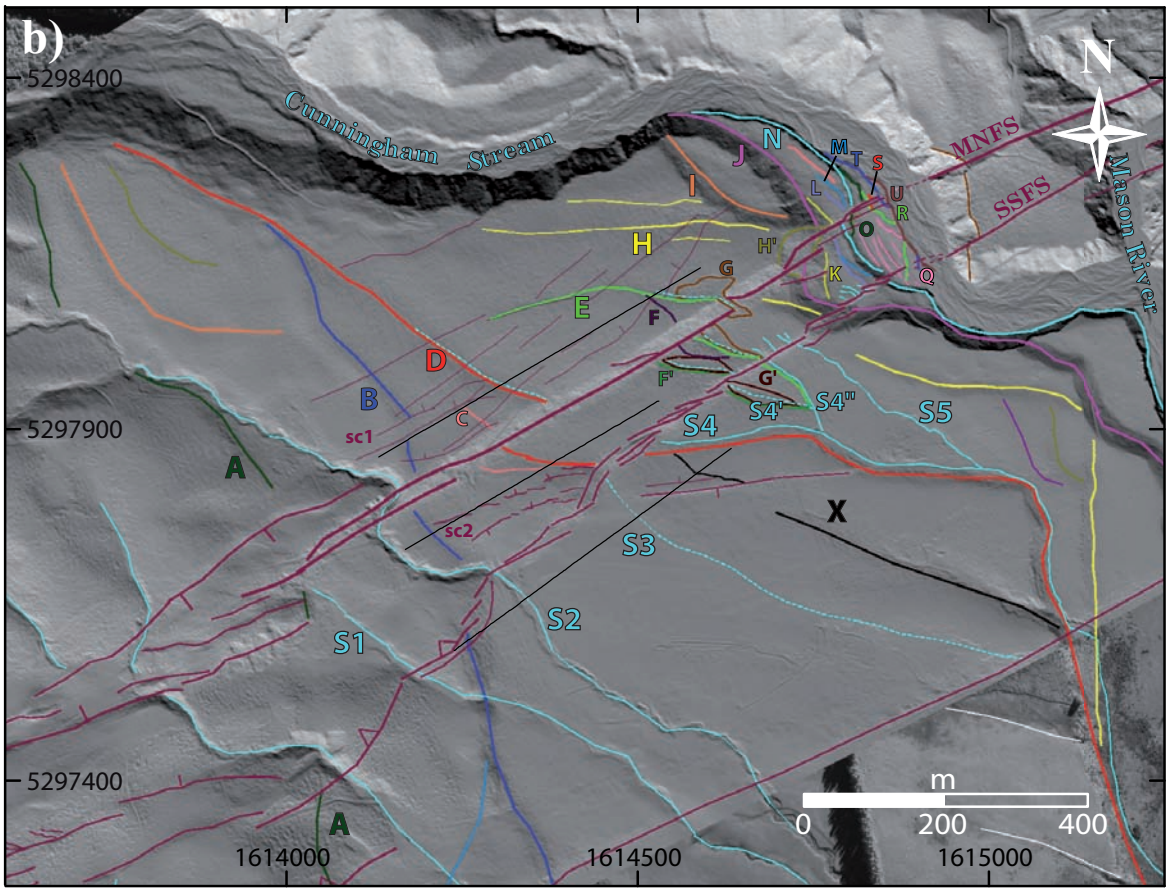
series of alluvial terraces deposited at the foothills of the Amuri Range, and the main trace of the Hope fault laterally offsets most of the drainage network and the terraces. At the Terako site, the fault trace is particularly clear (Fig. 3.6 and Supp. C-2). It splays into two sub-parallel strands –the main fault trace to the north, and a more minor strand to the south– both appearing as south-facing scarps (up to 20 and 12 m high, respectively; Supp. C-1). This divides the site into a northern, a central and a southern compartment across the two fault traces. The southern fault strand pinches out in a simple way to the east, and connects to the main fault to the west through a complex pushup-like fault system, associated with a pull-apart north of the main fault. Thus, while it is relatively simple in the eastern half of the site, the geometry of the fault is more complex further to the west, showing a mixture of strike-slip, reverse and normal faults. At the Terako site (Fig. 3.6 and Supp. C-2), the fault cuts across a series of alluvial terraces referred to as the 'Terako surfaces' [Eusden et al., 2000]. The highest and oldest of these terraces extends to the west (west of green trace in Fig. 3.6), and is interpreted as a fill terrace of the Mason River. Though its age is not precisely known, it is suggested to be 14-26 kyr from its similarity with other aggradation surfaces dated 15 km away [Bull, 1991, Eusden et al., 2000]. The westernmost Terako aggradation surface is deeply dissected by streams (the most prominent are Lulus Creek and Whales Back streams) and affected by slumping [Eusden et al., 2000]. As seen in Fig. 3.6 and Supp. C-2, its dominant incision pattern follows a NW to NNW trend. On its eastern edge, the aggradation Terako surface is encroached by a flight of progressively abandoned, flat, degradation terraces of the Mason River, whose elevations and hence ages are decreasing eastward. The risers of these degradation terraces trend roughly parallel to the Cunningham Stream and Mason River courses (WNW to NW in the north parallel to the Cunningham Stream, and NNW to N-S in the south parallel to the Mason River, Fig. 3.6).

c) Morphotectonic analysis at Terako site

Figure 3.7 b shows our detailed mapping of the Terako degradation risers and of a few other morphological markers that imprint the alluvial surfaces (Fig. 3.7 a). In complement, Supp. C-1 shows topographic profiles extracted from the LiDAR data, on which the principal surface markers can be seen. To the west, a number of terrace risers are clear, appearing as NNW-trending, east-facing, smooth rolling hills in the otherwise flat Terako surface. The clearest (B in dark blue on Fig. 3.7 b) forms a roughly linear, NNW-trending, a few metres–high smooth riser, running over $\approx$ 2 km from the Cunningham Stream to the north to a tributary of the Whales Back Stream to the south. Riser B is interrupted however across the fault zone. Further to the west, a few similar NNW-trending risers are observed, the two most prominent are indicated in dark green (A on Fig. 3.7 b) and orange (between A and B). About 200 m further east, another obliquely trending riser is visible (D in red on Fig. 3.7 b). Riser D is especially clear in the northern compartment

Figure 3.7 (facing page): Morphotectonic analysis of LiDAR data and identification of surface offset markers. (a) One meter, shaded LiDAR DEM, illuminated from the SW. Note that illumination is made to highlight the markers, not the fault strands, more obvious. The square indicates Figure 3.10. (b) Morpho-tectonic analysis of the LiDAR DEM. Faults as in Fig. 3.5. MNFS and SSFS for main northern fault strand and secondary southern fault strand, respectively. Identified morphological markers, mainly terrace risers, are mapped in colors, with names of major ones indicated. The three black lines locate the GPR profiles shown in Figure 3.12. See text for more details.


a)
5298400
5297900
5297400
1614000
1614500
1615000
N
m
0
200
400


b)
5298400
5297900
5297400
1614000
1614500
1615000
N
m
0
200
400
Cunningham Stream
Mason River
MNFS
SSFS
A
B
C
D
E
F
F'
G
G'
H
H'
I
J
K
L
M
N
O
Q
R
S
T
U
X
sc1
sc2
S1
S2
S3
S4
S4'
S4''
S5

of the fault, until it is truncated by the fault. The youngest stream terraces extend to the east, where they form a flight of down-stepping surfaces bounded by steep, high (10–15 m on average), east-facing topographic risers (Fig. 3.8, and Supp. C-1 and 3). The most prominent are the N (pale blue), J (dark pink) and I (orange) risers, which show fresh, steep scarps about 12, 16 and 12 m high, respectively (Figs 3.7 b, 3.8, and Supp. C-1 and 3). A few much smaller risers and channels exist east of riser N, which the LiDAR data allows to map in detail (Fig. 3.8). In the southern fault compartment mainly, additional smoother terrace risers are visible, that trend parallel to the Mason river course (such as H in yellow, D in red, and X in black; Fig. 3.7b). Several more subtle morphological markers exist, mainly in the form of small, east-facing risers or scarplets (see E and F'), small stream incisions that cut various Terako surfaces (in pale blue), and small landslides (see G and H'). A major stream (S2) also incises the Terako surface to the west (Fig. 3.7). Table 1 (column 1) synthesizes the relative chronology of the surface markers, as we can infer it from their relative arrangement. Finally, it is important to note that all terrace surfaces but the youngest to the east are suggested to be blanketed with a 1–3 m thick layer of material that is taken to be loess deposited during the last glacial period [Suggate, 1990, Bull, 1991, Tonkin and Almond, 1998, Eusden et al., 2000, Roering et al., 2004, Rattenbury et al., 2006]. This loess cover might be partly responsible for the flatness of the Terako surfaces [Hughes et al., 2010].

d) Markers correlations and measurements of surface offsets

Whatever their age, all the preserved risers including the youngest ones in the east, as all the other markers described earlier, are offset by the fault zone. The offset is clearly right-lateral along the northern main strand of the fault, as seen in the pronounced bayonet-shaped deflections of the S2 stream and of the most prominent terrace risers to the east, but also in the dextral offsets recorded by all the identified markers (Figs 3.7 b and 3.8 b). By contrast, the offset is primarily vertical on the southern fault branch, as attested by the near continuity in map view of most identified markers (Fig. 3.7 b). Most markers form or have clearly defined linear features oblique, and generally roughly perpendicular to the fault strike, which allows their precise matching on either side of the fault. Figure 3.9 illustrates a few examples of how, using slip reconstructions, we correlated the surface markers across the northern fault trace and measured their lateral offsets, while Table 1 (column 3) provides these measurements and their uncertainties. The lateral to vertical slip ratio being high on the main northern fault trace [$\geq$10, Knuepfer, 1992], the measurements provide a fair estimate of the actual total lateral slips on the Hope fault. As most markers have a well-defined shape and are markedly oblique to the fault strike, the uncertainties on the lateral offset measurements are quite low, most of a few metres (but for H, A and B). The measured lateral offsets range between $\approx$ 200 (A) and 3 m (T and U). Overall, they decrease from west to east in keeping with the decrease in height and hence likely in age of the flight of terraces (Table 3.1). We discuss these surface measurements in a next section.

3.3.4 GPR morphotectonic analysis of the sub-surface at Terako site

a) Data acquisition and processing

GPR is a geophysical method which uses reflection or scattering of electromagnetic waves, and allows imaging magnetic, electric and dielectric contrasts in the shallow subsurface

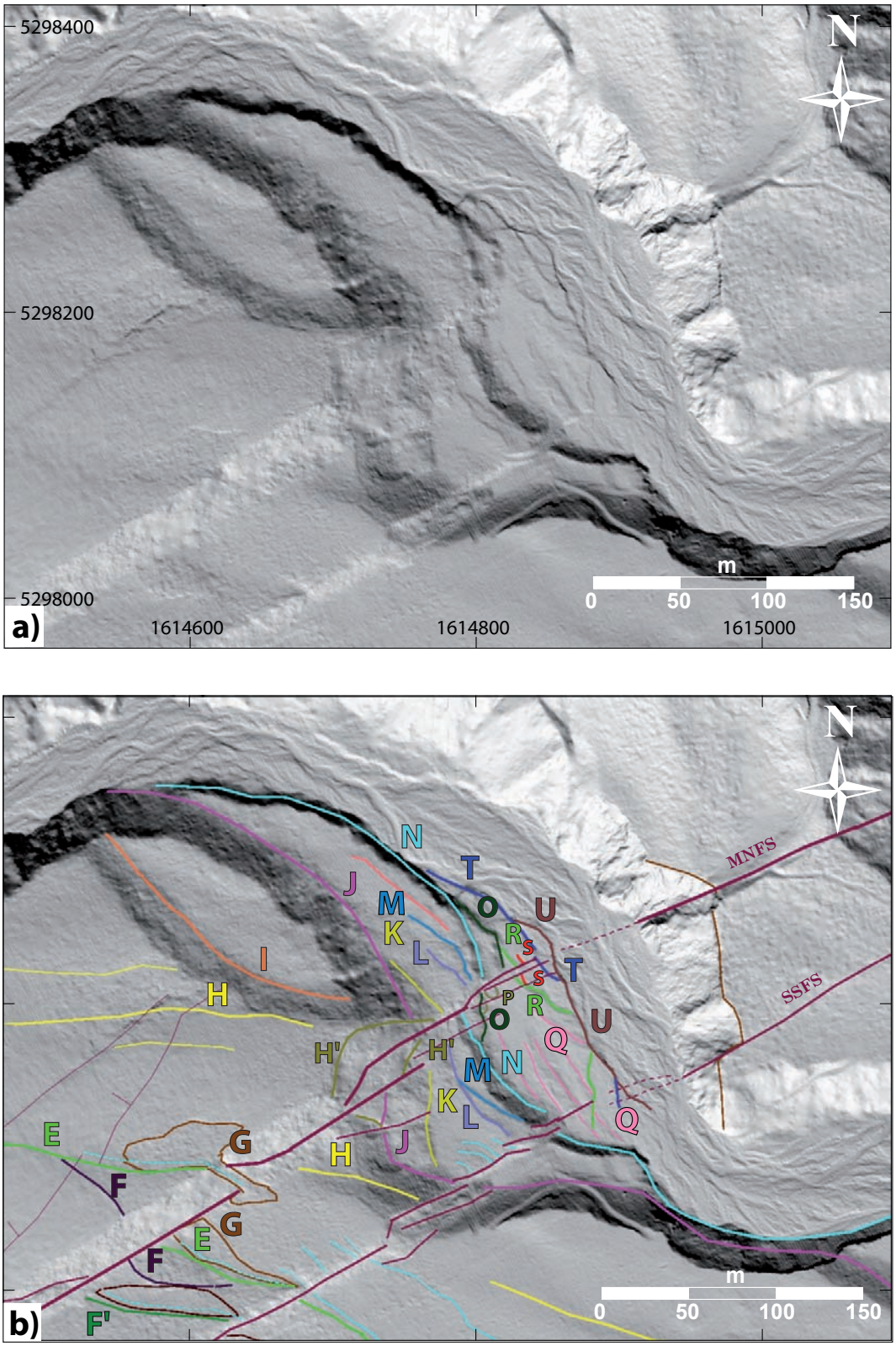


Figure 3.8: Close-up view of easternmost terrace risers and other markers. (a) Shaded LiDAR DEM illuminated from SW (to highlight the markers; other illumination in Supp. C-3). (b) Morphotectonic analysis of (a). Faults and names as before.

Table 3.1: Relative chronological constraints on surface and buried markers, and measured lateral slips. Column 1: Surface markers are listed from older to younger as inferred from their relative, morphological arrangement. Names as in Fig. 3.7 (b). Underlining indicates very first formation of the corresponding marker. '?' indicates that there is no chronological information; xx ≤ yy is for 'xx is younger (or of same age) than yy'. Column 2: Major buried markers are listed from older to younger as inferred from their relative, morphological arrangement. Names as in Fig. 3.14 (b). Underlining indicates very first formation of the corresponding marker. 'N' for northern compartment; 'C' for central compartment. Note that only major buried markers for which chronological information may be inferred from their arrangement, are listed. Column 3: Measured lateral slips and uncertainties, in bold for surface markers, in regular text for the indicated buried markers. All slip measurements for buried markers can be found in Table 3.2. Note that slip of H is poorly constrained, and hence not retained in our analysis. Column 4: Approximate minimum age of markers, inferred assuming that their cumulative offset results from slip adding at constant rate of at most 19 mm yr^{-1} (maximum fault slip rate at Terako site, see text). Horizontal lines separate the five age groups identified. See text for more details.

Surface marker name, from older to younger based on morphological arrangement	Buried marker name, from older to younger based on morphological arrangement and offset values	Measured lateral offset (m)	Inferred approximate age (kyr)
A		**200 ± 30**	≥ 10.5
B		**108 ± 20**	≥ 5.7
	b(N) & b1(C)	99 ± 2	
S1			
D		**111 ± 3.5**	
	d(N) & da(C)	106 ± 7	
	d ≥ bd1-2 which offsets the D surface		
	bd1 (N) & bd1a(C)	108 ± 1	
	bd2 (N) & bd1b(C)	108 ± 3	
E		**80 ± 10**	≥ 4.2
	bd2 (N) & bd2a(C)	90 ± 2	
	e ≥ de1, de2, de3 which offset the E surface		
	de1(N) & de1b(C)	100 ± 5	
	de2(N) & de2b(C)	93 ± 3	
	de3a(N) & de2c(C)	77 ± 2	
	d(N) & db(C)	85 ± 8	
S2		**62 ± 2**	≥ 3.2
C? but < D		**57 ± 3**	
H		***(145 ± 13)***	
I		**?**	
G < E		**50 ± 6**	
J		**36 ± 3**	≥ 1.9
K		**26 ± 2**	
L		**29 ± 2.5**	
M		*unconstrained*	
N		**23 ± 2**	
O		**18.5 ± 1**	
H' < J-K		**15 ± 2**	
P ?		**12 ± 0.5**	
F < E		**11 ± 1**	
Q		*unconstrained*	
R		**4.5 ± 1**	
S		**4.5 ± 1**	
T		**3 ± 0.5**	
U		**3 ± 0.5**	
S4, S4', S4", S5? but < H, F', E S3? but < D G'? but < F'			

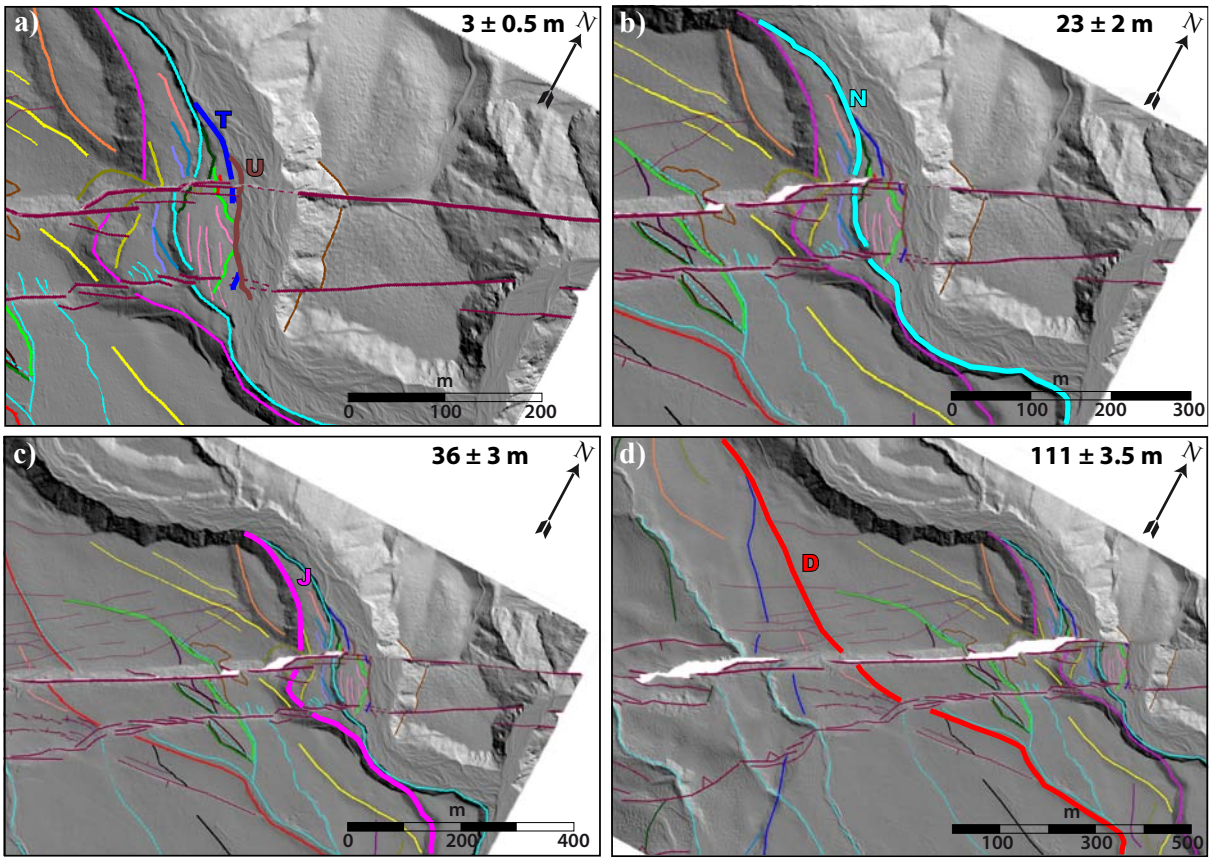


Figure 3.9: Examples of a few back-slip reconstructions of surface markers (as defined in Fig. 3.7b). a) Restoration of U and T, 3 ± 0.5 m. b) Restoration of N, 23 ± 2 m. c) Restoration of J, 36 ± 3 m. d) Restoration of D, 111 ± 3.5 m.

(<50 m), when investigated materials are electrically resistive [e.g. Nobes, 1996, Neal, 2004, Jol, 2009]. GPR resolution varies from a few tens of centimetres to less than one centimetre, depending on both the material electromagnetic velocity and the spectral bandwidth of the used antennas. The depth of penetration ranges from zero to tens of metres, depending on the soil electrical properties and on the frequency of the antennas. Radargrams are analogous to stacked seismic sections and can be processed and interpreted in a similar way. Reflectivity amplitude is in general proportional to the magnitude of the property contrasts, especially changes in the sediment/air/freshwater ratio [e.g. Baker, 1991]. Variations in the amount and type of fluid occupying pore spaces, minor changes in porosity, changes in the sediment grain type and changes in grain shape, orientation and packing, all provide significant reflections [e.g. Neal, 2004]. Consequently, features such as sedimentary structures and lithological boundaries are clearly visible with GPR, even when these features differ only by small changes in the nature, size, shape, orientation and packing of grains. Faults and fractures also generate reflections and diffractions, as they usually represent major electromagnetic discontinuities [e.g. Deparis et al., 2007], and furthermore disturb the bedding continuity.

When parallel, very closely spaced GPR profiles are shot so as to cover a volume (3-D-GPR), the problems of out-of-plane reflections can be removed using a 3-D migration algorithm. Full resolution 3-D GPR images of the subsurface can then be derived [Grasmueck et al., 2005], which highlight the ground structures with an equal fidelity in

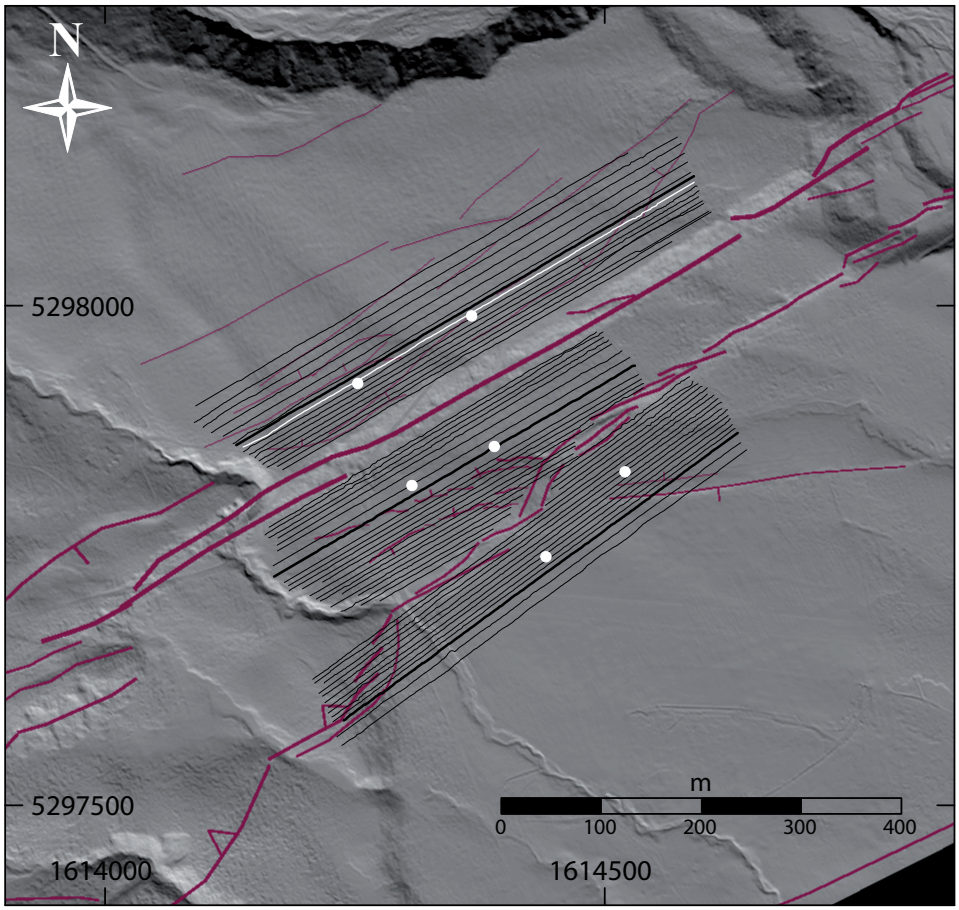


Figure 3.10: Location of GPR profiles. Faults are in purple, as before. Black lines are GPR profiles. White dots are CMPs. The white line indicates the profile described in Figure 3.11. The 3 bold lines are the profiles represented in Figure 3.12.

any direction [e.g. Young et al., 1997, Lehmann and Green, 1999, 2000, Sénéchal et al., 2000, Young and Lord, 2002, Streich et al., 2006, 2007, Grasmueck and Viggiano, 2007, McClymont et al., 2008a]. However, a full 3-D acquisition requires at least a quarter-wavelength grid spacing in all directions on the surveying surface [Grasmueck et al., 2005], what is extremely time consuming and hence restricts applications to small surfaces. On the other hand, in cases where the subsurface features are expected to be fairly linear and of homogeneous orientation (2-D media), acquisition of spatially aliased datasets which require some degree of interpolation between the parallel profiles, may be an appropriate approach, especially when the investigated surfaces are large. This is the approach that we follow here, referred to as pseudo-3-D GPR. We collected 60 GPR profiles at the site, using a multichannel RAMACGPR acquisition system(MALA Geosciences),which was connected to 250 MHz shielded and 100 MHz unshielded antennas (Fig. 3.10). All GPR acquisitions were combined with differential GPS positioning (two Topcon GPS systems, each composed of a PG-A1 antenna and a GB1000 receiver). Overall, our GPR survey approximately covers a 600 $\times$ 400 m^2 area centred on the fault zone. It includes 56, 109–570 m long profiles parallel to the fault, evenly distributed on either side of the two fault strands (Fig. 3.10), with a line spacing varying from 5 (closer to the faults) to 10 m. Four additional, 400 m long profiles were recorded perpendicular to the fault traces (not shown).

The data acquired with the 100 MHz antennas produced low resolution results within the first 3 m of the ground (due to the large 2 m spacing between the source and the receiver). For that reason, we chose to only present here the 250 MHz GPR data which were acquired with a common offset of 0.36 m between the transmitter and the receiver antennas. The acquisition triggering, which was fixed to 20 cm for all profiles, was automatically controlled using a calibrated encoder wheel. Data were acquired with a sampling frequency of 2550 MHz over a 270 ns time window, and stacked 32 times. In addition, six Common Mid-Point (CMP) surveys were acquired in different parts of the studied area (Fig. 3.10) to determine the radar-wave velocity variability in the subsurface to correctly convert Two-Way Traveltime (TWT) into depth. The GPR data were first processed in a classical processing flow for GPR Common-Offset data, that is,

1. pre-processing,
2. dynamic and static corrections,
3. time to depth conversion –if needed,
4. semi-automatic reflector picking
5. 3-D reconstruction of reflector architecture.

The three first steps were done using the Seismic Unix software [Stockwell, 1999] originally developed for seismic data processing, while step 4 was done using the Opendtect software dedicated for seismic data interpretation (http://www.opendtect.org/). Step 1 included a sequence of processing steps (Fig. 3.11). First, the time zero was computed from the arrival time of the direct air wave, which was muted afterwards. A 'dewow' 50 MHz zero-phase low-cut filter was then applied to remove direct continuous currents. To attenuate ringing effects between antennas, which appear in low-resistive materials, the mean trace of a single profile was first computed and then subtracted from all traces. To amplify late arrivals and to compensate propagation effect losses, linear and exponential time gains were applied to the data.

To perform static and dynamic corrections (step 2) requires estimating the radar-wave velocity. For this, we acquired six 200-MHz CMP profiles in the Transverse Electric (TE) mode in each fault compartment, by progressively increasing the distance (20 cm steps) of 200 MHz unshielded antennas to a fixed central location. Our choice to consider the 200 MHz antennas rather than the 100 MHz ones was made to be consistent with the 250 MHz centre frequency of Common-Offset data and to enhance the resolution near the surface. The data were filtered using a zero-phase (50-450 MHz) bandpass filter whilst amplitudes were adjusted to compensate for propagation effect using a linear time gain, which enhanced late arrivals. Supp. C-4 shows two CMP surveys conducted in the northern compartment. Both CMPs show the direct air wave arriving first, followed by four reflected hyperbolic events whose zero-offset times appear between 20 and 100 ns. Clearly, a prominent reflected event arrives around 44 ns on the western CMP and around 56 ns on the eastern one. The normal move-out (NMO) of these events was analysed using the semblance maxima approach [Yilmaz, 1987], which is commonly used in seismic processing and yields the stacking velocity (Supp. C-4). The mean radar-wave velocity in the medium between the surface and the level corresponding to the strongest reflection equals 6.5 cm.ns^{-1} on both CMPs. It is notable that deeper reflected events exhibit a slight velocity increase to more than 7 cm.ns^{-1} in NMO velocity and consequently a larger

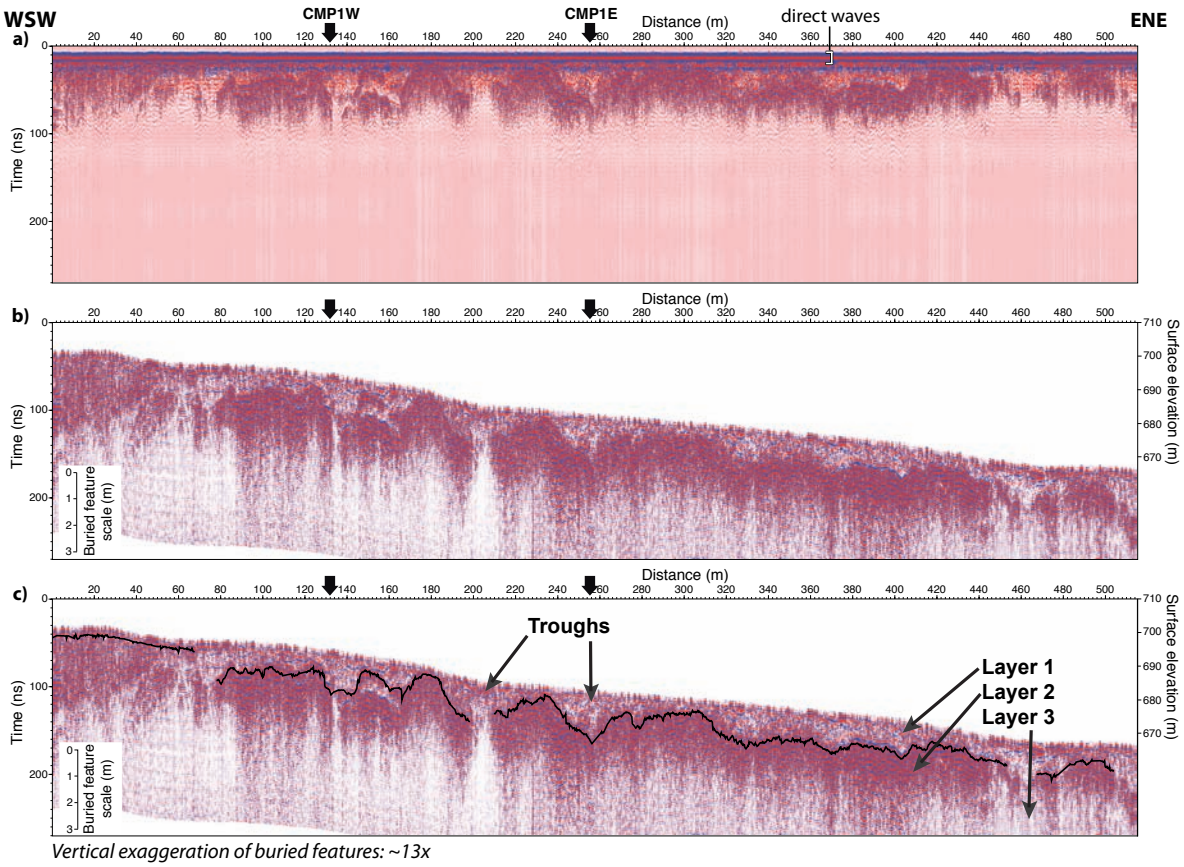


Figure 3.11: Illustration of differences between raw, processed and interpreted GPR profile. The location of the example profile is indicated in Fig. 3.10. CMPs are indicated with black arrows (see Supp. C-4). (a) Raw GPR data recorded on a 270 ns time-window with a 0.2 m trace spacing using 250 MHz shielded antenna. (b) Processed GPR profile (see text for description of processing steps). (c) Recognition and picking of the layer 2 top reflector forming the boundary between layers 1 and 2 (black line). See text for more details.

increase in terms of interval velocity. In view of the previous results and to simplify the processing, we applied topographic corrections and depth conversions using the same constant velocity of 6.5 cm.ns^{-1} for all profiles.

b) Overall data analysis

The example GPR profile provided in Figure 3.11 has been acquired parallel to the fault, 40 m north of its main trace. The CMP surveys in Supplement C-4 were acquired on this profile. Figure 3.11 shows both unprocessed and processed data (steps 1 to 3), and highlights the main characteristics of the GPR reflected events. Topography variations throughout the profiles are rather large (more than 30 m) compared to the penetration depth of GPR (less than 5 m). Thus, surface and buried features exhibit very different scales and topographic gradients. To clearly display the subtle topographic features buried in the ground we applied a scale decrease factor to the surface topography. We chose to divide by eight, in all profiles, the time delays to correct for topography. Doing so, the vertical scale dynamics focuses on the buried reflectors at the expense of an actual representation. In Figure 3.11, a depth scale is proposed on the left axis for the buried reflectors and was derived using a constant 6.5 cm ns^{-1} velocity. It is important to note

that the characteristics we describe below are common to the vast majority of the acquired GPR data, which are all presented in Supplement C-5 in the Supporting Information, while an example profile from each fault compartment is shown in Figure 3.12 (coloured arrows and names indicate major buried markers identified later in Fig. 3.14 b). From surface to depth, we observe

1. the direct air and ground waves (Fig. 3.11). Note that a residue from these waves remains after the muting process is achieved, which obscures any reflection in the first 36 cm of the ground;

2. a 0-1.5 m thick, quite homogeneous, transparent layer characterized by weak and discontinuous internal reflections (hereafter denoted layer 1);

3. a 1.5-3 m thick, darker layer presenting a large number of closely spaced, subhorizontal and subparallel reflectors (layer 2);

4. a deeper, transparent region with no clear reflection (layer 3).

All these layers present subtle lateral changes. However, in view of the large vertical exaggeration applied here for display convenience, the reflected events are actually hardly dipping. For this reason and as no diffraction hyperbola was visible in the profiles, we choose not to migrate the GPR data (after having verified that the migration process had no effect on the images).

Layer 1 has a low velocity of 6.5 cm.ns^{-1}, and shows discontinuous reflections, basically parallel to the ground surface. By contrast, layer 2 is made of a pile of strong, continuous, subparallel, non-planar reflectors, overall exhibiting a mean velocity larger than 7.5 cm.ns^{-1}. The transition between layers 1 and 2 coincides with a prominent reflector (Figs 3.11, 3.12 and Supp. C-5; hereafter denoted 'layer 2 top reflector'), which has the largest reflection coefficient. The depth of that top reflector varies from a few centimetres where it almost reaches the ground surface (the region between 0 and 36 cm is unresolved with our antennas), down to 3 m below the ground. Layer 2 exhibits lateral changes at two scales: high frequency variations characterized by small changes in dip within the entire reflector succession, and low frequency changes appearing as sorts of undulations in the entire pile, especially pronounced in the top reflector where they form a succession of troughs and bumps (Fig. 3.11). The troughs resemble 20 to 40 m wide, concave-up valleys, being filled by layer 1. At some places, the topmost layer 2 reflectors parallel the trough edges, that is, slightly dip toward the trough axis (Fig. 3.13 a). Yet, in the most general case, the topmost layer 2 reflectors, including the layer 2 top reflector, are interrupted at the trough lateral edges (Fig. 3.13 b). The layer 1 and layer 2 reflectors generally dip by slightly different angles (Fig. 3.13 a–c). Together these show that the layer 2 top reflector is a well-defined, roughly continuous surface that forms the top of an about 3 m thick, consolidated (higher wave velocity), stratified material (layer 2). That top surface is incised by a series of troughs that are filled with the layer 1 material. The layer 1 material has different properties, including a lower velocity and higher conductivity, and covers the layer 2 top surface almost entirely (see later), hence it is younger than the layer 2 material. Under layer 2, layer 3 shows no clear reflection (Figs 3.11 and 3.13). This may suggest either that layer 3 is a homogeneous and/or conductive real layer, or that layer 3 simply corresponds to the penetration depth limit. We discuss later the most likely nature of the 3 layers.

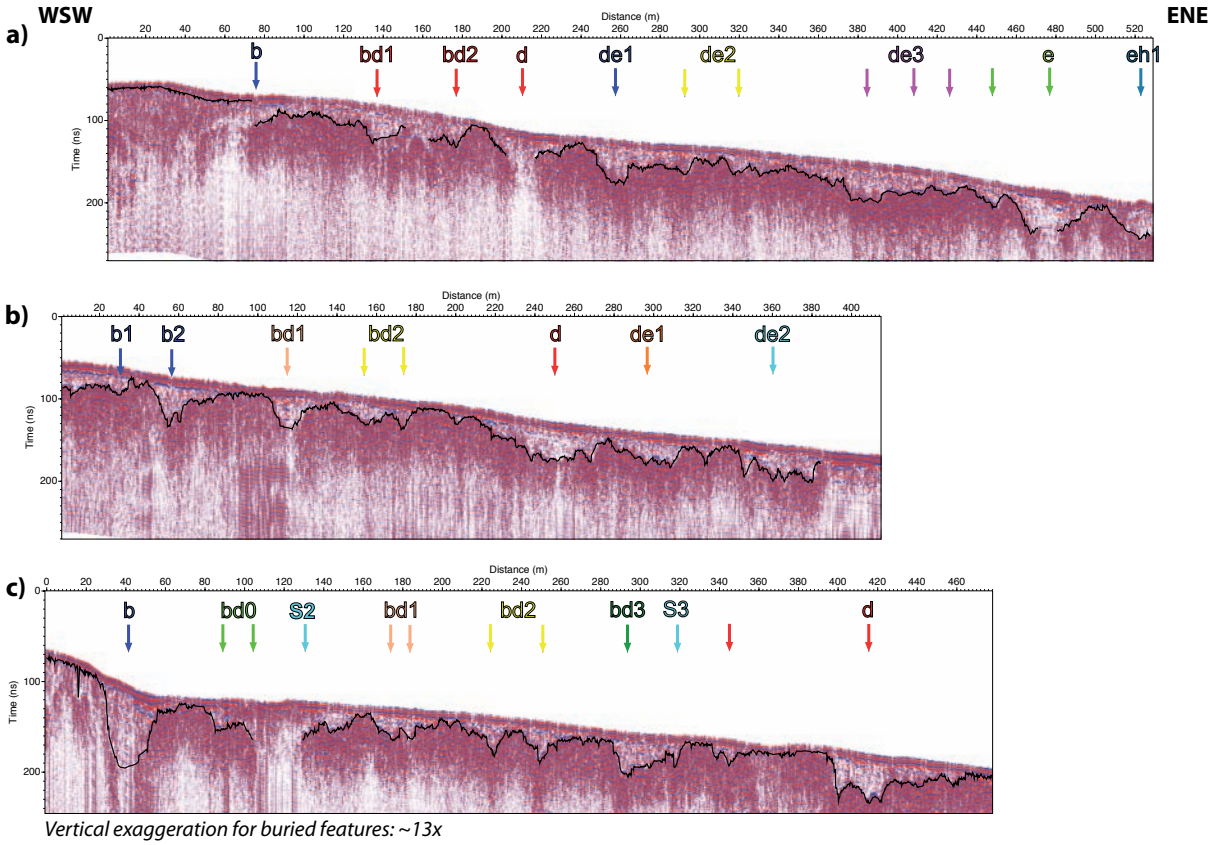


Figure 3.12: Example of interpreted GPR profiles. The location of the three profiles is indicated in Figures 3.7 b, 3.10 and 3.14 b. They are in the northern (top plot), central (middle plot) and southern (bottom plot) fault compartments. The layer 2 top reflector is shown as a black line. Coloured arrows and numbers indicate the major buried channels and markers as identified in Figure 3.14 b. The identification of the channels was made from the more complete 3-D image shown in Figure 3.14 a. Reporting these channels on a single 2-D profile, as in present figure, may thus not provide a complete view of their location and shape. As a matter of fact, the lateral shift in the position of marker d on the three profiles is only apparent, the actual lateral offset of d being dextral across the northern fault strand, and none across the southern fault strand (Fig. 3.14 b).

c) Extracting the layer 2 top paleosurface, and the layer 1 cover thickness

The remarkable similarity and consistency of adjacent profiles in each compartment (Supp. C-5) attest that 3-D changes are insignificant within each compartment; the findings above thus apply to the entire area. We infer that the layer 2 top reflector is a buried palaeosurface incised by a network of troughs. That surface is blanketed almost everywhere (see later) by a cover layer –the layer 1, which, in particular, fills its troughs. To get insights on the nature of the layer 2 palaeosurface, of its incisions, and of its layer 1 cover, we analyse both the 3-D geometry of the layer 2 top surface, and the 3-D geometry of the layer 1 cover.

To analyse the 3-D geometry of the layer 2 top surface, we follow a pseudo 3-D approach, based on the use of a semi-automatic line tracking tool available within the Opendtect software (http://www.opendtect.org/). The tool includes: (i) a rough (spatially aliased) manual picking in the time domain along the layer 2 top reflector in each GPR profile on selected traces; (ii) an automatic tracking of the reflector for all traces located

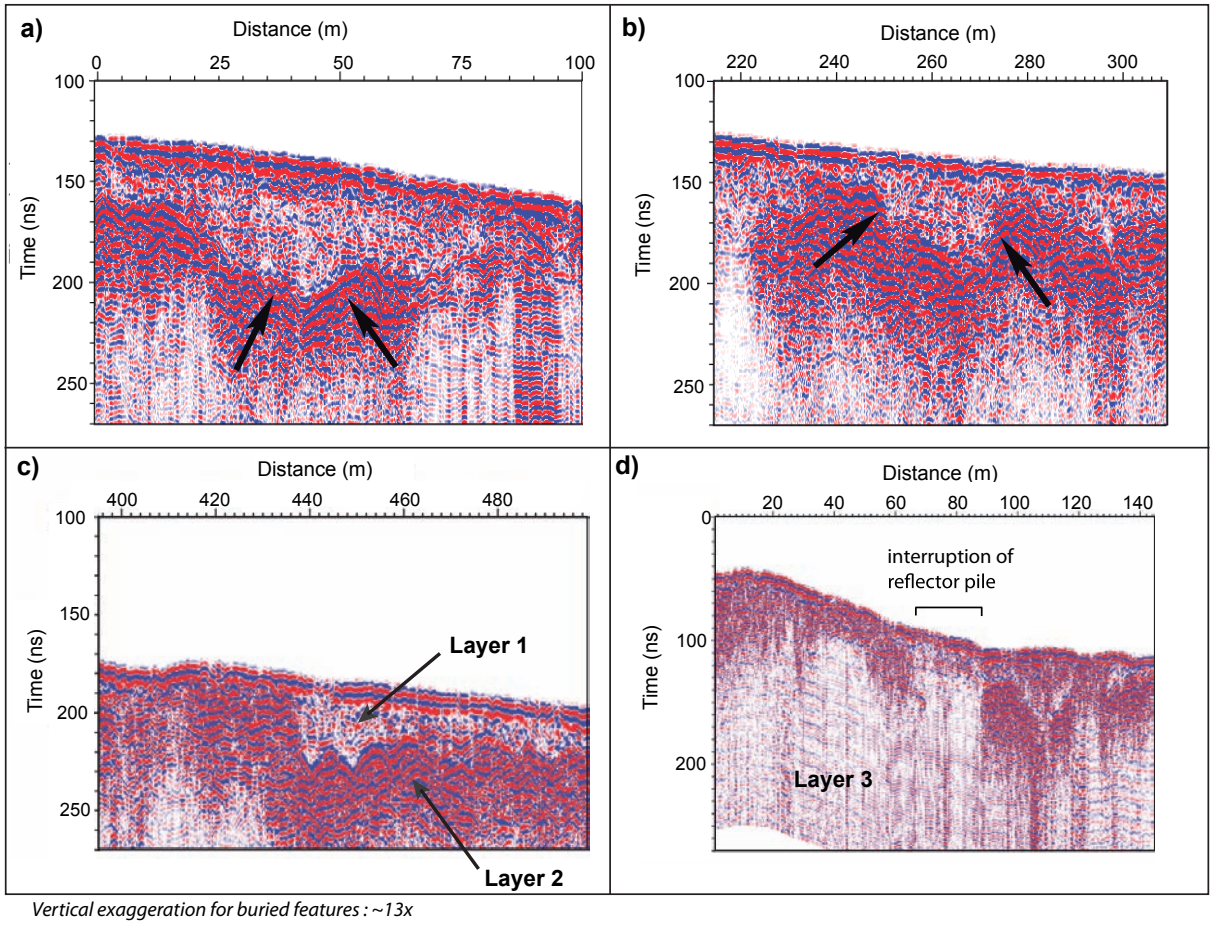


Figure 3.13: Close-up views of example GPR sections. The X-axis represents the distance from the western tip of the profile (a) The layer 2 pile of reflectors follows the trough edges so that the reflectors slightly dip toward the trough axis. (b) and (c) The layer 2 reflectors are interrupted at the trough edges. The trough is filled with layer 1 that clearly differs from layer 2. (d) The entire reflector pile is interrupted vertically, suggesting high electrical conductivity in the interruption zone.

between the selected picked traces. To correctly conduct step 2, tracking criteria were based on the search of the minimum amplitude of the reflectivity. The search is focused by advancing from one trace to the next and by limiting the search within a [-3;+3] ns time window. Lateral continuity in reflectivity amplitude is a key point of the tracking criteria, because it allows us to keep tracking the same reflector along a profile, including in regions showing abrupt reflectivity changes. A visual quality control is made afterwards to identify potential picking problems that may be due to too sparse initial picking. When such a case is met, the process is conducted again from a denser initial picking. The advantages of this tool lie in its rapidity when a large number of profiles are analysed and in its high resolution for the picking when suitable tracking conditions are met. However, the lack of reflectivity continuity between adjacent traces sometimes leads to a tracking failure. It happens in regions where 'steep' reflectors are present (as an example, between 70 and 80 m on Fig. 3.11) and in regions characterized by a large electrical conductivity of layer 1 (for example between 198 and 206 m on Fig. 3.11). In the case layer 2 almost reaches the surface, interferences with direct ground wave prevent picking the top of layer 2. This highlights the lack of resolution within the first 36 cm under the ground surface (for example between

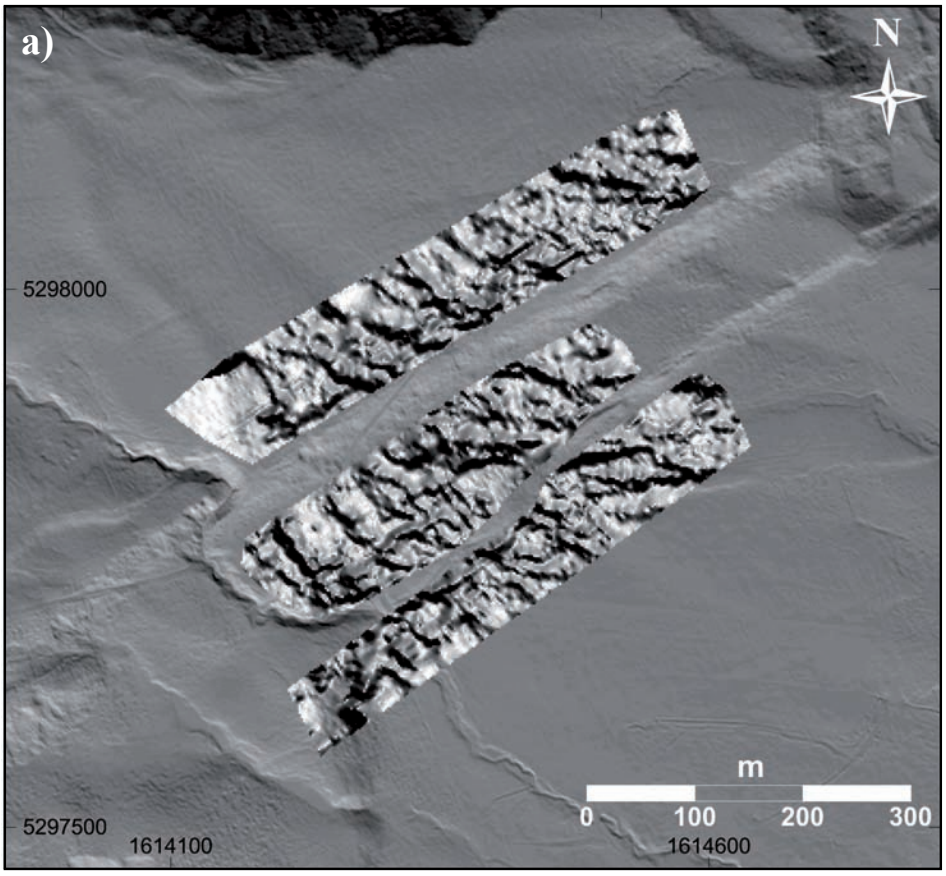
0 and 70 m on Fig. 3.11). The picking data separately obtained on each GPR profile are then spatially filtered using a 2-D running average to remove high frequency picking noise, and are interpolated using a kriging method on a grid that separately covers each fault compartment. This allows us to construct a sort of DEM of the layer 2 top reflector in each fault compartment (Fig. 3.14 a), yet in the time, not elevation domain. Again, to enhance the visibility of the buried features, the topographic corrections were divided by eight. To get rid of the strong anisotropy in the GPR acquisitions (sampling every 5–10 m in the direction perpendicular to the GPR profiles, and every 20 cm along the profiles), the DEM was computed on a 2 m regular grid. It permits an easy display of the data (Fig. 3.14 a) on a Geographical Information System, yet with a decreased resolution in the direction parallel to the faults. Note however that the high 20 cm-resolution of the GPR data in the fault-parallel direction is maintained on the original GPR profiles (Supp. C-5), making the data analysable at both resolutions.

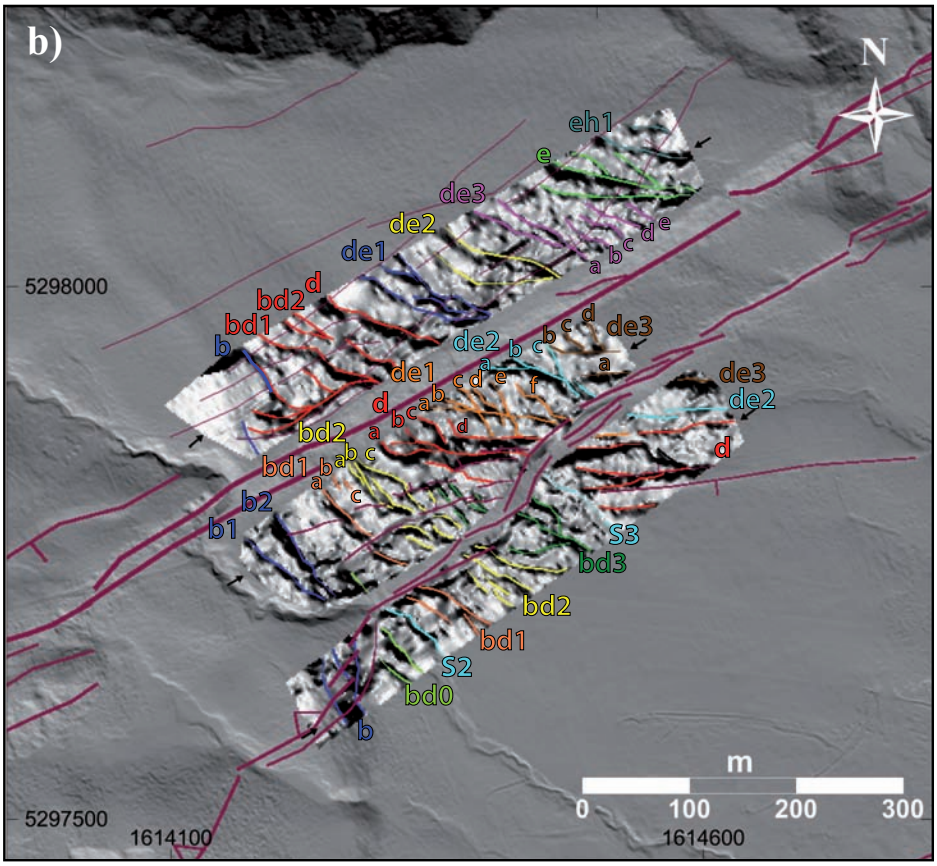
To analyse the distribution of the layer 1 cover, we extracted its thickness by computing picked TWT using a constant 6.5 cm.ns^{-1} velocity. Figure 3.15 shows the map of the layer1 thickness, superimposed on the subsurface markers that we describe in the following. Regardless of any interpretation, the thickness of the layer 1 cover appears variable (from 36 cm to 4.2 m), with large zones lacking any layer 1 cover (remind that we have no information on the 36 first cm) and zones showing a significant thickness of layer 1. Some of the zones lacking a layer1 cover coincide with places where the entire pile of GPR reflectors is interrupted (example in Figure 3.13 d and 3.15). These interruptions likely attest of a local conductivity increase of the layers, especially layer 1, and in any case are zones where we have no information (i.e. the layers might exist or not).

d) Analyzing the layer 2 top paleosurface, and the layer 1 blanketing cover

Figure 3.14 a confirms that most incisions identified on individual GPR profiles actually connect from one profile to the next to form an organized network of closely spaced (25 m on average), roughly linear, ≈ NW-trending, narrow (10–40 m wide) troughs. Figure 3.14 b shows our detailed mapping and labelling of these troughs (names reported in Supplement 5; explanation for names and colours in caption of Figure 3.14 b). The colour traces are drawn to follow the trough axes, at the base of the steepest gradients. A few of the troughs clearly coincide with terrace risers (b, d, e, coinciding with B, D, E), streams (S2, S3, de2 coinciding with S4), or small incisions (southern part of bd1 and da possibly coinciding with C) observed at the ground surface (compare Figures 3.7b and 3.14 b, and

Figure 3.14 (facing page): Morphotectonic analysis of the GPR 'DEM' and identification of buried offset markers. (a) Shaded 'DEM' of the layer 2 top reflector picked in the GPR data, illuminated from the SW (to best highlight the troughs) and superimposed on the LiDAR DEM. (b) Morphotectonic analysis of the layer 2 top reflector DEM. Faults as shown elsewhere. Identified morphological buried markers, mainly channels, are mapped in colours, with their names indicated. Buried markers having surface expressions have names similar (in small letter) to that of the corresponding surface markers (in capital letter, Fig. 3.7 b). Other names are given to indicate the two major markers on either side, with alphabetical ordering from west to east. Subscripts a, b, c etc. indicate tributaries of the major channel whose name is indicated. Note that b in southern compartment gives place to b1 and b2 in central compartment. In central compartment, the small tributary between channels da and db is referred to as da, yet is not noted for clarity. Similar colours across southern fault strand highlight the paired channels. Across the northern fault strand, only the b and d colours are represented as similar for we ignore the correlation of the other markers. See text for more details.


a)
N
5298000
5297500
1614100
1614600
m
0
100
200
300


b)
N
5298000
5297500
1614100
1614600
m
0
100
200
300
eh1
e
de3
de2
de1
d
bd2
bd1
b
b2
b1
bd3
S3
S2
bd0

see Supplement 6 where surface and buried markers are superimposed), hence are likely the downward prolongation of these surface markers. Yet the majority of the troughs are buried features, not visible at the ground surface, even where it is observed at the greatest resolution (Fig. 3.7 a). These buried features trend NW overall, parallel to the line of greatest slope of the ground. Their strike varies slightly however from NNW to WNW from west to east, as is also observed for the surface markers. Most of the buried features are offset or guided by the faults. This is especially clear on either side of the northern main fault trace, where most buried troughs are truncated across the fault line. At a smaller scale, some of the troughs clearly follow the small north-dipping scarps noted sc1 and sc2 in Figure 3.7 b, suggesting that their position is controlled by these faults (Fig. 3.14 b). Finally, most troughs have a major, slightly sinuous trace, which several smaller adjacent troughs connect to. This suggests that the features we imaged in the first 3 m of the ground are likely stream channels, 'isolated' or following the base of a terrace riser. These channels have been abandoned, and then been buried under the layer 1 cover. In addition, the majority of the buried channels seem offset by the main fault trace. Together these show that the first few metres of the ground contain a hidden record of the past fault slips, hence of the past earthquakes on the fault.

We interpret the layer 2 top surface as being the surface of different Mason fluvial terraces of various ages, more precisely the B, D, E and H terraces (we give the terraces the names of their eastern risers; Figure 3.14 b and Supplement C-6). These terrace deposits are a few metres thick (at least), consolidated and stratified, and hence are likely gravels and sands. The buried terraces are incised by a dense network of small stream channels. The terraces and their channels are blanketed and filled respectively by the less consolidated material-layer 1, whose thickness varies over the whole zone (Fig. 3.15). Layer 1 is missing or sparse on the highest terraces (see b) and on their highest portions (see d and zones at the top of the fault scarps), while it thickens along and within the buried channels. According to the literature, that layer 1 cover material might be loess [Suggate, 1990, Bull, 1991, Tonkin and Almond, 1998, Eusden et al., 2000, Roering et al., 2004]. We will show later that it cannot be. Beneath the layer 2 alluvial deposits, the nature of layer 3 is unclear, and might be either the downward continuation of layer 2 or greywacke substratum as commonly found elsewhere in the Island [Rattenbury et al., 2006].

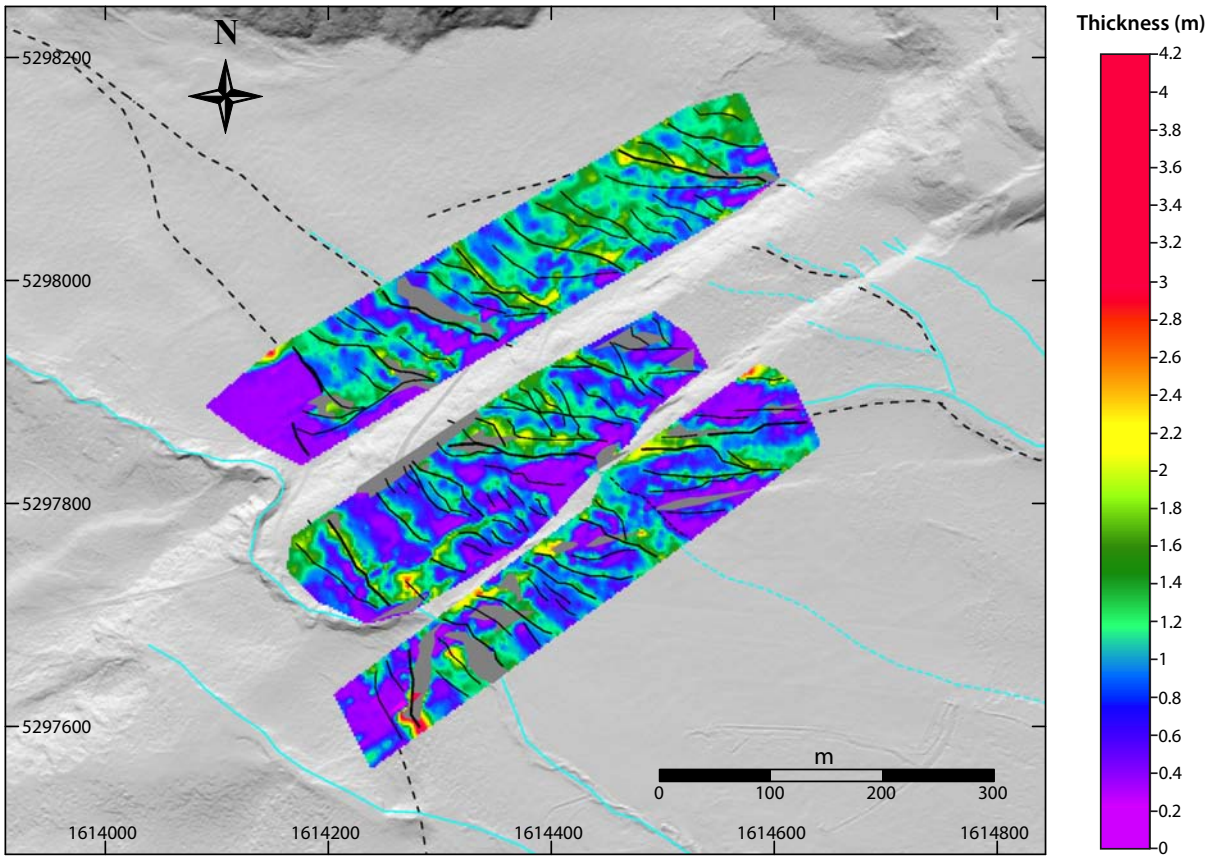


Figure 3.15: Map of the GPR layer 1 thickness. See text for calculation of the thickness. Colours indicate layer 1 thickness, in metres. Black solid and dotted lines indicate the major buried and surface markers identified in Figures 3.14b and 3.7b, respectively. The grey zones locate the places where the entire GPR reflector pile is interrupted.

3.3.5 Correlation of buried markers across the fault

a) Correlations of the markers

To recover the hidden past earthquake record requires recognizing, on either side of the fault, the pairs of channels or any other markers that formed or were active at the same time, and subsequently offset. This approach has been extensively used at the ground surface along many faults worldwide [e.g. Sieh and Jahns, 1984, Gaudemer et al., 1995, Ritz et al., 1995, 2006, Benson et al., 2001, Philip et al., 2001, Tapponnier et al., 2001a, Van der Woerd et al., 2002, 2006, Klinger et al., 2011]. Yet, in the absence of precise dating of the offset markers, it remains partly speculative. This is even truer when dealing with buried offset markers, whose ages are unknown. Therefore, we are aware that the interpretation we provide below is partly speculative and possibly not unique. However, it is a first approach based on the most solid constraints that we can extract at present from our entire data set (surface and GPR).

A first guide to identifying the paired channels is the relative chronological information we may infer from the specific arrangement of some of the channels. As an example, the relative arrangement and decreasing elevation of the Mason alluvial terraces suggest that these terraces and their risers become younger from west to east. As another example, a channel incising a specific alluvial terrace surface is necessarily younger than this surface

and any markers buried beneath it. Table 3.1 reports this information on relative chronology, for both surface and buried markers (columns 1 and 2).

Another guide we use to identify the paired channels on either side of the fault strands is their morphology that is their overall shape, width and incision depth (details on individual GPR profiles, Supp. C-5). We thus try to match channel sections on either side of the fault that have a similar overall morphology. Note that the differential vertical motion across the faults is small, therefore does not significantly modify the morphology of the incisions across the fault.

As the style of the southern fault strand is mainly dip-slip, it has not laterally displaced the channel sections, making easier their correlation across the fault. We thus start correlating the buried markers across the southern fault strand. The zone that encompasses the central and southern compartments shows a prominent buried channel in its centre (d, in red in Fig. 3.14 b), that strikes NW–SE almost continuously across the zone, and that appears in most of GPR profiles as a wide (40–70 m), 1.5–2 m deep, trough (Fig. 3.12 and Supp. C-5). This marker coincides with the terrace riser D observed at surface, and extends at its base (Supp. C-6). It currently channels water, as attested by the S4 stream directly above. It is associated with several smaller channels that look like tributaries. At the western edge of the zone, another prominent, roughly continuous, NNW trending marker (b, in dark blue in Fig.3.14 b) coincides with the downward extension of the surface terrace riser B. It actually divides into two closely spaced, parallel traces, suggesting that the riser structure may be more complex in the subsurface than it is at the ground surface. Water is currently channelized along and near b, as attested by stream S2 nearby and the possible high electrical conductivity of the zone (Fig. 3.15). East of d, two other prominent though narrower channels are visible, that can also be followed roughly continuously across the entire zone (de1 and de2). None of these two channels has a visible trace at the ground surface. Between b and d, a number of NNW-trending narrow channels are observed, the most prominent, named bd1 and bd2, can be followed across the entire zone with no lateral deflection of their overall trace. Stream S2 is also observed associated with high electrical conductivity. A large number of buried channels are thus revealed in the central and southern compartments of the fault, only two of them (b, d) have a trace clearly visible at the ground surface. A few of them almost reach the surface however. Though these markers are interrupted by the southern fault strand, their trace is not, or very little, laterally deflected, confirming the dominant dip-slip motion of this secondary fault.

All the 'southern' channels described above appear to be truncated across the northern main fault trace. This is especially clear for channels d, bd2 and bd1 which terminate at the base of the scarp while no aligned equivalent exists in the northern compartment. This specific arrangement is in keeping with the dextral motion of the fault. The most prominent marker observed in the northern compartment (d) coincides with the terrace riser D (Supp. C-6). Its overall morphology is strikingly similar to that of its southern counterpart (30-60 m wide, 1.5 m deep, trough). This confirms that, in the present setting (almost pure strike-slip), the specific morphology of the buried channels is a key 'parameter' to identify them. Two other prominent markers (b and e) are visible at the western and eastern edges of the northern compartment, both coinciding with surface terrace risers (B and E). In addition to these three prominent features, a number of clear, closely spaced, roughly parallel channels are observed (such as bd1, bd2, de1, de2, de3, eh1). Between b and bd1, a number of small shallow channels are observed to flow along a NNW path,

then to be channelized along the north-dipping, ENE-trending scarplet dubbed sc1 in Fig. 3.7 b.

The NW-trending traces of channel d in the northern compartment and of channel de2 in the central compartment are aligned, while water seems to flow along the continuous path these traces form, down to stream S4 further south. This may suggest that channel de2 in central compartment has been formed (or captured?) to carry the southern flow of channel d (northern compartment) some time after fault slip had moved the original southward flowing channel d to the west. This in turn would suggest that the channels that extend between d and de2 in the central compartment may be younger than d, and likely formed at different slip times to carry the southern flow of beheaded northern channel d. The prominent signature, especially the deep incision of channel de2 in the central compartment further suggests that de2 is a long-lived channel, not a new flow, hence may have formed some time ago and been captured more recently by northern channel d. In this hypothesis, channels de1 or de2 in the northern compartment would be a likely original counterpart of de2. Further west, bd1 in the northern compartment is also a pronounced hence long-lived channel that has for some time likely received and channelled the water accumulating at the base of the ENE, north-dipping sc1 scarplet. This water flow has likely been recently running southward along the bd1 (northern compartment)-d (central compartment) channel path (high conductivity path in Fig. 3.15). Yet, in the past, it may have been flowing along the presently abandoned bd1 and bd2 channels within the central compartment. To the east, many markers exist in the northern compartment that cannot be correlated with markers on the other side of the fault, as GPR data are missing. We note however that the buried channel de3e coincides with the surface channel F. The similarity in strike ($\approx$ WNW) between the channel zones de2 in the north and de3 in the south, suggests that these two zones may have been counterparts.

b) Measurements of the sub-surface offsets

Based on the geometric and morphological constraints described earlier, we measured the lateral offsets of the buried channels as we did for the surface markers (Table 3.2). The offsets are measured between the colour lines shown in Figure 3.14 b, which coincide with the channel axes. We measure the offsets by restoring, through an along fault back-slip process, the most likely original position and shape of each offset channel. Figure 3.16 shows a few examples of such reconstructions. Though this approach includes an interpretative part, the well-defined linear shape of most channels allows their fair reconstruction. For most channels, the range of plausible correlations reveals to be fairly limited, resulting in generally small uncertainties on the offset measurements (Table 3.5). It is important to keep in mind however that the greatest, yet not measurable uncertainties are those related to a possible misinterpretation of the channel sections pairs. Note that we eventually only retain the paired measurements compatible with the relative chronological constraints reported in Table 3.1.

We end up with 48 lateral offsets (in bold in Table 3.5), more than twice the number of offsets measured at the surface. These subsurface lateral displacements vary between 6 and 108 m, which is in the same range as the offsets of the surface markers (Table 3.1).

Table 3.2: Lateral offsets measured for the buried markers. Names as in Figure 3.14 b. In bold, the offsets that we retain as they are compatible with the relative chronological constraints reported in Table 3.1 and discussed in text. In regular text, the measurements that we do not retain as they are not compatible with the chronological constraints. Offsets were measured through back-slip reconstruction of the most likely original shape of the paired channels. See examples given in Figure 3.16 and discussion in text. Uncertainties on these offsets were estimated from the careful examination of the range of plausible correlations for each pair of channels. Note that uncertainties on the not-retained measurements have been fixed to 5 m, for simplicity as these measurements are not meaningful.

Buried Marker Name in northern compartment	Buried Marker Name in center compartment	Measured lateral offset from backslip (m)
b	**b1**	**99 ± 2**
b	**b2**	**61 ± 1**
b	**bd1a**	**9 ± 2**
bd1	**bd1a**	**108 ± 1**
bd1	**bd1b**	**89 ± 1**
bd1	**bd1c**	**85 ± 2**
bd1	**bd2a**	**67 ± 3**
bd1	**bd2b**	**64 ± 6**
bd1	**bd2c**	**65 ± 3**
bd1	**d**	**64 ± 2**
bd1	**da**	**38 ± 6**
bd1	**db**	**11 ± 5**
bd2	bd1a	125 ± 5
bd2	**bd1b**	**108 ± 3**
bd2	**bd1c**	**102 ± 3**
bd2	**bd2a**	**90 ± 2**
bd2	**bd2b**	**86 ± 2**
bd2	**bd2c**	**85 ± 4**
bd2	**d**	**73 ± 3**
bd2	**da**	**54 ± 4**
bd2	**db**	**31 ± 2**
bd2	**dc**	**14 ± 3**
d	**da**	**106 ± 7**
d	**db**	**85 ± 8**
d	**dc**	**69 ± 7**
d	**dd**	**44 ± 8**
d	**de1a**	**74 ± 1**
d	**de1b**	**56 ± 1**
d	**de1c**	**20 ± 4**
d	**de1d**	**6 ± 2**
de1	db	139 ± 5
de1	dc	130 ± 5
de1	dd	116 ± 5
de1	de1a	139 ± 5
de1	**de1b**	**100 ± 5**
de1	**de1c**	**75 ± 3**
de1	**de1d**	**59 ± 3**
de1	**de1e**	**43 ± 2**
de1	**de1f**	**34 ± 4**
de1	**de2a**	**65 ± 2**
de1	**de2b**	**19 ± 2**
de2	de2a	138 ± 5
de2	**de2b**	**93 ± 3**
de2	**de2c**	**52 ± 3**
de2	**de3b**	**68 ± 5**
de2	**de3c**	**32 ± 1**
de2	**de3d**	**13 ± 2**
de3a	de1f	121 ± 5
de3a	de2b	121 ± 5
de3a	**de2c**	**77 ± 2**
de3a	**de3b**	**92 ± 5**
de3a	**de3c**	**60 ± 2**
de3a	**de3d**	**44 ± 2**
de3b	de2c	100 ± 5
de3b	de3b	114 ± 5
de3b	**de3c**	**84 ± 3**
de3b	**de3d**	**65 ± 2**
de3c	de2c	119 ± 5
de3c	de3b	132 ± 5
de3c	de3c	97 ± 5
de3c	**de3d**	**75 ± 2**
de3d	de2c	147 ± 5
de3d	de3b	164 ± 5
de3d	de3c	123 ± 5
de3d	de3d	111 ± 5
de3e	de2c	157 ± 5
de3e	de3b	168 ± 5
de3e	de3c	133 ± 5
de3e	de3d	122 ± 5

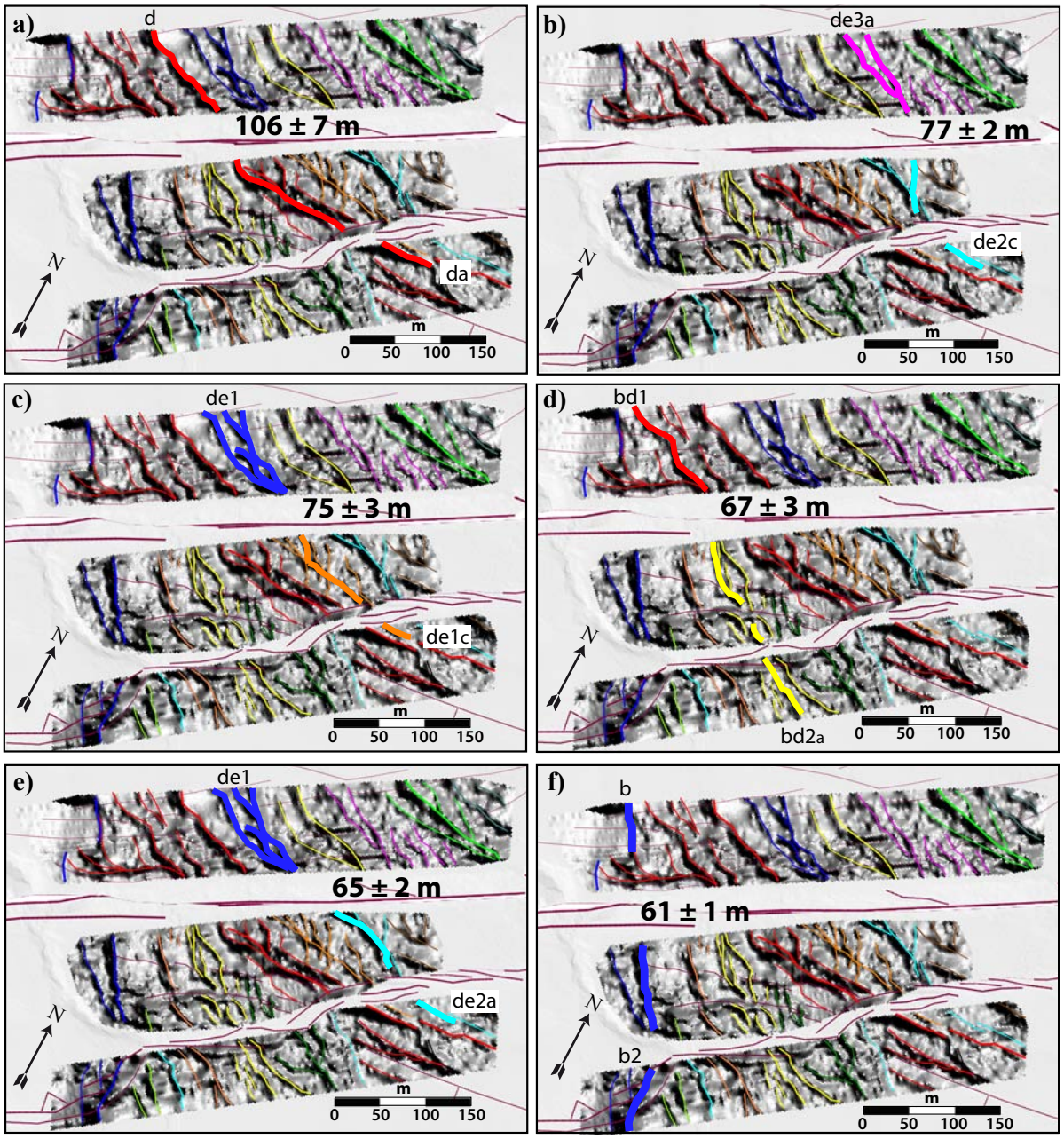


Figure 3.16: Examples of a few back-slip reconstructions for buried markers (as defined in Fig. 3.14 b), across the main northern fault strand. In all plots, back-slips amounts indicated in the figure and reported in Table 3.2 fairly realign the channels indicated with thicker traces and whose names are given on the figure. Though not highlighted, other paired channels appear fairly realigned in each plot.

3.3.6 Interpretation and discussion

In this section, we discuss the entire set of offset values in terms of past fault slips and earthquake slip events. We assume that the offsets primarily result from repeated major coseismic fault slips, and therefore examine the broad range of offset values to recover the large coseismic slip increments that might have cumulated to build the various offsets. We analyse successively the surface measurements (19 data), the subsurface offsets (48 data), and eventually the entire collection of surface and subsurface offset data (67 measures). In each case, we have three types of information: the offset values considered as most

likely (from back-slip reconstructions; Tables 3.1 and 3.2), the uncertainties estimated on the measurement of these offset values, and the density and hence 'complexity' of the data collection (i.e. multiple data with various values and uncertainties). As shown by McGill and Sieh [1991], and discussed by Zechar and Frankel [2009], dealing with a dense and imperfect (i.e. with uncertainties) data collection, as is our case, requires a rigorous, probabilistic approach for computing together the multiple fault offset data and their corresponding uncertainties. The most commonly, recently adopted approach reports these quantities in terms of probability distributions. We therefore adopt this approach [e.g., original camelplot code in Lowell, 1995, McGill and Sieh, 1991], and present our offset data in the form of probability density functions (PDF), assumed to be Gaussian for individual offsets (Figs 3.17-3.20). The centre of any individual PDF is one measured offset value whose standard deviation is the corresponding uncertainty reported in Tables 3.4 or 3.5. The height over width ratio of an individual PDF thus depends strongly on the uncertainty on the data; the larger the uncertainty, the smaller the ratio and hence the less significant the data within the entire collection. One major advantage of this approach is that summing the individual PDFs highlights dominant 'peaks' which indicate the most common and/or the most precise values within the entire data collection. Most represented and/or best-constrained offset values can thus be clearly extracted. Yet natural data generally have large uncertainties [see published surface offset data; e.g. Gaudemer et al., 1995, Van der Woerd et al., 2002]. A disadvantage of the PDF approach is that it may lead to smooth out many of such natural data. Another critical issue is that the approach may fail discriminating data that would have distinct, yet close values. Finally, when the data collection is very dense, the approach may lead to smooth out and hence to lose part of the richness of the information contained in the actual data. Despite these few problems, the PDF approach is certainly one of the most appropriate to examine a dense data collection and extract its more robust properties. Later, we analyse the three data set using similar-type figures, a first figure (a) showing together the individual (red) and the summed (black) PDF[1] , a second figure (b) showing together the summed PDF[1] and the histogram of offset values, and a third figure (c) showing the histogram of the best-constrained slip increments.

Figure 3.17 presents the offset values measured at surface (except the largest A value; see Table 1). Most of the 18 values are distinct from one another within uncertainties (Fig. 3.17 a), suggesting that they have recorded a variable number of past fault slip events, while most of these slip events have affected a single new marker. These offsets are distributed in five 'groups' (Fig. 3.17 b and Table 3.1) separated by zones with no record: group 1 is represented by a single value around 200 m (not represented in Fig. 3.17); group 2 includes two values between 108 and 111 m; group 3 includes a single value at 80 m; group 4 includes a series of three values between 50 and 62 m and group 5 includes a 'continuous' series of 12 values between 0 and 36 m. The lower end of the entire range of surface offsets is 3 ± 0.5 m, and probably represents a single-event displacement value, likely to be the most recent event displacement. From the summed PDF curve, we infer that the best-constrained surface offset values, represented by the peaks of the curve (Fig. 3.17 b), are 3, 4.5, 12, 15, 18.5, 25.5, 36, 57.5, 61 and 111 m (Table 3). The three values measured at 23±2, 26±2 and 29±2.5 m have thus been smoothed out into a single 'average' value of 25.5 m, while the few offsets with uncertainties larger than 6 m are considered insignificant by the PDF calculation. The uncertainties on the peak-

[1]The summed PDF curve are represented normalized by the number of offset values, in order to keep an integrated probability density equal to 1

offset values are difficult to estimate since the peaks in the summed PDF curve are not a Gaussian or any specific mathematical function that would be known. We are thus unable to precisely quantify the uncertainties on the best-constrained offset values, but we note that those are at most of a few metres (Fig. 3.17 b).

The differences between the successive best-constrained offset values might provide an estimate of the successive major slip events. These differences are 3 (between 0 and smallest measured offset), 1.5, 7.5, 3, 3.5, 7, 10.5, 21.5, 3.5, and 50 m (Table 3.3). Note that the largest of these values (in italic) coincide with gaps in the record as described earlier. For the reasons explained earlier, we cannot precisely quantify the uncertainties on the slip increments. We can just suggest that they are at most of ≈ 2 m, as slip increments of 1.5-3 m are found to be meaningful in the PDF calculation. The slip averaged from all values but the two slip gaps (italic) is 4.9 ± 2.9 m (Table 3.6), with the uncertainty provided here being the simple standard deviation. The histogram of the slip increments is dominated by two distinct sets of values however (Fig. 3.17 c), a first one around 3.3 m (in pink; column 4 in Table 3.6) and a second one around 7.3 m (in green; column 5 in Table 3.3). The largest of these two values is roughly twice the smallest one, while that smallest value is similar to the slip attributed to the most recent slip event. We interpret this smallest slip increment value as the measure of the average (surface) coseismic slip of the large earthquakes on the Hope fault at the Terako site. We note that two out of the three isolated values shown in the histogram (in grey) are also roughly multiple of the smallest 3.3 m value (10.5 and 21.5 m, being roughly 3 and 7 times-multiple, respectively). The standard deviation for each data subset (sigma in Table 3) captures the actual variability of the data, and hence may be thought as a fair estimate of the actual uncertainty on the slip increments. Yet, to keep on the safe side, we consider this uncertainty to be on the order of 1 m.

Many of the 48 offset values measured in the subsurface overlap with a few others within uncertainties (Fig. 3.18 a). Yet the stacking of individual PDF of the buried offsets reveals a number of clear, distinct peaks. The buried markers have thus recorded distinct slip events, and most of those events have affected different 'newly formed' markers, not a single one as was the case at the surface. From Figure 3.18 b we infer that the best-constrained buried offset values are 8, 13, 18.5, 32, 43.5, 52, 56, 61, 64.5, 74, 85.5, 89, 99.5 and 108 m (Table 3.3). Overall, though a few short gaps are observed, the buried offset values cover the whole range from 108 m down to zero. The lower end of the entire range is 6-8 m, about twice that observed at the surface. Again, as the peaks in the PDF curve are not any known mathematical function, we cannot precisely quantify the uncertainties on the best-constrained offset values. Figure 3.18 b suggests however that most are of a few metres at the greatest. The differences between the successive best-constrained offset values are 8, 5, 5.5, 13.5, 11.5, 8.5, 4, 5, 3.5, 9.5, 11.5, 3.5, 10.5 and 8.5 m (Table 3.3), yielding an average difference of 7.7 ± 3.3 m (Table 3.3; sigma being the simple standard deviation). The histogram of the subsurface slip increments shows three distinct subsets of values however, a first one around 4.4 m (in pink, column 4 in Table 3.3), a second one around 8.6 m (in green, column 5 in Table 3.3) and a third one around 11.8 m (in blue, column 6 in Table 3.3). The two largest values are roughly multiple of the smallest one (two and three times, respectively), while that smallest value is on the same order than the average coseismic slip found at surface, as than the slip value attributed to the most recent earthquake slip event. Together these suggest that the subsurface offset collection has well recorded the successive coseismic slip increments, down to the two most recent earthquake events (6-8 m). Similar to the surface data, we believe that the standard deviation for

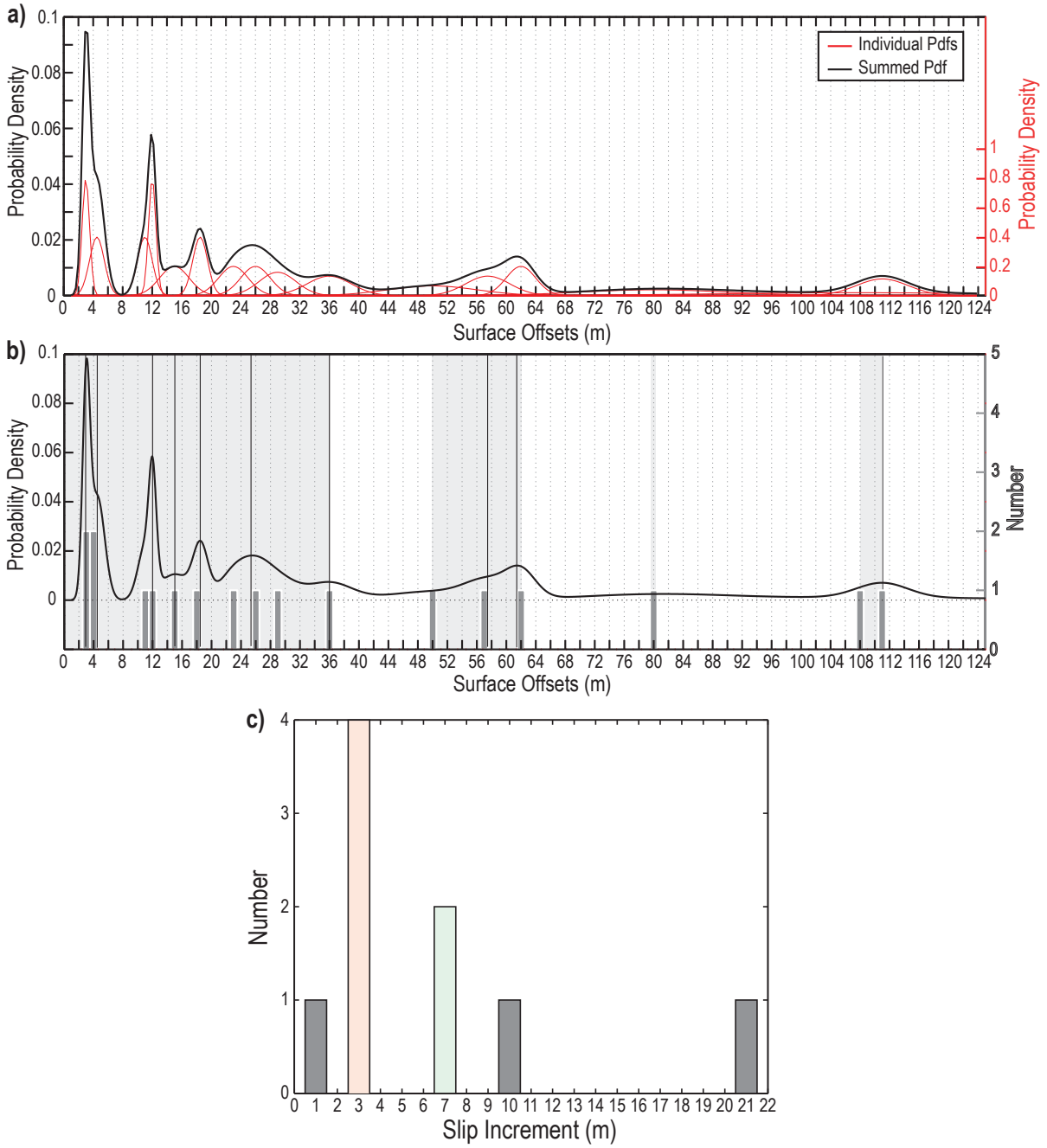


Figure 3.17: Probability density analysis of surface offsets and slip increments. See text for discussion on PDFs calculation. (a) Individual (red) and summed (black) PDFs of surface offset data, with two different scales. (b) Summed PDF curve compared with histogram of measured offset values. Best-constrained offset values are highlighted with vertical black lines. Grey zones indicate principal offset 'groups'. (c) Histogram of best-constrained slip increments. The two dominant sets of values are highlighted in pink and green. See text for discussion.

Table 3.3: Best-constrained lateral offsets and slip increments for surface, sub-surface and entire data collection. Best-constrained offsets (column 2) coincide with major peaks of summed PDF curves (Figs 3.17-3.20). Best-constrained slip increments (column 3) are the differences between offset n and offset n-1 in column 2. Note that the two large values in italic are not included in the calculation of the mean (see text). First (column 4), second (column 5) and third (column 6) dominant sets of slip increments refer to the sets of values highlighted in pink, green and blue, respectively, in the histograms of Figures 3.17, 3.18 and 3.20. Column 7 reports the approximate number of large earthquakes required to produce the measured slip increments, in the hypothesis of roughly similar coseismic slips on the order of the average slip per event found in each data set. The mean value of the slip increments is provided at the bottom of columns 3 to 6, for each data set. The indicated sigmas only document the variability of the values considered in the mean calculation, not the actual uncertainties on the mean slip increment as we ignore the uncertainties on the individual best-constrained offset and slip increment values. See discussion in text.

	Best-constrained offsets (m)	Best-constrained slip increments (m)	First dominant set of slip increments (m)	Second dominant set of slip increments (m)	Third dominant set of slip increments (m)	Approximate number of similar large earthquakes
Surface Offsets	3	3	3	-	-	1
	4,5	1,5	-	-	-	1
	12	7,5	-	7,5	-	~2
	15	3	3	-	-	1
	18,5	3,5	3,5	-	-	1
	25,5	7	-	7	-	~2
	36	10,5	-	-	-	~3
	57,5	*21,5*	-	-	-	~7
	61	3,5	3,5	-	-	1
	111	*50*	-	-	-	~15
Mean		**4,9**	**3,3**	**7,3**	**-**	**~34**
Sigma		2,9	0,3	0,4	-	
Buried Offsets	8	8	-	8	-	~2
	13	5	5	-	-	1
	18,5	5,5	5,5	-	-	1
	32	13,5	-	-	13,5	~3
	43,5	11,5	-	-	11,5	~3
	52	8,5	-	8,5	-	~2
	56	4	4	-	-	1
	61	5	5	-	-	1
	64,5	3,5	3,5	-	-	1
	74	9,5	-	9,5	-	~2
	85,5	11,5	-	-	11,5	~3
	89	3,5	3,5	-	-	1
	99,5	10,5	-	-	10,5	~3
	108	8,5	-	8,5	-	~2
Mean		**7,7**	**4,4**	**8,6**	**11,8**	**~26**
Sigma		3,3	0,9	0,6	1,3	
Surface & Buried Offsets	3	3	3	-	-	1
	4,5	1,5	-	-	-	1
	12	7,5	-	7,5	-	~2
	14,5	2,5	2,5	-	-	1
	18,5	4	4	-	-	1
	25,5	7	-	7	-	~2
	32	6,5	-	6,5	-	~2
	43,5	11,5	-	-	11,5	~3
	56	12,5	-	-	12,5	~3
	61	5	-	5	-	1-2
	64	3	3	-	-	1
	74	10	-	-	10	~3
	85,5	11,5	-	-	11,5	~3
	89	3,5	3,5	-	-	1
	99,5	10,5	-	-	10,5	~3
	108	8,5	-	8,5	-	~2
Mean		**6,8**	**3,2**	**6,9**	**11,2**	**~30**
Sigma		3,7	0,6	1,3	1,0	

each slip increment subset (sigma in Table 3.3) well samples the actual variability of the data (4-6 data in each subset), and hence may be a fair estimate of the actual uncertainty on the mean slips. To keep on the safe side, we attribute an uncertainty of 1 m to the two smallest means (i.e. 4.4 ± 1 m, and 8.6 ± 1 m), and of 2 m to the largest mean (11.8 ± 2 m).

Figure 3.19 compares the summed PDF curves of the surface and of the subsurface offsets, and also shows the 66 measurements (that at 200 m is not shown). It clearly shows that the smallest and hence youngest offsets are best recorded at the surface, whereas the subsurface holds additional information on largest and hence oldest offsets. Taken together, the slip values cover almost evenly the whole range between 0 and 120 m, attesting to the completeness of the fault slip record. Figure 3.20 now shows all 66 offset measurements together, from both surface and subsurface. The data define a summed PDF curve showing 16 clear peaks at 3, 4.5, 12, 14.5, 18.5, 25.5, 32, 43.5, 56, 61, 64, 74, 85.5, 89, 99.5 and 108 m (Table 3.3). The differences between the successive best-constrained offset values are 3, 1.5, 7.5, 2.5, 4, 7, 6.5, 11.5, 12.5, 5, 3, 10, 11.5, 3.5, 10.5 and 8.5 m, yielding an average difference of 6.8 ± 3.7 m (Table 3.3; the uncertainty is, as before, the standard deviation). The slip increments thus span a limited range of values, and these values are low, which supports the idea that the measured offsets are the fairly continuous record of repeated coseismic slips (one to few earthquakes). The histogram of the slip increments shows three distinct subsets of values, a first one around 3.2 m (in pink, column 4 in Table 3.3), a second one around 6.9 m (in green, column 5 in Table 3.3) and a third one around 11.2 m (in blue, column 6 in Table 3.3). We consider the smallest 3.2 m value as representing a fair measure of the average (surface) coseismic slip of the largest earthquakes on the Hope fault at the Terako site. Though the actual uncertainty on this value cannot be precisely determined, it is likely on the order of 1 m at most, as suggested by the variability of the data (± 0.6 m). The other two values are roughly multiples of this average co-seismic slip (two and three times, respectively), supporting the approximate similarity of the largest coseismic slips and hence suggesting that these two values are the records of two and three large earthquake events, respectively.

Figure 3.20b shows indeed that additional slip values –that were smoothed out in the PDF calculation, do exist within both the ≈ 7 and ≈ 11 m slip 'gaps'. As before, the uncertainties on these two values are not precisely defined, yet likely are lower than 2 m, as attested by the variability of the data (± 1.3 m for subset 2; and ± 1.0 m for subset 3). We therefore conclude that our data record around 30 major earthquakes on the analysed section of the Hope fault, and possibly more (Table 3.3). Using our estimate of the average surface coseismic slip (from entire data set: 3.2 ± 1 m) and assuming that these major earthquakes broke the entire length of the Eastern Hope fault segment (100-150 km), we infer that the identified past earthquakes likely had minimum magnitudes on the order of Mw 7.0-7.4 (see calculation in Supp. C-7). This range of magnitude is in agreement with the Wells and Coppersmith [1994] empirical functions relating rupture length and maximum surface slip to moment magnitude. Because they can be directly observed while they clearly imprint the ground surface, the surface morphological markers are best defined and their lateral offsets best constrained. These best-constrained surface values reveal an average slip per event of 3.3 ± 1 m. This slip per event amplitude is fairly similar to that independently deduced from the GPR data analysis (4.4 ± 1 m). On the other hand, taking the surface slip per event as characteristic would suggest that the second largest lateral offset of 111 m measured at the surface represents the cumulative offset of about 34 similar hence characteristic earthquakes. This surface-inferred number

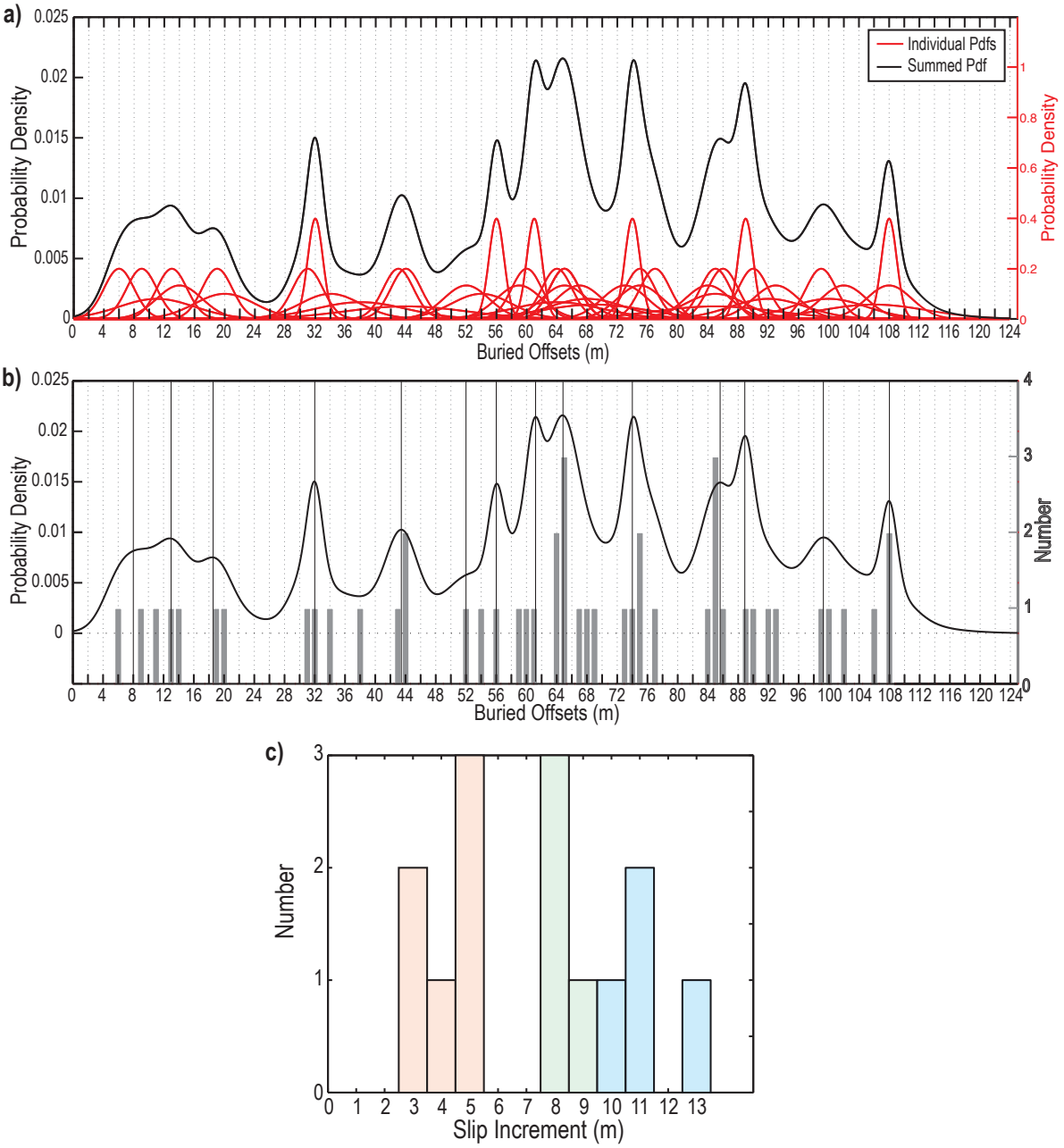


Figure 3.18: Probability density analysis of buried offsets and slip increments. See text for discussion on PDFs calculation. (a) Individual (red) and summed (black) PDFs of buried offset data, with two different scales. (b) Summed PDF curve compared with histogram of measured offset values. Best-constrained offset values are highlighted with vertical black lines. (c) Histogram of best-constrained slip increments. The three dominant sets of values are highlighted in pink, green and blue. See text for discussion.

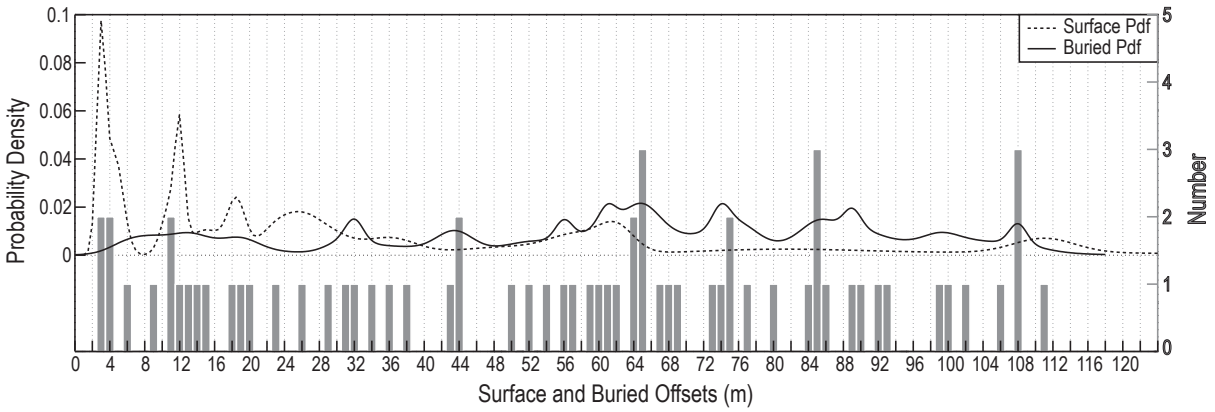


Figure 3.19: Comparison of surface and buried offsets. The figure shows the summed PDF curves for the surface (dotted line) and the buried (continuous line) offset data, together with the histogram of the actual measured offsets.

is similar to the number of events (about 26, Table 3.3) independently deduced from the GPR data (that accounts for a similar lateral offset, ≈ 108 m). Together these support the validity of the subsurface GPR results. The earthquakes identified from the entire data set produced lateral slips of similar amplitude, on average 3.2 ± 1 m, yet variable from one to the next (variation from 2.5 to 4.0 m, Table 3.3). The most recent earthquake seems to have also produced about 3 m of displacement. These findings are in agreement with the few previous estimates of the earthquake slips on the Hope fault, reported as 2.1-4.9 m [last event on western Hope segment; Langridge and Berryman, 2005, Langridge et al., 2003], 5-6 m [eastern Hope segment, Pope, 1994], and 6 ± 2 m [eastern Hope segment, Bull, 1991]. They also are in keeping with the updated earthquake slip-length scaling relations that integrate the maturity of the broken faults [Manighetti et al., 2007]. According to the maturity criteria suggested by Manighetti et al. [2007], the Hope fault is a mature fault, since it initiated a few millions of years ago and has a high slip rate [Van Dissen and Yeats, 1991, Langridge et al., 2003, 23 ± 4 mm.yr^{-1};]. Such a mature fault is expected to produce earthquakes with relatively low slip-to-length ratios, hence a relatively low apparent stress drop [Manighetti et al., 2007]. The largest earthquakes on the fault, that might break its entire length (≈ 230 km) or one of its two longest segments (100-150 km for the eastern segment where Terako site is), are thus expected to produce surface slips of at most 3-5 m [see Fig. 5 a in Manighetti et al., 2007]. These slip amplitudes are similar to those we observe, which supports the robustness of our results. Though we know well that the long-term slip rate of a fault does not capture the actual variability in earthquake strain accumulation and relief [e.g. Weldon et al., 2004, Schlagenhauf et al., 2011], we may use the 'constant loading framework' [e.g. Savage, 1983] to infer a rough estimate of the average recurrence time needed to produce a mean slip per event of 3.2 ± 1 m. This average time would be on the order of 150 ±50 yr in agreement with previous findings based on palaeoseismicity from trenches (81-310 yr, see Section 2), and possibly greater than 200 yr as the fault slip rate at the Terako site might be much lower than the maximum bound estimated on the entire fault [23 ± 4 mm.yr^{-1}; Langridge et al., 2003]. No large historical earthquake is known on the Eastern Hope fault since about 1840 AD. This further suggests that the slip rate of the Hope fault at the Terako site might indeed be lower than 19 mm.yr^{-1} (lower bound of 23 ± 4 mm.yr^{-1}), and the average recurrence time of large earthquakes greater than 200 yr.

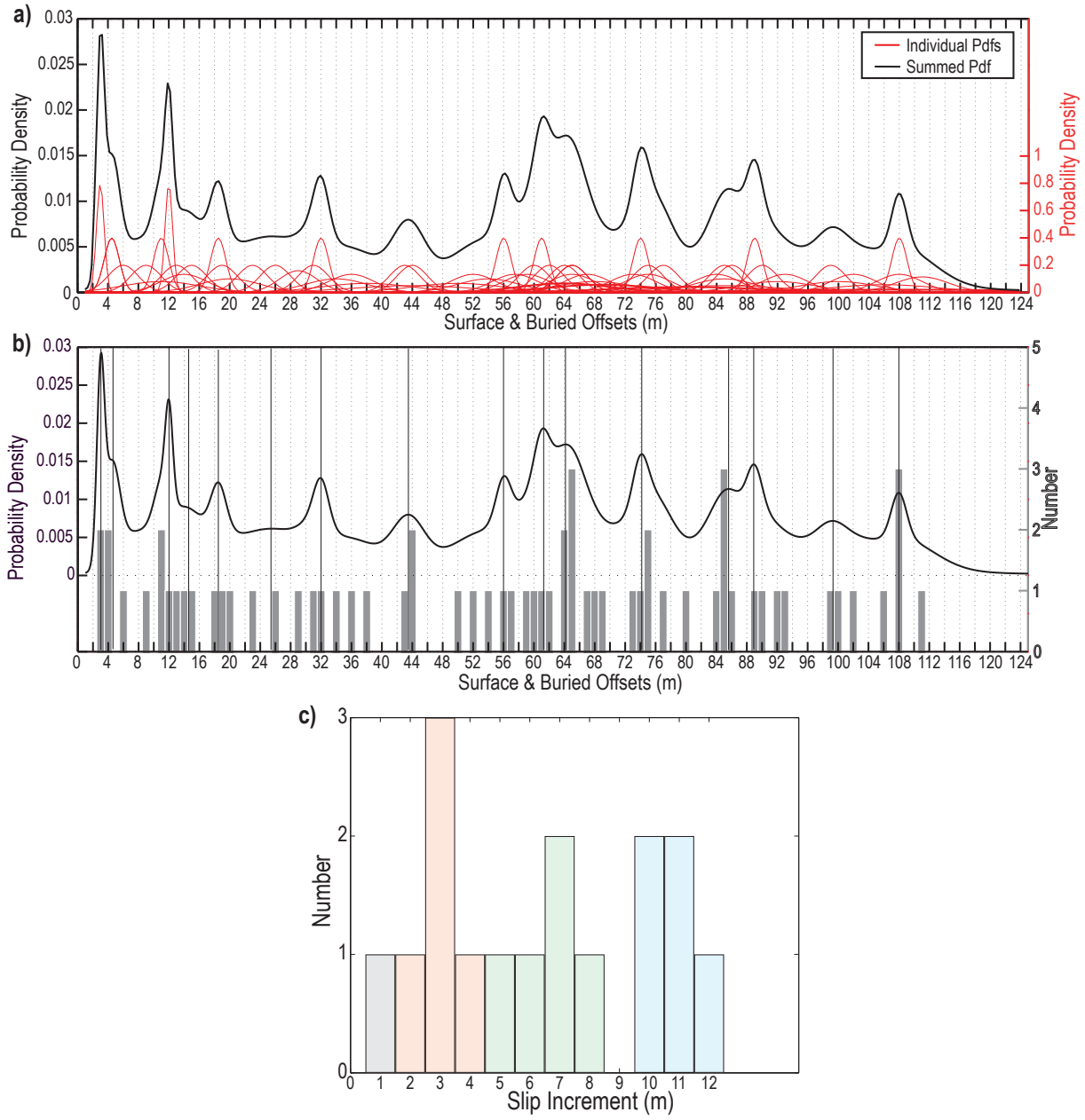


Figure 3.20: Probability density analysis of entire collection (surface and buried, 66 data) of offsets and slip increments. (a) Individual (red) and summed (black) PDFs of entire offset data collection, with two different scales. (b) Summed PDF curve compared with histogram of measured offset values. Best-constrained offset values are highlighted with vertical black lines. (c) Histogram of best-constrained slip increments for entire data collection. The three dominant sets of values are highlighted in pink, green and blue. See text for discussion.

The surface terrace risers A, B, D, E and I-J-N etc. (eastern set) are the most pronounced morphological features of the Terako site. Hence they likely formed at specific times, in specific conditions of sedimentation/erosion recorded by the deposits of the Mason River. Based on the mid-to-long term slip rate of the Hope fault (19 mm.yr^{-1} at the very most, described earlier), the A, B & D, E and J risers are estimated to have formed at the latest, and probably a bit earlier, at about 11, 6, 4.5 and 2 kyr, respectively (Table 3.1). While the slightly underestimated age of 11 kyr for the oldest aggradation A surface is in

fair agreement with the 14 kyr age suggested in the literature, the ages of all other Terako surfaces are much younger than has been supposed so far [Eusden et al., 2000]. The offset distribution of the buried markers highlights distinct sets of markers that actually formed right after one or other of the terrace formations (Table 3.1). Only one set of buried markers seems to have formed independently of any terrace formation, at about 3.2 kyr (and likely a bit earlier) when the S2 and C streams were forming and the G landslide was developing (Table 3.1). These results suggest that the majority of the buried channels within each terrace formed almost simultaneously, actually right after, with that terrace, which they incised, likely in response to the climatic/ sedimentation/erosion conditions that were then prevailing. This concurrency of terrace formation and channel incision further confirms that the Terako surfaces are degradation terraces of the Mason River. Though very close to the ground surface, the buried channels are not visible at that surface for they are filled and blanketed with the GPR layer 1. Though it had not been observed at the Terako site before our work, this layer is described in the literature as loess that would have deposited during the last glacial time, hence around 14-26 kyr [Hughes et al., 2010]. Our results show that, though such a loess cover is possible on the oldest terrace A, it cannot be on the youngest surfaces as the layer 1 deposits are all younger than 6-7 kyr. Besides, the layer 1 deposits are not evenly distributed on the terraces, missing on their highest parts and clearly accumulating in their lowest troughs (Fig. 3.15). Together these suggest that the layer 1 cover on the youngest terraces (B and younger) is rather made of silty overbank deposits from Mason River floods that might have episodically occurred over the last 6-7 kyr and filled, from east to west (see Fig. 3.15) any low topographic zones. Some of these floods must have occurred recently, likely in the last few hundreds years, since all 'GPR offsets', including the smallest ones, are now blanketed.

3.3.7 Conclusions

Where alluvial sedimentation is significant, the surface effects of an earthquake-especially its offsets across morphological markers, may be rapidly buried under fresh sediments so that, when a next event occurs (if not too close in time from the previous one), it offsets and deforms a younger sediment layer holding new markers such as newly formed drainage channels. Hence as earthquakes repeat under ongoing sedimentation, the subsurface becomes the 'container' of a series of buried morphological markers, mainly abandoned stream channels in case of strike-slip faults, that have been laterally displaced by various amounts in proportion with the number of earthquakes to have occurred after their formation/deposition. The depth of burial depends only on the sedimentation rate, and is independent of the fault slip rate. The recognition of the buried offset markers might thus help identifying and discriminating the successive past large earthquakes on a fault, while also providing their individual displacements. Though this conceptual vision of the links between the repetition of large earthquakes and the evolution of the subsurface morphology and architecture (progressive burial of the rupture markers) is not original [e.g. McCalpin, 2009], it has not been applied so far on a scale larger than palaeoseismological trenches.

Here, we have developed a novel form of palaeoseismology, of geophysical type, based on the use of dense, pseudo-3-D GPR survey, which allows the non-destructive investigation of a fault zone and the search for possibly buried offset markers. As shown in the few existing studies [e.g. Gross et al., 2000, 2002, 2003, 2004, Tronicke et al., 2004, McClymont et al., 2008a,b, 2010], pseudo-3-D GPR (combined with a few CMP acquisitions) is an appropriate tool to investigate the subsurface and discriminate the various sedimentary

and deformation features that it contains, down to a resolution of a few tens of centimetres. So far, this geophysical tool has been used to investigate the location and geometry of some active fault traces in the shallow subsurface [Yetton and Nobes, 1998b, Audru et al., 2001, Demanet et al., 2001, Anderson et al., 2003, Gross et al., 2004, McClymont et al., 2008a,b, 2009a, 2010]. Here, we have used it in a different way, seeking to image the buried, offset, morphological markers which are expected across the strike-slip Hope fault (at one site along its length, Terako). To validate this GPR-based palaeoseismology, we have simultaneously conducted a 'classical' careful morphotectonic analysis of the ground surface, mainly based on the observation of high-resolution LiDAR data.

The results are positive and can be summarized as follows

1. The 'classical' surface analysis reveals about 19 clear, distinct morphological markers, mainly alluvial terrace risers and small streams channels, right laterally offset by the fault. The measured cumulative offsets range between $\approx$ 3 and 200 m, however with some slip gaps in the measurements. The smallest offset, 3 $\pm$ 0.5 m, was likely produced by the most recent major earthquake on the fault. The similarity of the successive slip increments suggests that they capture the successive large coseismic slips that average 3.3 $\pm$ 1 m. About 30 earthquakes with such a lateral slip are required to produce the second largest cumulative offset (111 m) measured at the ground surface.

2. The GPR data penetrates down to about 5 m below the ground surface, and reveals the existence of several tens of morphological markers, likely stream channels, buried within these first 5 m of the ground, most have no expression at the surface. These buried channels are offset by the fault.

3. The buried markers can be correlated and hence their lateral offsets measured, based on three elements: their possible coincidence with surface features; the relative chronological constraints imposed by the general arrangement of the markers; their morphological similarities. It is important to keep in mind, however, that in the absence of precise dating of the buried markers, some of the correlations may be uncertain.

4. Forty-eight lateral offsets can be measured from the buried markers, more than twice than at the ground surface. They range between 6 and 108 m, as observed at the surface, but provide a more continuous record of the fault slip history. The similarity of the successive slip increments suggests that they capture the successive large coseismic slips that average 4.4 $\pm$ 1 m, fairly similar to that estimated from surface observations.

5. The similarity of the surface and subsurface results validates the approach. While the 'GPR offsets' are less well constrained than the surface offsets, especially when they are small, they are much more numerous than the surface data, so that they yield, when taken together and with the surface data, to solid measurements. From the total offset collection we infer that a minimum of 30 large earthquakes have broken the Hope fault at the Terako site in the last about 6-7 kyr, with an average surface lateral slip per event of about 3.2 $\pm$ 1 m, a minimum average recurrence time of about 200 yr, and a likely minimum magnitude of Mw 7.0-7.4. Though we ignore the age of the most recent major earthquake, it occurred obviously prior to $\approx$ 1840 AD [Langridge et al., 2003]. Seismic hazard is thus elevated in the Hope fault region.

The inferred most recent earthquake slip, average slip per event, and average recurrence time of the largest earthquakes on the Hope fault, are all in fair agreement with previous findings [e.g. Langridge et al., 2003]. Yet they are based on a much denser data set, including ten times more earthquake records than previously reached with the classical palaeoseismological methods. Compared with these classical approaches, especially trenching, the GPR-based palaeoseismology allows investigating larger areas in a relatively fast and cost-effective way, it potentially yields a larger amount of offset data, and it is non-invasive. It thus has a great potential. On the other hand, a major advantage of 3-D palaeoseismic trenching compared to the GPR approach is that offset markers can be dated directly. Both approaches are thus complementary and should be conducted together where appropriate conditions are met. We believe that such appropriate conditions for the use of the GPR-based palaeoseismology are

1. the investigated medium is not too electrically conductive, so that GPR can be used;
2. the fault under concern is preferably strike-slip as lateral motions best separate the offset markers;
3. the fault produces earthquakes large enough to break the ground surface ($M \geqslant 6$-7);
4. these earthquakes produce surface offsets large enough (several meters) to clearly disrupt and separate the surface morphology and drainage network;
5. the fault is in a region subject to significant (yet not too high) sedimentation, so that the surface imprints of a given earthquake are rapidly buried, hence preserved, below a younger sediment cover;
6. the time intervals between successive large earthquakes is long enough (a few hundreds of years) for new morphological features to develop and imprint the sediment cover that blankets the previous earthquake traces;
7. the time intervals between successive large earthquakes is short enough (less than a few hundreds of years) for the earthquake traces not to be buried too deeply under accumulating sediments, or destroyed by erosion.

Many large continental faults fulfil these conditions, at least locally, hence could be studied with the GPR-based geophysical palaeoseismology that we propose, in complement to surface approaches. As said before, GPR palaeoseismology is complementary to surface palaeoseismology, especially trenching, but in return, targeted trenching or coring on well identified buried markers will certainly be a powerful approach.

Acknowledgments

This work has been funded by the French National Research Agency ANR (Project CENTURISK no. risknat09-456076). We are extremely thankful to Mr & Mrs Turnbull for giving us access to their Terako field. We are also very thankful to Y. Caniven, D. Caterina, C. Perrin, A. Schlagenhauf, P. Sénéchal and A. Zajac for helping us during the acquisitions on the field, at Terako and other sites. We would like to thank Tim Farrier and his colleagues of the New Zealand Aerial Mapping Limited for the acquisition and processing of the LiDAR data. We greatly thank Y. Gaudemer and R. Langridge for fruitful discussions and for their thorough comments on the manuscript. We also thank S. Dominguez for his

help on satellite and LiDAR data processing, and T. Blackburn for his help on the English editing of the text. Finally, we are very much grateful to Kris Vanneste and an anonymous reviewer for their thorough and constructive comments that greatly helped improving the manuscript.

3.4 Données et travaux complémentaires

Dans cet article, plusieurs types de données ont été mentionnés mais n'ont pas été présentés ni décrits, comme les profils GPR acquis perpendiculairement à la faille, et les données GPR acquises avec l'antenne 100 MHz. Dans cette partie nous décrivons donc ces données supplémentaires et les informations qu'elles apportent.

Description des données GPR 100 MHz

L'ensemble des profils GPR ont été acquis avec 2 antennes de fréquences différentes. La figure 3.21 compare le même profil acquis avec les deux antennes. Le traitement des données 100 MHz est ici similaire à celui des données 250 MHz, excepté les filtres qui sont adaptés à la bande de fréquence de l'antenne.

Cet exemple illustre le problème du compromis entre résolution et profondeur de pénétration. La résolution verticale décrit la distance minimum qui permet de distinguer deux réflexions. Cette résolution est directement reliée à l'inverse de la fréquence centre de l'antenne. Dans le cas d'un signal source simple et pour une vitesse de 7 cm/ns, la résolution verticale maximum est de 7 cm pour les données 250 MHz et de 20 cm pour les données 100 MHz. Cette résolution est réduite par la dispersion et l'atténuation lors de la propagation de l'onde dans le sol.

La profondeur de pénétration de l'antenne 250 Mhz est inférieure ou égale à 100 ns tandis que celle de l'antenne 100 MHz dépasse 250 ns, soit environ 10 m. Cette plus grande profondeur de pénétration n'apporte que peu d'informations supplémentaires car l'essentiel de l'information qui nous intéresse est contenue dans les premiers mètres du sol. De plus, en raison de la distance source-récepteur constante de 2 m de l'antenne 100 MHz RTA, les ondes directes dans l'air et dans le sol de l'antenne 100 MHz masquent toutes réflexions dans le premier mètre du sol. Les données 250 MHz, ayant des résolutions verticale et horizontale (53 cm contre 84 cm à 2 m de profondeur) bien meilleures par rapport aux données 100 MHz, ont donc été préférées pour le pointé du toit de la couche 2.

Sur les profils GPR 250 MHz, nous avions décrit trois couches : une première couche à faible réflectivité interprétée comme des dépôts fins et homogènes de boue d'inondation ; une seconde couche à forte réflectivité interprétée comme des dépôts plus grossiers (sables, graviers, galets) de terrasses alluviales ; une troisième couche sans réflexion, qui peut être soit homogène, soit conductrice ou bien correspondant à la limite de pénétration des ondes EM. La limite entre les deux premières couches a été pointée et sa morphologie révèle qu'il s'agit d'une paléosurface incisée de plusieurs paléochenaux. Cette paléo-surface n'est pas isochrone mais traduit simplement une interface de mêmes propriétés. Sur les profils GPR 100 MHz, nous retrouvons seulement deux couches : une première couche à faible réflectivité, où l'effet de ringing domine et une seconde couche à forte réflectivité. Ces deux couches correspondent aux deux premières couches sur les profils 250 MHz. La limite entre ces deux couches a la même topographie que celle des profils 250 MHz. L'absence de la couche 3 sur les profils 100 MHz indique que le toit de cette couche correspond à la limite de pénétration de l'antenne 250 MHz.

La couche 2 correspondant aux dépôts alluviaux, d'une épaisseur apparente de 80 à 100 ns sur les profils 250 MHz, soit environ 3 à 3.5 m, présente une épaisseur de 200 à $>$ 400 ns sur les profils 100 MHz, soit environ 7 à $>$ 14 m pour une vitesse constante de 7 cm/ns. Ces variations d'épaisseur sont principalement liées aux variations de conductivité du milieu, déjà décrites pour les données 250 MHz (Fig 3.15).

L'information supplémentaire que nous apportent les données 100 MHz par cette

analyse au premier ordre est l'épaisseur minimum des dépôts alluviaux. L'application de différents gains sur ces données ne permet pas de mettre en évidence de réflecteurs plus profonds continus. Une analyse plus poussée, à l'aide de calculs d'attribut par exemple [McClymont et al., 2008a,b, 2009b], pourrait mettre en évidence des informations supplémentaires sur la dynamique de la rivière au moment de ces dépôts alluviaux.

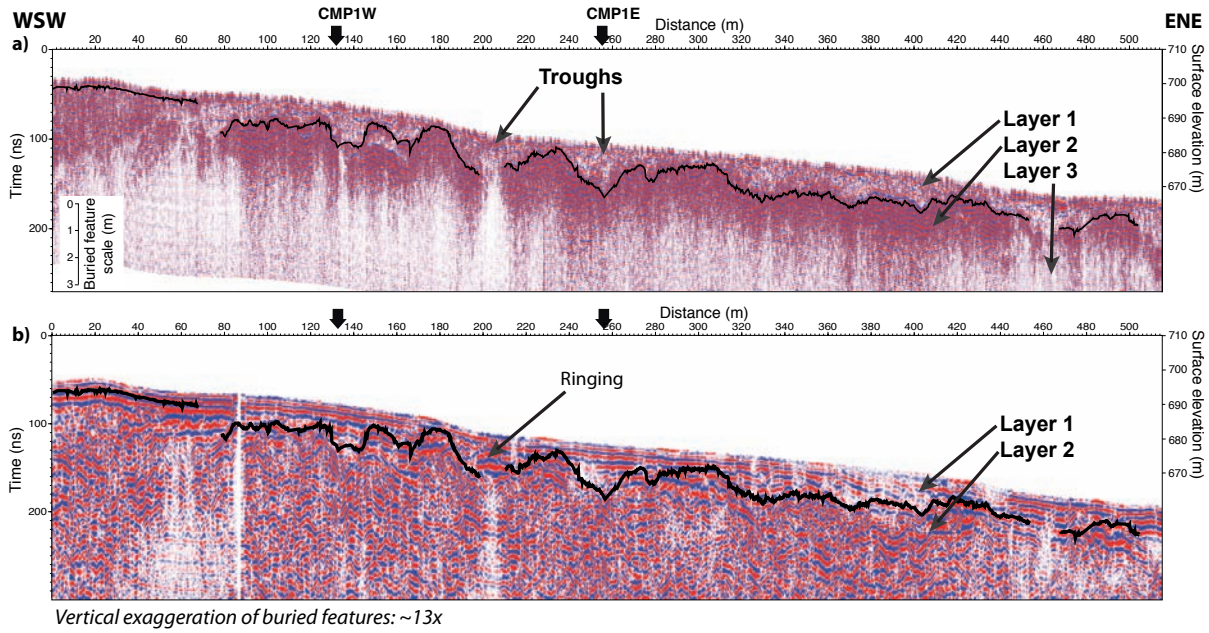


FIGURE 3.21 – *Comparaison entre profils 250 et 100 MHz. Les profils sont représentés à la même échelle. La ligne noire représente le pointé du toit de la couche 2 réalisé sur les données 250 MHz*

MNT de la paléosurface en altitude

Le MNT de la paléosurface obtenu à partir des données GPR est représenté avec une échelle en temps (Fig 3.22). En effet pour des raisons pratiques de représentation des profils, la correction topographique des profils a été réduite. Cette correction consiste à déplacer verticalement chaque trace d'une quantité définie par la différence entre l'altitude de la trace et une altitude de référence correspondant à l'altitude la plus haute sur l'ensemble des profils d'un même compartiment. Cette différence en mètres est ensuite convertie en temps en utilisant la vitesse des ondes EM dans la première couche obtenue à partir des CMP.

A Terako, sur les profils parallèles, le dénivelé entre l'altitude de la trace la plus haute (altitude de référence) et l'altitude de la trace la plus basse est d'environ 50 m sur un compartiment, ce qui donne une correction topographique en temps double de 1540 ns, soit 10 fois la profondeur de pénétration du géoradar. Pour une plus grande clarté et d'interprétation, nous avons divisé par huit la correction topographique et choisi de ne pas convertir l'échelle de temps en profondeur pour éviter les confusions, entre la "vraie" topographie du MNT de surface et la "fausse" topographie du MNT GPR. Toutefois, se pose la question de la géométrie réelle de ce MNT, et les distorsions que peuvent entraîner cette restitution partielle de la topographie. Afin d'obtenir le MNT GPR en altitude (Fig. 3.22), nous avons :

- soustrait la correction topographique partielle en temps en chaque point du pointé,

- convertit les valeurs obtenues en profondeur en utilisant une vitesse constante de 7 cm/ns
- ajouté l'altitude en mètres.

La figure 3.22 compare le MNT GPR en temps à gauche et le MNT GPR en altitude à droite, représentés avec le même éclairage venant du Sud-Ouest. En arrière-plan est représenté le MNT de la surface (en altitude) et l'interprétation des marqueurs. Aux endroits où la pente est faible, comme à la surface des terrasses, la distorsion créée par la correction topographique partielle est faible ; aux endroits où la pente est forte, comme au niveau des talus de terrasses, la distorsion est plus importante. Elle aplatit nettement le saut créé par le passage d'une terrasse à l'autre sur le MNT en temps, et ne laisse apparaître que l'incision au pied de la terrasse.

L'aspect du MNT en altitude fait apparaître une morphologie plus commune d'une série de terrasses de dégradation en comparaison au MNT en temps qui accentue artificiellement les chenaux à la surface des terrasses. Par comparaison entre les MNT de surface et de sub-surface en altitude, les talus de terrasses apparaissent plus nettement en sub-surface qu'en surface car ils sont plus raides. Les chenaux y apparaissent moins clairement car leur profondeur est faible comparée au dénivelé total du MNT. Malgré les distorsions, la représentation en temps ne modifie pas la position des talwegs et donc la mesure des décalages latéraux. Cette représentation facilite même l'interprétation en les accentuant. Sur le MNT en altitude, les valeurs ne sont qu'une approximation de l'altitude réelle, la vitesse des ondes dans le milieu variant latéralement sur le site.

Description des profils GPR 250 MHz perpendiculaires à la faille

Le géoradar est généralement utilisé sur les failles actives dans le but de localiser le ou les plan(s) de faille [Gross et al., 2004, McClymont et al., 2008b], et/ou pour choisir l'emplacement des tranchées [Salvi et al., 2003]. Ici, les profils perpendiculaires ont pour but d'aider à corréler les réflecteurs de part et d'autre de la faille. Sur ce site, nous n'avons pointé qu'un horizon de part et d'autre de la faille, et la couche 2 est si caractéristique que la correspondance entre les compartiments est sans équivoque. Par contre, ces profils apportent d'autres informations sur la géométrie de la zone de faille. La figure 3.23 présente deux profils perpendiculaires, localisés en blanc sur la figure 3.23 a. Sur ces profils perpendiculaires, on retrouve le même schéma de réflexions que sur les profils parallèles, avec 3 couches : une première couche présentant des réflexions de faible amplitude, une seconde couche composée de réflecteurs de forte amplitude, une troisième couche transparente correspondant à la limite de pénétration. Les ondulations dessinées par le toit de la couche 2 sont de plus grandes longueurs d'onde, car l'on recoupe quasi parallèlement les incisions. Cette couche 2 est déplacée verticalement au niveau des différentes branches de la faille.

Plusieurs critères permettent d'identifier ces différentes branches : un groupe de réflecteurs qui s'interrompt brusquement le long d'une ligne, un changement brusque de faciès radar, ou une profondeur de pénétration brusquement réduite. Au niveau des escarpements formés par les deux branches principales de la faille de Hope, la profondeur de pénétration diminue brusquement. Dans ces zones, il est difficile, voire impossible, de définir des plans de glissement. Nous avons donc représenté, sur la figure 3.23, la zone de faille par une plage de couleur grisée et le mouvement relatif de part et d'autre. Cette réduction de la pénétration peut traduire un milieu plus conducteur probablement lié à l'intense fracturation des roches qui réduit fortement la granulométrie des matériaux.

Cette absence de réflexion peut aussi être liée à la forte pente de l'escarpement sur laquelle on glisse l'antenne, ce qui augmente l'angle d'incidence des rais émis sur d'éventuels réflecteurs horizontaux, réduisant le coefficient de réflexion.

En dehors de ces grands escarpements, la couche 2 s'interrompt à plusieurs reprises le long de plans quasiment verticaux et la limite entre les deux premières couches est clairement décalée verticalement d'environ 1 à 2 m le long de ces plans (f1, f2, f3, f4, f5 sur la Fig. 3.23b). Ces plans de failles secondaires sont représentés par des lignes noires. Ces failles mineures correspondent pour la plupart à celles cartographiées sur les MNT de surface et de sub-surface (f2, f3, f4, f5 sur la Fig. 3.23a). En effet, même si le MNT GPR a été construit uniquement sur le pointé des profils parallèles aux failles, il nous a tout de même permis de déceler certaines de ces failles secondaires, notamment f5 (Fig. 3.22).

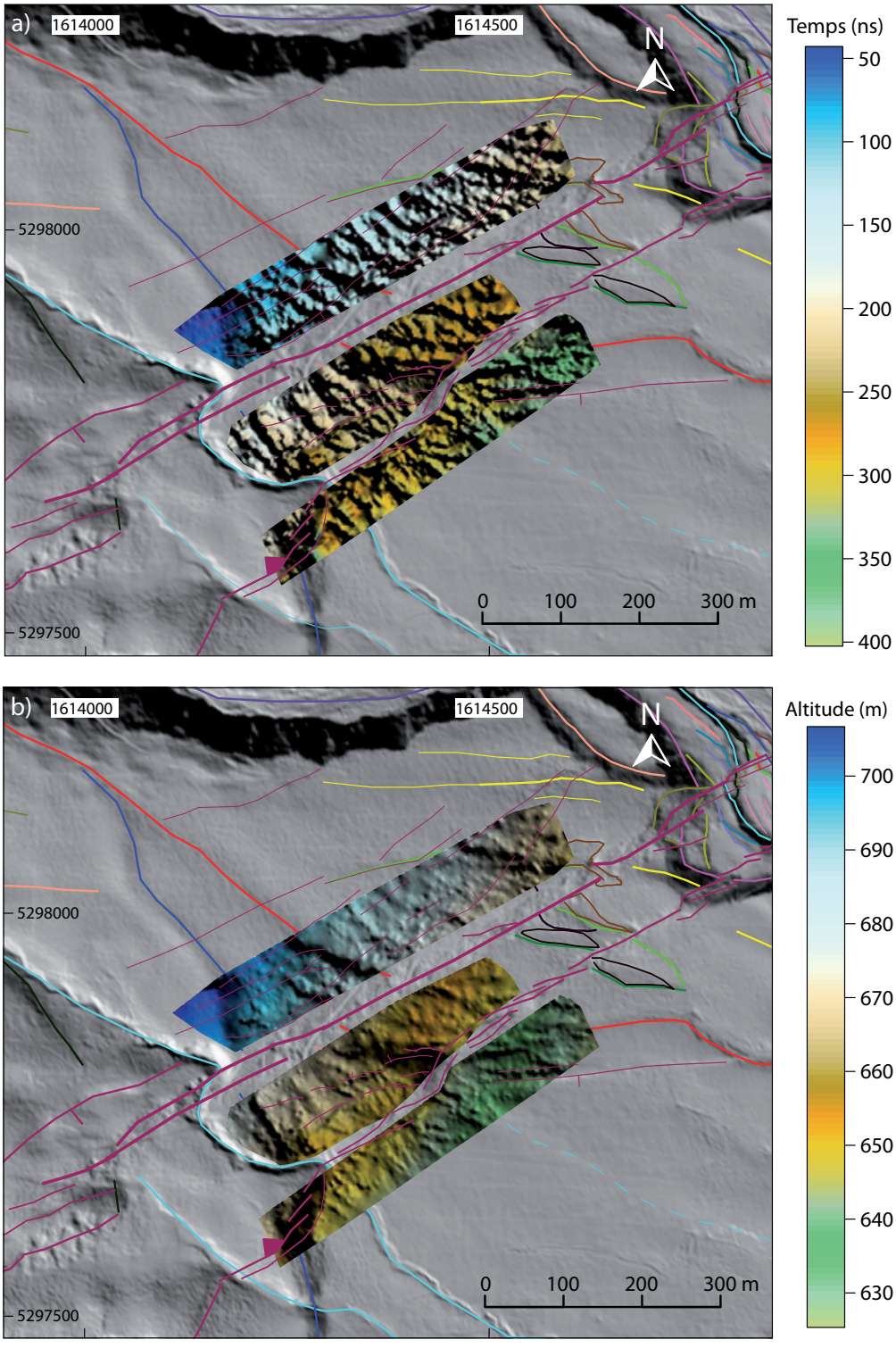


FIGURE *3.22 – Comparaison entre le MNT en 'temps' (présenté dans l'article) et le MNT en altitude de la paléosurface mise en évidence au site de Terako. La distorsion liée à la réduction de la correction topographique sur le MNT en temps a pour effet de d'accentuer les incisions et réduire le dénivelé au niveau des talus des terrasses.*

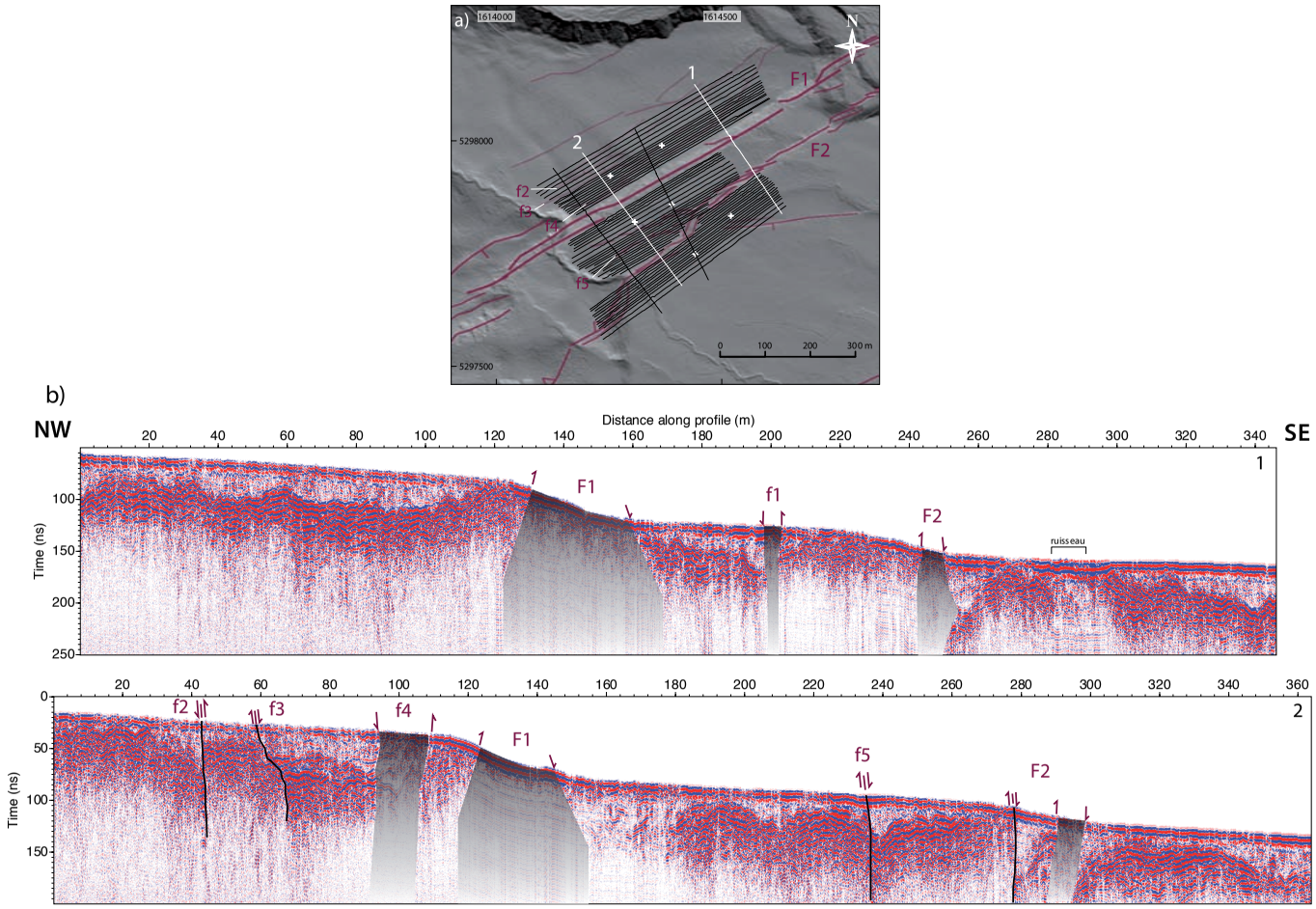


FIGURE *3.23 – Deux exemples de profils GPR perpendiculaires aux failles, localisés en blanc sur la carte. Ces profils GPR (250 MHz) ont été traités selon les étapes décrites dans le paragraphe a), la correction topographique est divisée par 16. Les zones grisées correspondent à des zones conductrices, interprétées comme des zones de failles. Les plans de failles visibles sont représentés par des traits noirs.*

Affleurements

Dans le corps de l'article, nous avons discuté la nature des roches qui composent les 3 faciès mis en évidence sur les profils GPR. Les profils GPR basse fréquence nous ont montré que la couche 2 peut atteindre une dizaine de mètres d'épaisseur et que le toit de la couche 3 n'est que la limite de pénétration de l'antenne 250 MHz. D'après la morphologie de la surface et de la paléosurface qui dessine une succession de terrasses alluviales, nous avons déduit que la couche 2 est composée de dépôts alluviaux indurés.

La rivière Mason à l'ouest du site incise la terrasse J (Fig. 3.7) et le substratum formant une coupe naturelle dans les dépôts des terrasses (Fig. 3.24a). Ces dépôts sont composés de blocs, de galets et de graviers de même nature que le substratum dans une matrice silteuse ocre. Leurs épaisseurs varient sous l'ensemble de la surface des terrasses autour de 5-7 m (Fig. 3.24a). Les dépôts alluviaux des terrasses reposent en discordance sur le substratum. Au sud de la faille, le substratum est composé de silstone marin pliocène. Ces silstones sont mis en contact par le glissement de la faille avec des greywackes fortement plissés sous le compartiment nord. Cet affleurement suggère que les dépôts alluviaux (couche 2 sur les profils GPR, Fig 3.21) atteignent la surface et ne sont pas recouverts de dépôts plus fins (couche 1 sur les profils GPR, Fig 3.21). Ceci est confirmé par l'acquisition de quelques profils GPR à proximité du bord de la rivière montrant l'absence de la couche 1.

Par contre, cette couche affleure partiellement dans le ruisseau qui coule juste à l'ouest des profils GPR (Fig. 3.24b). Le ruisseau incise actuellement les dépôts des terrasses alluviales, dont on retrouve les blocs et galets arrachés dans le lit du ruisseau. Ces dépôts sont recouverts d'une couche de sédiments silteux indurés jaune pâle, avec quelques cailloux à proximité de la surface. Ces dépôts ne présentent aucun litage ou variation de granulométrie, et peuvent donc correspondre à la couche 1 qui est caractérisée par de faibles réflexions, peu continues.

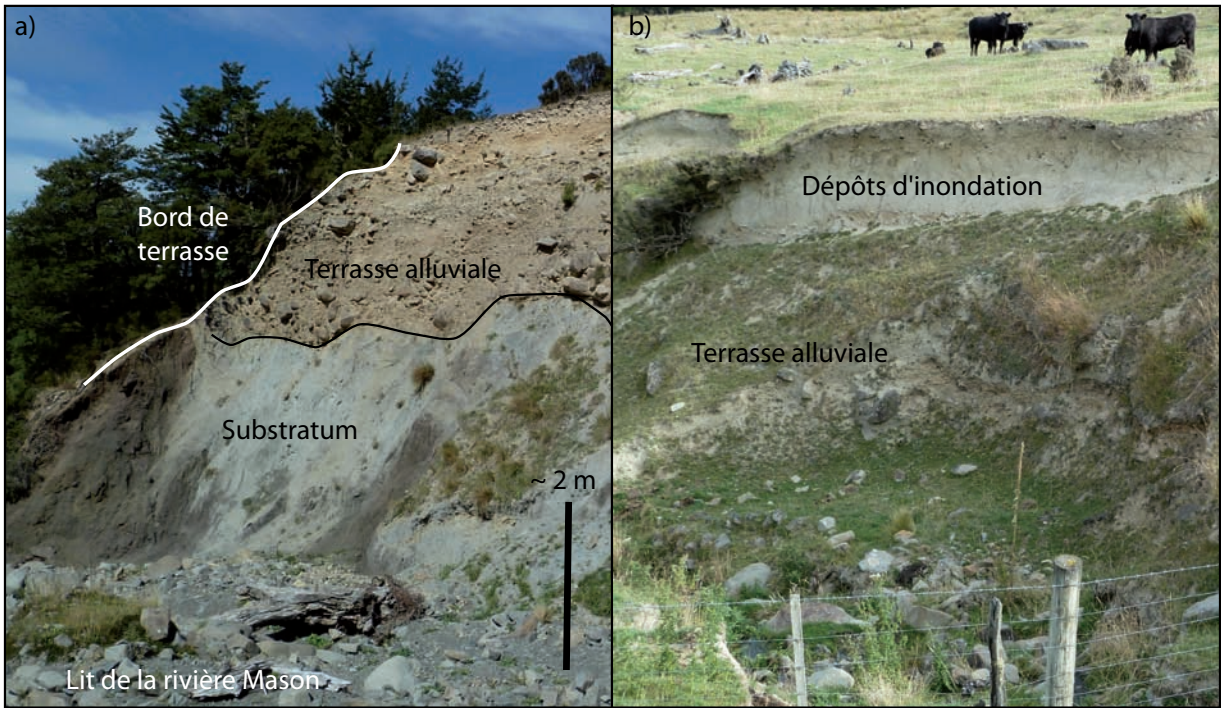


FIGURE 3.24 – *Photo d'affleurements à proximité de la zone investiguée. a) Photo du flanc de la rivière Mason au sud des branches principales de la faille Hope. La rivière incise le substratum composé de silstone marin pliocène [Rattenbury et al., 2006]. Sur ces silstones, reposent en discordance des dépôts alluviaux quaternaires organisés en terrasses d'érosion. Le bord de terrasse est noté J sur la figure 3.8. b) Photo du flanc du ruisseau S2 (Fig. 3.7) où il traverse la branche sud de la faille. Sur les dépôts de terrasses alluviales, similaires à ceux vue en coupe dans la rivière, repose une couche de sédiments silteux à granulométrie caractéristique des dépôts de plaine d'inondation.*

3.5 Conclusions et perspectives

Dans ce chapitre, nous avons décrit les résultats de l'analyse d'une campagne GPR pseudo-3D menées en un site de la faille de Hope. Dans cette région où la sédimentation alluviale quaternaire a été particulièrement forte en raison des variations climatiques, du retrait glaciaire et du soulèvement de la chaîne des Alpes du Sud, toutes les conditions sont réunies pour que des marqueurs morphologiques décalés par la faille soit enfouis dans les premiers mètres du sol. Cette hypothèse de marqueurs enfouis est généralement acceptée en paléosismologie [Rockwell et al., 2009b, Noriega et al., 2006, Ferry et al., 2004]. Mais c'est la première fois qu'une investigation de ces marqueurs est menée à une si grande échelle, et que cette investigation révèle autant d'objets enfouis et décalés par une faille sismogène, non visibles en surface. Notre objectif initial était double : 1) évaluer le potentiel de l'imagerie pseudo 3D géoradar à détecter de petits marqueurs morphologiques enfouis et décalés, et 2) documenter les déplacements produits par la faille Hope afin de mieux comprendre son activité passée et ainsi mieux anticiper son activité future.

Concernant le premier objectif, une profondeur d'investigation de 5 m, "faible" mais néanmoins supérieure à celle atteinte généralement avec les autres méthodes paléosismologiques, a été suffisante pour révéler la présence d'une paléo-surface incisée de multiples chenaux. La taille et la profondeur de ces marqueurs font qu'ils sont détectables à l'aide du GPR à une fréquence de 250 MHz. Malgré leur proximité de la surface, ces paléochenaux

ne sont pas identifiables dans la morphologie actuelle, même lorsque celle-ci est étudiée à la plus haute résolution disponible (données LiDAR). Ce premier résultat confirme la capacité du géoradar à imager la présence de marqueurs enfouis, même de petite taille, bien préservés dans les premiers mètres du sol.

Un second point important est que l'on retrouve cette paléosurface et ces paléochenaux de part d'autre de la faille. En effet, étant donné la présence d'un différentiel total de 20 – 35 m d'altitude entre les compartiments les plus au nord et au sud, on pouvait s'attendre à ce que le compartiment supérieur soit érodé, et les compartiments inférieurs soient recouverts d'une plus forte épaisseur de sédimentation. Mais ce n'est pas le cas. La faible profondeur des marqueurs enfouis est manifestement liée au contexte de sédimentation/érosion des terrasses alluviales qui migrent latéralement avec la rivière. Les marqueurs sont rapidement enfouis après leur abandon sous une fine couche de boue d'inondation. Ce contexte sédimentaire est donc très favorable pour l'application du géoradar car les marqueurs sont enfouis à faible profondeur.

A priori, les décalages que nous pouvions trouver dans le sous-sol étaient au moins aussi grands qu'en surface, voire plus, soit au moins une centaine de mètres. Une longueur de profils GPR de plusieurs centaines de mètres est donc nécessaire pour trouver la correspondance entre les marqueurs enfouis de part et d'autre de la faille. Une acquisition pseudo-3D se révèle être un bon compromis entre le temps d'acquisition et la résolution obtenue. Une acquisition 3D de cette envergure aurait été bien trop coûteuse en temps, car l'espacement entre les profils doit être inférieur ou égal à la moitié de la longueur d'onde, soit environ 25 cm pour l'antenne 100 MHz et 15 cm m pour l'antenne 250 MHz [Grasmueck et al., 2005].

En s'aidant de la chronologie relative des terrasses alluviales, nous avons pu apporter des contraintes sur les corrélations des marqueurs de part et d'autre de la faille. Il reste néanmoins des incertitudes sur certaines de ces corrélations. Une datation des marqueurs serait nécessaire pour lever une partie de ces incertitudes. Nous disposons maintenant d'une connaissance détaillée de l'architecture, de la nature du sous-sol et des marqueurs qu'il contient, ce qui nous permettra dans le futur de choisir au mieux le type, l'emplacement et la profondeur des échantillonnages à réaliser en vue de dater les marqueurs enfouis. Ce travail est prévu dans une phase ultérieure du projet CENTURISK. Le second critère pour contraindre ces corrélations, basé sur la forme des chenaux, pourrait être plus précisément quantifié en calculant, par exemple, la similarité de la forme des chenaux par cross-corrélation des coupes topographiques réalisées de part et d'autre de la faille [Zielke and Arrowsmith, 2012]. Ce travail pourra peut-être être envisagé ultérieurement, même si nous pensons qu'il n'apportera pas de précision notable.

Le meilleur critère pour discuter de la validité et de la robustesse de cette nouvelle méthode de paléosismologie géophysique est de comparer les informations sur l'histoire sismique qu'elle nous apporte par rapport aux informations obtenues en surface. Nous avons étudié de façon détaillée la morphologie de surface grâce aux données Lidar haute résolution. La surface nous apporte des informations précises sur l'histoire du glissement pour des glissements cumulés inférieurs à 36 m, soit l'histoire sismique récente. Pour des glissements cumulés plus grands, les informations en surface sont partielles avec de larges lacunes d'enregistrement des déplacements. L'analyse de surface nous a également permis de documenter le déplacement produit par le séisme le plus récent (3 ± 0.5 m). Les déplacements enregistrés par les marqueurs enfouis permettent de compléter de façon détaillée (un événement sur deux ou sur trois) les lacunes de l'enregistrement de surface. Les données GPR apportent également des valeurs de décalages redondantes à celle de la

surface, améliorant ainsi leur détermination.

Le second objectif était de documenter les déplacements produits par la faille Hope afin de mieux comprendre son activité passée. L'ensemble de nos données décrit de façon quasi complète les déplacements produits en surface par les 30 derniers forts séismes au site de Terako sur la faille Hope. Ces déplacements présentent des amplitudes similaires de 2.5 à 4 m, avec une valeur moyenne de 3.2 ± 1 m. La mesure de 66 décalages apporte une connaissance plus robuste, statistiquement, du glissement cosismique moyen au site de Terako et plus largement sur le segment de Conway. Les études précédentes estimaient le glissement cosismique produit par le séisme le plus récent entre 3.4 m et 6 m, à 15-20 km à l'est de Terako [Langridge et al., 2003, Pope, 1994]. Nos données tendent vers la plus petite valeur de cette gamme et suggèrent que la valeur de 6 m représente le déplacement produit par 2 événements. Par ailleurs, nous montrons que les glissements produits par les ruptures précédentes ont été similaires au glissement produit par le séisme le plus récent. Nous reviendrons sur ces estimations du glissement par événement dans le chapitre 7 qui décrit l'analyse morphologique de la faille Hope sur une distance de 30 km à l'est de Terako. En supposant que les séismes identifiés aient rompu l'intégralité de la section de faille de Hope à l'Est du bassin d'Hanmer, leur magnitude est estimée à 7-7.4. Cette valeur semble similaire pour chacun des segments de la faille Hope [Langridge et al., in press, Cowan, 1991, Bull and Brandon, 1998b]. Une estimation de la vitesse de glissement de 23 ±4 mm/an pour la même gamme de temps (i.e. pour un même glissement cumulé) que celle couverte par l'ensemble de nos mesures de décalage permet d'approximer un temps de récurrence moyen de ces séismes à 150 ± 50 ans. Cette valeur est du même ordre, bien que légèrement inférieure, aux estimations faites antérieurement (200-300 ans) à partir de l'âge des quelques séismes identifiés en tranchées. Ce temps de récurrence court, et la date du dernier séisme estimé à 1780 ± 60, suggèrent que le segment de Conway de la faille Hope a de grandes chances de rompre au cours du prochain siècle.

Après cette première application, d'autres failles, ayant des vitesses de glissements plus lentes, dans des contextes sédimentaires similaires ou différents, ont été étudiées. L'analyse des données GPR acquises en quelques sites sur ces failles est présentée dans les chapitres suivants.

CHAPITRE 4

APPROCHE GÉORADAR VERSUS APPROCHE CLASSIQUE EN PALÉOSISMOLOGIE

Sommaire

4.1 Introduction 126
4.2 Résumé 131
4.3 GPR imaging of offset alluvial terraces 135
4.3.1 Abstract 136
4.3.2 Introduction 137
4.3.3 Slip Record at Te Marua 138
4.3.4 Data acquisition and processing 141
a) Surface data 141
b) GPR data acquisition and overall processing 142
c) Searching and extracting continuous interfaces in the GPR data 144
d) Characteristics of the three buried surfaces 148
4.3.5 Surface and GPR data analysis 150
4.3.6 Offset measure and interpretation 156
4.3.7 Discussion 173
a) Nature of the buried surfaces 173
b) Insights on the alluvial history 175
c) Extracting the best-constrained slip record 178
d) Recovering the fault slip versus alluvial history 179
e) Implications on seismic hazard related to the Wellington fault 184
4.3.8 Conclusions 186
4.4 Travaux complémentaires 189
4.5 Conclusions et perspectives 190

4.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous décrivons les résultats de l'analyse d'une seconde campagne GPR pseudo-3D menée sur un site de la faille de Wellington dans l'île du Nord. Cette faille traverse la capitale néozélandaise et pose un risque majeur dans la zone urbaine de la vallée de Hutt peuplée de 400 000 habitants. Même si cette faille n'a pas rompu historiquement, la ville a été partiellement détruite au cours des séismes de Marlborough en 1848 (faille d'Awatere) et de Wairarapa en 1855 (faille de Wairarapa) de Mw = 7.5 et 8.2 respectivement [Mason and Little, 2006, Downes, 2005]. Ce nouveau site appelé Te Marua, a déjà fait l'objet de nombreuses études morphologiques et paléosismologiques [Lensen, 1958, Berryman, 1990, Little et al., 2010] car il est l'un des rares sites préservés de l'urbanisation de la vallée de Hutt, situé 30 km au nord est de Wellington (Fig. 4.1). Il s'agit d'un magnifique exemple d'interaction entre une série de terrasses alluviales et une faille décrochante [McCalpin, 2009]. Les objectifs de ce chapître sont : 1) de comparer les résultats de notre approche géoradar pseudo 3D aux résultats obtenus grâce aux méthodes classiques d'analyses morphotectoniques et de tranchées paléosismologiques, 2) d'améliorer notre connaissance de l'aléa sismique généré par la faille de Wellington, en apportant de nouvelles contraintes sur les séismes passés affectant cette faille.

Concernant le premier objectif, Te Marua a été l'un des premiers sites étudiés pour la mesure de déplacements de terrasses alluviales par une faille décrochante et leur utilisation pour estimer les glissements produits par les séismes majeurs successifs [Lensen, 1958]. Depuis, il a fait l'objet de plusieurs études paléosismologiques, dont nous ne décrirons dans cette introduction que les résultats les plus récents. Ces études récentes comptent deux analyses morphologiques des marqueurs déplacés en surface [Berryman, 1990, Little et al., 2010], trois tranchées paléosismologiques [Langridge et al., 2011], deux séries de datations au Carbone 14 [Van Dissen et al., 1992, Langridge et al., 2011], une série de datation OSL [Little et al., 2010] et une campagne GPR 3D [Gross et al., 2004]. Les analyses morphologiques classiques de la surface supposent implicitement que les marqueurs morphologiques n'ont pas été modifiés depuis leur formation, et que la quantité de glissement accumulée n'a pas été altérée par les processus de sédimentation et d'érosion. Nous comparerons ces décalages de surface à ceux obtenus à partir de nos données géoradar afin de vérifier si les marqueurs morphologiques et leurs décalages en surface préservent ou non l'intégralité des informations sur le glissement de la faille.

Concernant le second objectif, les failles de Wellington et de Wairarapa ont fait l'objet d'un vaste projet scientifique néo-zélandais entre 2005 et 2010 visant à réévaluer l'aléa sismique qu'elles génèrent et le risque sismique qu'elles posent à la ville de Wellington. Au cours de ce projet, un grand nombre de tranchées, de datations, d'analyses morphotectoniques ont été réalisées tout au long de la faille de Wellington afin de déterminer le plus précisément possible l'âge des séismes les plus récents et leur temps de récurrence. Rhoades et al. [2011] compilent les résultats de ce projet et réévaluent la probabilité de rupture de la faille de Wellington au cours du siècle prochain à 11%, soit 50% plus faible que les estimations précédentes. Nous allons voir que nos données apportent des informations supplémentaires sur l'histoire sismique de la faille de Wellington, qui devraient contribuer à affiner les futures estimations de l'aléa sismique.

Connaissances actuelles sur la faille de Wellington

Au sud de l'Ile du Nord de la Nouvelle Zélande, dans la région de Wellington, la déformation résulte de la convergence oblique, orientée est-ouest, entre les plaques austra-

lienne et pacifique à une vitesse de 40 mm /an [Beavan et al., 2002]. Ce mouvement est réparti le long de deux zones majeures de déformation orientées N40° : 1) en mer, à 150 km de la côte est, la fosse de subduction d'Hikurangi et son prisme d'accrétion accommodent la majeur partie du raccourcissement [Barnes et al., 1998, Nicol et al., 2007], 2) à terre, un faisceau de failles décrochantes dextres accomode la majeure partie de la déformation parallèle à la marge, soit environ 26 mm/an. Cette déformation est majoritairement répartie, d'est en ouest, sur les failles de Wairarapa, Wellington, Ohariu et Sheperd's Gully [Beanland, 1995, Van Dissen and Berryman, 1996] (Fig. 4.1). Réactivé depuis ≈ 2 Ma, ce faisceau de failles, anciennement inverses, aurait cumulé moins de 20 km de déplacement dextre [Beanland, 1995, Begg and Mazengarb, 1996a, Nicol et al., 2007].

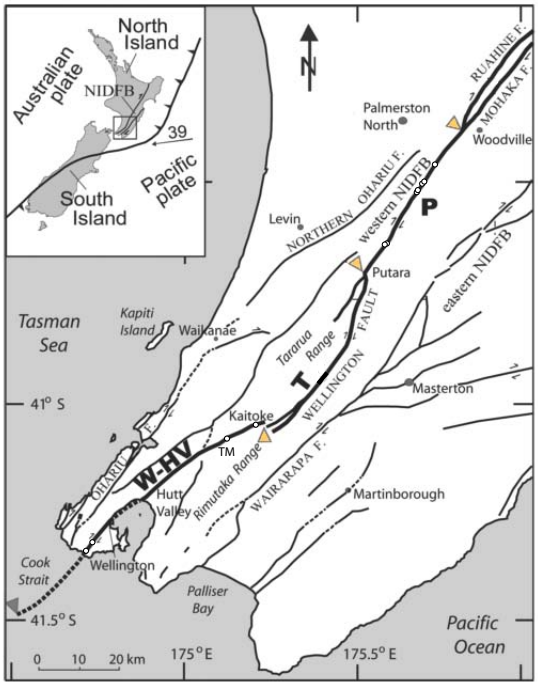


FIGURE 4.1 – *Carte du faisceau de failles comprenant la faille de Wellington [d'après Langridge et al., 2005]. La segmentation est délimitée par les triangles orange, et les noms des segments sont indiqués en gras (W-HV : segment de Wellington-Hutt Valley ; T : segment de Tararua ; P : segment de Pahiatua. La position des tranchées le long de ces segments est indiquée par des cercles blancs (TM : site de Te Marua).*

Plus particulièrement, la faille de Wellington, longue d'environ 160 km, est la partie sud d'une structure majeure que l'on peut suivre à travers l'Ile du Nord sur 400 km, depuis le détroit de Cook au sud jusqu'à la baie de Plenty où elle rejoint les failles normales de la zone volcanique de Taupo [Lamarche et al., 2006]. Selon sa géométrie, la faille de Wellington a été divisée en trois segments [Langridge et al., 2005], avec du nord au sud (Fig. 4.1) :

- le segment de Pahiatua (42 km de long, P sur la figure 4.1) : limité à ses deux extrémités par la division de la faille en deux branches, au sud au niveau de Putara et au nord au niveau de Woodville. Au nord, ces deux branches divergentes se nomment les failles de Ruahine et Mohaka. Sept tranchées paléosismologiques le long de ce segment à travers ou à proximité de marqueurs morphologiques décalés fournissent une vitesse de glissement holocène de 5.1-6.2 mm/an. Ces décalages permettent aussi d'estimer un déplacement cosismique caractéristique moyen de 4.5 m. Ces deux valeurs donnent un temps de récurrence des événements de 564-1080 ans. Ces tranchées

fournissent également les dates d'occurrence des quatre événements les plus récents : 150-280 ans BP (1670-1800), 780-1260 ans BP, 1885-2350 ans BP, 3550-4090 ans BP, soit un temps de récurrence moyen de ces quatre événements d'environ 1200 ± 110 ans [Langridge et al., 2007].

- le segment de Tararua (53 km de long, T sur la figure 4.1) : limité au sud par le bassin de Kaitoke qui correspond à un saut vers la droite d'environ 2-3 km de la trace de la faille. Ce segment de la faille est le moins connu car il traverse une zone montagneuse fortement boisée et difficilement accessible. Ce segment est composé de deux branches, une branche principale au sud-est et une branche secondaire dont la trace en surface apparait discontinue en raison de la végétation.

- le segment de Wellington-Hutt Valley (75 km de long, W-HV sur la figure 4.1) : se termine au sud dans le détroit de Cook à environ 40 km des côtes [Barnes et al., 2008]. Les tranchées paléosismologiques creusées sur trois sites le long de ce segment fournissent l'âge des quatre événements les plus récents : 110-310 ans BP (1640-1840), 790-930 ans BP, 1835-2340 ans BP et 2460-4900 ans BP, soit un temps de récurrence de 715-1575 ans [Langridge et al., 2011]. Les décalages mesurés sur les terrasses alluviales du site de Te Marua fournissent un déplacement cosismique moyen produit par ces quatre événements de 5 ± 0.24 m, une vitesse de glissement entre 4.5 et 8.2 mm/an au cours des 5000 dernières années, soit un temps de récurrence des forts événements de l'ordre de 610-1100 ans [Little et al., 2010]. Les décalages et les datations des terrasses alluviales d'Emerald Hill (proche de TM sur la Fig. 4.1) suggèrent une vitesse de glissement de 4.9-6.6 mm/an au cours des 10000 dernières années.

La correspondance entre les dates d'occurrence des séismes sur les segments de Wellington-Hutt Valley et de Pahiatua suggère que ces segments situés aux extrémités de la faille, ainsi que le segment de Tararua au centre, ont pu tous rompre de concert lors des mêmes événements ou en cascade lors d'événements proches dans le temps. Cette ambiguïté a de fortes implications sur la longueur de rupture et la magnitude des événements passées, mais aussi futurs, sur la faille de Wellington [Langridge et al., 2011].

Connaissances actuelles du site de Te Marua

Le site de Te Marua se situe dans la ville d'Upper Hutt, à 30 km au nord de Wellington, au sein d'un méandre de la rivière Hutt (Fig. 4.2). Dans ce secteur, les reliques de 15 terrasses alluviales bordent la rivière jusqu'à 100 m au dessus du lit actuel, qui incise le substratum composé de greywacke [Little et al., 2010]. Berryman [1990] suggère que les plus hautes de ces terrasses peuvent être corrélées à des terrasses d'aggradation assez répandues dans l'Ile du Nord. Le site de Te Marua à proprement parler ne dépasse pas 15 m d'altitude au dessus du lit de la rivière et est formé des huit terrasses les plus basses. Il s'agit de terrasses d'érosion d'âge Holocène, dont les talus sont sub-parallèles au bord du lit actuel de la rivière [Little et al., 2010]. La direction WSW des talus de terrasses plus élevées, au nord du site, suggère que la rivière coulait directement vers le sud-ouest avant la formation du méandre. Dans cette partie du site, la rivière a mis à jour un affleurement d'une couche de dépôts alluviaux de 40 m d'épaisseur, composés de graviers fluviatiles contenant des galets, des blocs séparés et des lentilles de sable, correspondant aux dépôts situés sous la terrasse d'aggradation [Little et al., 2010].

Berryman [1990] a mesuré les décalages de plusieurs marqueurs morphologiques – essentiellement des talus de terrasses, à l'aide d'un mètre ruban sur le site de Te Marua

FIGURE 4.2 – *Photo aérienne oblique du site de Te Marua prise depuis le nord. La série de terrasses alluviales s'est formée au gré de l'évolution d'un méandre de la rivière Hutt. La trace de la faille est nette et linéaire à la surface des terrasses. Le rejet vertical est très faible ou nul. Le cadre noir indique l'emprise de la figure 4.3. En haut de la photo, les maisons de la ville d'Upper Hutt sont construites sur la trace de la faille.*

et a décrit une augmentation des valeurs de déplacement en s'éloignant de la rivière. Il suggère que :

- la terrasse T1 et son talus R1 ne sont pas déplacés (Fig. 4.3),
- les chenaux à la surface de T2 ont été déplacés latéralement de 3.7 et 4.7 m par ce que les auteurs interprètent comme étant le séisme le plus récent,
- le talus de terrasse R3 a été déplacé latéralement de 7.4 m, décalage qui est interprété comme résultant des deux séismes les plus récents,
- les talus de terrasses R4 et R5 ont été déplacés latéralement de 18-19 m, décalage qui est interprété comme résultant des cinq séismes les plus récents,
- le bord de terrasse R6 a été déplacé latéralement de 42 m.

Berryman [1990] conclue que le déplacement cosismique moyen est de 4.2 ± 0.5 m pour les cinq dernières grandes ruptures.

Little et al. [2010] ont récemment re-mesuré les décalages des terrasses sur des cartes microtopographiques obtenues à partir de mesures GPS RTK, et montrent que :

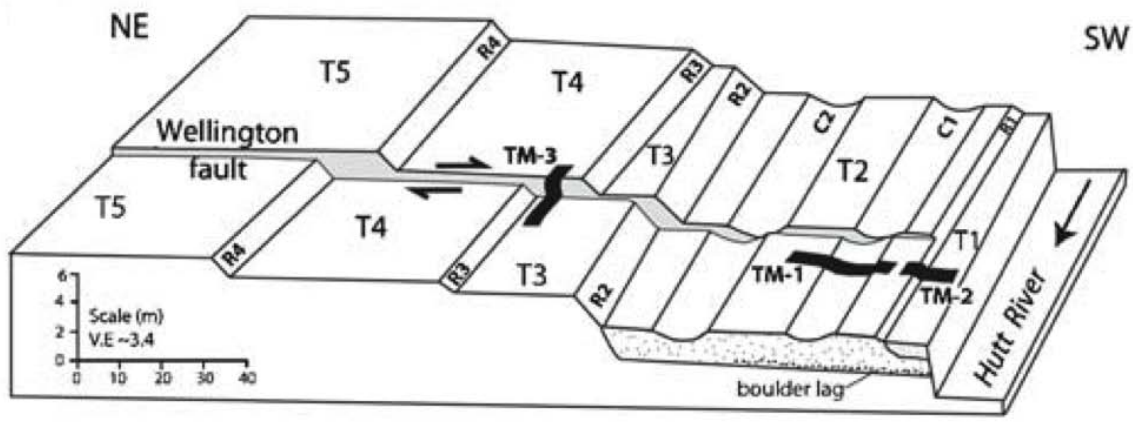


Figure 4.3 – *Diagramme schématique de l'interprétation des 5 terrasses alluviales les plus récentes à l'ouest du site de Te Marua et des chenaux décalés à leur surface [d'après Langridge et al., 2011]. La position des tranchées paléosismologiques est indiquée par des rectangles noirs. La stratigraphie de la sub-surface des terrasses T1 et T2 déduite des logs des tranchées est schématisée.*

- la terrasse T1 et son talus R1 ne sont pas déplacés,
- la terrasse T2 et ses chenaux ont été déplacés latéralement de 5.3 ± 0.8 m par ce qui est interprété comme le séisme le plus récent,
- les bords de terrasse R3 et R4 ont été déplacés latéralement de 14.4 et 13.1 m par ce qui est interprété comme les trois séismes les plus récents,
- six autres mesures de déplacements cumulés (de 17.4 à 21.8 m) effectuées sur les terrasses T6 à T8 et leurs chenaux se regroupent autour d'une valeur moyenne de 20.1 m qui a pu être produite par les quatre séismes les plus récents,
- un décalage latéral de 10 m, mesuré à Hartcourt Park, à quelques kilomètres au sud de Te Marua, aurait été produit par les deux séismes les plus récents.

Ces résultats documentent le déplacement produit par le séisme le plus récent, ainsi que le déplacement cosismique moyen produit par les quatre derniers forts séismes, estimé à 5 ± 0.24 m.

De plus, la plupart des marqueurs décalés ont été datés. A partir de datations Carbone 14 sur des échantillons prélevés dans les 20 premiers centimètres du sol, Van Dissen et al. [1992] estiment l'âge de T1 inférieur à 250 ans BP et l'âge de T2 à 310-470 ans BP ; Van Dissen and Berryman [1996] ont ensuite ré-estimé l'âge de T1 comme étant inférieur à 55 ans BP. Plus récemment, [Little et al., 2010] ont échantillonné chacune des terrasses pour mener des datations OSL. Leurs échantillons ne permettent toutefois pas de définir l'âge des cinq terrasses les plus récentes. En revanche, ils datent l'âge de la fin de la dernière aggradation à 12 ka, suivie de la formation d'une nouvelle terrasse d'érosion tous les 1500 ans environ jusqu'à l'abandon de la terrasse T6, dont l'âge est estimé inférieur ou égal à 4.5 ± 0.4 ka. Langridge et al. [2011] ont creusé trois tranchées sur le site de Te Marua (Fig. 4.3) dans lesquelles ils ont prélevé des échantillons pour des datations au Carbone 14. Ils montrent que :

- l'âge de la terrasse T1 est inférieur à 250 ans B.P,

- l'âge d'abandon de la terrasse T2 est de 310 ans B.P., et pré-date le séisme le plus récent. Sa formation débuta à 675 ans BP ou avant et postdate l'avant dernière rupture,

- l'âge de construction de la terrasse T3 est de 1420-1695 ans BP et pré-date les trois dernières ruptures,

- Little et al. [2010] documentent l'âge d'abandon de la terrasse T6 comme étant inférieur ou égal à 4.5 ± 0.4 ka ; il pré-date les quatre dernières ruptures.

Ces contraintes sur l'âge des dernières ruptures ont été combinées à celles obtenues dans des tranchées creusées au sud de Wellington, et permettent d'estimer les âges des quatre événements les plus récents décrits dans le paragraphe précédent. Dans les tranchées, [Langridge et al., 2011] décrivent une première couche silteuse d'environ 1 m d'épaisseur surmontant une seconde couche sableuse et une troisième couche plus grossière contenant des galets à la base des tranchées à 1.5-2 m de profondeur. Cette dernière couche est retrouvée dans les logs des trous creusés pour les datations OSL sur chacune des terrasses à environ 2 m de profondeur [Table 2, Little et al., 2010].

Une campagne de GPR 3D [Gross et al., 2004] menée sur une petite zone des terrasses d'érosion de Te Marua (50 x 50 m^2) a permis de détecter deux plans de faille dans les douze premiers mètres du sol présentant un pendage de 72-84°, et une épaisseur des dépôts d'âge Holocène inférieur de 4.5-5.5 m.

Le corps de ce chapitre est composé d'un article soumis en juillet 2012 à la revue scientifique Geophysical Journal International, qui décrit les données GPS et GPR pseudo-3D que nous avons acquises au site de Te Marua. D'une part, l'analyse de la morphologie de surface révèle plus de détails que ceux décrits jusqu'à présent dans la littérature. D'autre part, l'analyse des données GPR de sub-surface révèle l'existence de trois interfaces enfouies, chacune portant l'empreinte des marqueurs alluviaux observés en surface. Cette empreinte est cependant mieux préservée et permet de mesurer plus finement et sur une plus grande gamme, les déplacements enregistrés. Ces mesures permettent de préciser l'histoire sismique et alluviale au site de Te Marua. L'article est précédé d'un résumé étendu en français, et suivi d'un paragraphe décrivant des travaux complémentaires non présentés dans l'article.

4.2 Résumé

Cette étude présente les résultats d'une campagne GPR pseudo-3D menée à un site dont la morphologie de surface a été intensément étudiée dans des travaux antérieurs. Notre objectif est d'examiner l'apport des données de sub-surface par rapport aux données plus classiquement acquises en surface. Le site présente un série de terrasses alluviales récentes décalés latéralement par la grande faille décrochante de Wellington.

La faille de Wellington traverse du nord au sud l'Ile du Nord de la Nouvelle-zélande, sur une distance de 400 km. Elle fait partie d'un faisceau de failles décrochantes dextres qui accommodent une partie de la convergence oblique entre les plaques pacifique et australienne par partitionnement du glissement avec la fosse de subduction d'Hikurangi. L'étude se focalise sur le site de Te Marua situé sur le segment sud de cette faille, dont la vitesse de glissement est estimée à 4.9-6.6 mm/an. Aucun séisme historique n'a rompu ce segment, mais cinq séismes préhistoriques y ont été identifiés et datés dans plusieurs tranchées. Le plus récent aurait eu lieu entre 1640 et 1840, et les précédents se seraient suivis avec un

temps de récurrence moyen de 715-1175 ans. Le site de Te Marua est formé d'une série de 8 terrasses d'érosion holocènes, coupées et progressivement déplacées par la faille de Wellington. Ces terrasses se sont formées à l'intérieur d'un méandre de la rivière Hutt et ont déjà fait l'objet de nombreuses études qui ont permis d'estimer les déplacements produits par les forts séismes les plus récents et la date d'occurrence de ces derniers. Le déplacement produit par la rupture la plus récente a d'abord été estimé à 3.7-4.7 m [Berryman, 1990] et plus récemment à 5.3 ± 0.8 m. Le déplacement moyen des quatre derniers forts séismes est quant à lui estimé à 5 ± 0.24 m [Little et al., 2010].

Nous avons acquis 40 profils géoradar, longs de 600 m, espacés de 5 m, parallèlement à la trace de la faille et quasi-perpendiculairement aux terrasses alluviales de Te Marua. Chacun des profils est enregistré à l'aide de deux antennes de fréquence différente (100 et 250 MHz) qui permettent d'obtenir des images complémentaires de différentes résolutions et différentes profondeurs de pénétration. Deux systèmes GPS RTK sont utilisés séparément afin de localiser les profils GPR et d'obtenir un MNT précis de la surface du site. Dans un premier temps, nous avons appliqué un traitement conventionnel aux données radar afin d'améliorer le rapport signal sur bruit, d'intégrer la topographie et de convertir les temps en profondeurs. Dans un second temps, différents gains ont été appliqués afin de renforcer les réflecteurs continus. Le traitement des données GPR révèle ainsi trois réflecteurs ou interfaces distincts s'étendant à trois profondeurs différentes. Le premier réflecteur correspond à la première forte réflexion observée sur les profils radar 250 MHz, le second réflecteur à la plus forte réflexion observée sur les profils 100 MHz, tandis que la troisième interface coïncide avec la limite de pénétration des données 250 MHz et 100 MHz. Cette limite étant similaire aux deux fréquences, elle représente vraisemblablement une interface naturelle entre un milieu résistif reposant sur un milieu très conducteur. Afin d'extraire la topographie de ces trois interfaces enfouies, nous avons relevé leur profondeur profil par profil à l'aide d'un outil de pointé semi-automatique.

Les MNT des interfaces enfouies ainsi obtenus ont des résolutions élevées qui dépendent cependant de leur profondeur et de la fréquence des données sur lesquelles ils ont été pointés. Chacune des interfaces atteste d'un changement des propriétés du milieu, comme des variations de granulométrie ou de nature des sédiments. D'après les logs des tranchées et les affleurements, le réflecteur 1, situé à environ 1 m de profondeur, correspondrait à la transition entre une couche sableuse et des alluvions contenant des graviers et des galets. Le réflecteur 2, situé autour de 2 m de profondeur, serait alors la base de cette couche plus grossière et le toit des dépôts de terrasses. Le réflecteur 3, situé entre 3 et 7 m de profondeur, est interprété comme le toit incisé du substratum rocheux composé de greywackes.

L'analyse morphotectonique du MNT de surface révèle que la trace de la faille de Wellington est remarquablement linéaire, avec un rejet vertical faible, voire nul, attestant d'un mouvement purement dextre. La faille affecte une série de 11 terrasses alluviales d'érosion (soit trois terrasses supplémentaires identifiées par rapport aux études précédentes), descendant vers la rivière à l'ouest, et séparées par des talus hauts de 1 à 3 m. La surface des terrasses est incisée par quelques chenaux abandonnés. Le talus de terrasse le plus haut (3 m), au centre de la série, sépare une large surface sans relief prononcé à l'est, d'une surface découpée de talus raides à l'ouest.

L'analyse morphologique des MNTs de sub-surface révèle une forte ressemblance de la morphologie et de la topographie des deux réflecteurs les moins profonds en regard de la surface. Les talus des terrasses sont cependant plus hauts et plus raides en sub-surface qu'en surface. Le réflecteur le plus profond présente globalement la même morphologie que

les 3 autres surfaces au-dessus, mais montre des différences notables dans la moitié Est du site. Les directions d'incision y sont notamment différentes.

Cette analyse morphologique combinée de la surface et de la sub-surface montre donc que les terrasses d'érosion structurent l'ensemble de la sub-surface depuis la surface du sol jusqu'au substratum à 5-6 m de profondeur.

L'expression morphologique claire des marqueurs rend aisée la reconstruction de leur forme originelle le long de la faille. Chaque marqueur étant généralement visible à la fois en surface et sur les 3 interfaces enfouies, son décalage latéral peut être mesuré 4 fois. Cette multiplication des mesures permet d'affiner la détermination du déplacement latéral. La remarquable collection de mesures (146 au total) permet ainsi de réaliser une analyse statistique de ces données afin d'en extraire uniquement les valeurs de déplacement latéral cumulé véritablement bien contraintes. Pour cela, nous utilisons une approche probabiliste, basée sur les densités de distributions de probabilité gaussiennes[1].

Les 43 mesures de décalage réalisées en surface se répartissent entre 1.5 et 24 m, et nous en extrayons 4 valeurs bien contraintes à : 1.8, 5.7, 18.5 et 22 m. Les 39 mesures de décalage réalisées sur la paléosurface 1 se répartissent entre 1.5 et 26.5 m ; nous en avons extrait 4 valeurs bien contraintes à 1.5, 7, 16.6 et 24.1 m. Les 36 mesures de décalage réalisées sur la paléosurface 2 se répartissent entre 3.5 et 29.5 m, et nous en déduisons 4 valeurs bien contraintes à 3.3, 7.8, 18 et 26.8 m. Enfin, les 28 valeurs de décalage mesurées sur la paléosurface 3 se répartissent entre 3 et 54.5 m, et nous en extrayons 3 valeurs bien contraintes à 7.1, 19.9 et 50.9 m. Nos résultats révèlent que seul le réflecteur le plus profond a enregistré un glissement cumulé qui augmente progressivement en s'éloignant de la rivière, comme attendu pour des terrasses d'érosion. Ceci met en évidence des changements dans les conditions alluviales au moment de la formation du talus de terrasse central le plus haut. A cette période, l'ensemble des décalages alors enregistrés par les 3 surfaces les moins profondes ont été "remis à zéro" par la nouvelle dynamique alluviale ; seule la surface d'érosion du substratum n'a pas été affectée par ces modifications, et préserve l'enregistrement originel des déplacements.

La comparaison des valeurs de déplacement entre les différentes interfaces montre par ailleurs que les mesures effectuées en surface sont systématiquement sous-estimées par rapport aux mesures de sub-surface. Cette diminution systématique des déplacements cumulés en surface est attribuée aux processus d'érosion/sédimentation qui ont affecté la surface postérieurement aux déplacements, et ont altéré la morphologie et avec elle les décalages enregistrés. Les marqueurs sont donc mieux préservés en sub-surface, comme l'atteste leur expression morphologique plus claire. Leurs décalages sont ainsi mieux contraints. L'analyse statistique des mesures de sub-surface révèle 5 valeurs de déplacement cumulé bien contraintes, à 3.7 ± 1.7 m, 7.8 ± 1 m, 18 ± 1 m, 26.8 ± 2 m et 51 ± 3-4 m. Ces valeurs de glissements cumulés présentent des lacunes dans l'enregistrement d'événements sismiques successifs. Elles montrent néanmoins que le dernier fort séisme sur la faille de Wellington au site de Te Marua a produit un déplacement latéral en surface de 3.7 ± 1.7 m. Elles suggèrent qu'au moins 15 forts événements similaires ont rompu la faille cours des dernières 9-10 ka avec un temps de récurrence moyen de 500-600 ans. Si ces forts séismes ont rompu uniquement le segment sud de la faille de Wellington, leur magnitude aurait dû être de l'ordre de Mw = 6.9-7.4, et tandis que s'ils ont rompu l'ensemble de la faille, leur magnitude a pu être de Mw = 7.1-7.6.

Cette étude montre donc que : 1) la sub-surface contient bien des informations sur

[1]Dans cette seconde application de l'analyse statistique, un critère a été ajouté permettant de qualifier la confiance en les corrélations des marqueurs à travers la faille [Zielke et al., 2010]

l'histoire sismique de la faille de Wellington ; 2) ces informations sont complémentaires, et même en certains points plus précises et plus complètes que les mesures de surface ; 3) la combinaison des données de surface et de sub-surface est fondamentale pour restituer l'histoire sismique de la faille ; 4) cette histoire peut être 'remontée' jusqu'aux $\approx$ 15 derniers forts séismes, dont les déplacements individuels ont été de 3-4 m et les magnitudes significativement supérieures à Mw = 7.0.

4.3 Revisiting the use of offset surface features to recover fault slip histories : insights from pseudo-3D GPR imaging of offset alluvial terraces at Te Marua, Wellington fault, New Zealand

S. Beauprêtre[1], I. Manighetti[1−2], S. Garambois[1], J. Malavieille[3], M. Chatton[3], S. Dominguez[3].

1. Institut des Sciences de la Terre, CNRS (UMR 5275), Université Joseph Fourier, Maison des Géosciences, 1381 rue de la piscine, 38400 Saint Martin d'Hères, France.

2. Géoazur, CNRS (UMR 6526), Université Nice Sophia Antipolis, 250 rue Albert Einstein, Les Lucioles 1, Sophia Antipolis, 06560 Valbonne, France.

3. Laboratoire Géosciences Montpellier, CNRS (UMR5243), Université de Montpellier 2, place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France.

Submitted to Geophysical Journal International, July 2012

4.3.1 Abstract

We use dense, pseudo-3D, high-resolution Ground Penetrating Radar (GPR) acquisitions to investigate the Te Marua site in the northern Island of New Zealand, where a well-preserved flight of 11 Holocene alluvial degradation terraces of different ages are laterally offset by the dextral Wellington fault. These lateral offsets have been extensively studied in prior works. We acquired forty ≈ 600 m long, 5 m spaced GPR profiles (100 and 250 MHz), parallel to the fault and evenly distributed on either side. We also acquired a high-resolution GPS-derived DEM of the site. The analysis of the GPR profiles reveals three paleo-surfaces buried in the first 5-7 m below the ground. The deepest interface (≈ 5 m) is the strath incision surface in the greywacke bedrock, while the two above surfaces (≈ 1 and 2 m) separate distinct alluvium layers. All alluvial landforms that shape the ground surface (≈ 30 recognized features) similarly imprint the three buried surfaces. Therefore, any marker has its lateral offset measurable several times, in each of the interfaces where it is expressed. Using this property, we measured a total of 146 fault offsets, while, so far, only a tenth of such measurements had been reported from surface observation. We find that the offsets measured at the ground surface are systematically markedly lower than those measured further at depth on the same markers, while the morphological expression of the markers is generally clearer in the subsurface. We infer that the fault slip record is best preserved in the sub-surface. Additionally, the buried record is longer than the surface record. The statistical analysis of the dense offset collection leads to only retain 5 robustly constrained cumulative slip values, of 3.3 ± 1, 7.8 ± 1, 18 ± 1, 26.8 ± 2, and 51 ± 3-4 m. We find that the most recent large earthquake on the Wellington fault at Te Marua has produced a coseismic slip of 3.7 ± 1.7 m. A total of at least 15 large earthquakes broke the fault at the site over the last 9-10 ka. These earthquakes seem to have been fairly characteristic, and we estimate their magnitude in the range Mw 6.9-7.6. Combined with available age constraints, our results suggest that such large earthquakes might repeat every 500-600 yrs on average. Our work confirms that GPR-based paleoseismology is a powerful approach to derive fault and earthquake slip information complementary, and possibly more precise, than the surface record.

Keywords : Paleoseismology, Ground penetrating radar, Geomorphology, Continental neotectonics, Continental tectonics : Strike-slip and transform, New Zealand.

4.3.2 Introduction

The 2011 Tohoku Japan earthquake has dramatically put in light that, even in regions where earthquake activity is intensively monitored and where a large number of multidisciplinary studies are conducted to estimate the seismic hazard, we may fail to properly anticipate the magnitude of the forthcoming event. One key-information that might help to tighten the magnitude estimates for a given fault would be a fair knowledge of the coseismic slips produced by the large earthquakes in the past on that fault. Yet this information is extremely difficult to obtain. It mainly resides in the form of more or less subtle imprints that the past large earthquakes might have produced in the surface morphology and that might be preserved [e.g., Burbank and Anderson, 2001]. Many studies have thus been conducted over the last decades to search for this morphological information [e.g., McCalpin, 2009]. The objective is to identify preserved morphological markers on the ground surface (such as river beds, alluvial terraces, moraine spurs, alluvial fans, coral constructions, etc) that would be offset or deformed by the fault of concern. As most of the offsets preserved at the ground surface are the result of repeated co-seismic fault slips over time, their systematic measurement for markers of different ages allows building slip histories, sometimes down to the earthquake scale [e.g., Gaudemer et al., 1995, Tapponnier et al., 2001a, Liu et al., 2004, Zielke et al., 2010, Klinger et al., 2011].

Yet, one strong hypothesis underlying such an approach is that the offset markers are well preserved at the ground surface. It is implicitly admitted that their original shape has not been modified since their time of formation, that they have fully behaved as passive markers, and that the fault offset that they have recorded does measure the actual slip on the fault, with no alteration of that slip. It is clear that these hypotheses are simplifications. The ground surface is the site of numerous dynamic processes — weathering, erosion, deposition, etc, that may all contribute to modify its morphology over time. We all are aware of this critical problem, but have no means to evaluate these possible modifications. Therefore, to overcome this problem, one common approach is to focus on the youngest offsets as those are expected to be the best preserved in the ground morphology. Here we approach this question in another way. Our objective has two sides : 1) Examine whether morphological markers and the fault offsets that they might have recorded are well preserved, or not, at the ground surface ; 2) Use the results to improve our knowledge of the seismic hazard related to one of the major faults worldwide, the Wellington fault, New Zealand, that poses a critical risk to the dense Capital City population of New Zealand.

We focus on a site located on the Wellington fault – Te Marua (Fig. 4.4), where numerous wellpreserved alluvial terraces are laterally offset by the fault. These offsets have been extensively studied in previous morphological and paleoseismological analyses [e.g., Lensen, 1958, Berryman, 1990, Little et al., 2010, Langridge et al., 2011], so that most of the ground surface information has already been documented and recovered. Following

the pioneer work of Beauprêtre et al. [2012], we investigate the site using dense, pseudo 3D multifrequency Ground Penetrating Radar acquisitions. This geophysical investigation allows us to image at high resolution the subsurface architecture of the vast area that surrounds the fault (120 000 m^2) and that holds the offset markers described in the prior works. Here, the pseudo 3D GPR dataset was able to image the subsurface down to 5-7 meters depth.

We find that all the principal morphological markers that shape the ground surface also imprint the subsurface. Their morphology slightly evolves however from depth (5-7 m) to surface, all in all revealing to be better preserved in the subsurface. The lateral offsets are also better preserved and hence better constrained in the subsurface. Our work therefore shows that the surface record of fault slip is partly altered at the ground surface while the fault slip record is better preserved in the subsurface. The results that we obtain provide new information on the coseismic slips produced by about 15 large earthquakes on the fault, and hence provide key information to better estimate the seismic hazard related to the Wellington fault. GPR-based paleoseismology is confirmed as a powerful tool to be used in complement to surface observations.

4.3.3 The Wellington fault and its slip record at Te Marua

In the southern North Island, New Zealand, the Pacific and Australian plates converge in an oblique fashion (inset, Fig. 4.4). Their relative motion is partitioned into ≈ 34 mm/yr of shortening and ≈ 26 mm/yr of lateral motion [Barnes et al., 1998, Nicol et al., 2007]. Most of the shortening is accommodated by thrust faulting and folding nearby the Hikurangi Trench, 150 km east of Wellington city, while most of the lateral motion is accommodated onshore on several right lateral strike-slip faults, the largest being the Ohariu, the Wellington and the Wairarapa faults [Barnes et al., 1998, Nicol et al., 2007] (Fig. 4.4).

The Wellington Fault is the structure posing the greatest seismic risk in New Zealand as it passes through the Wellington Capital. It is a ≈ 400 km-long, N40°E trending dextral fault system, running from offshore Cook Strait [Pondard and Barnes, 2010] to Woodville (≈ 140 km northeast of Wellington) and further north where it gives place to the Mohaka fault, up to the Bay of Plenty, off the north coast (Fig. 4.4) [Langridge et al., 2005, Mouslopoulou et al., 2007]. Along its major Cook Strait-to-Woodville strand (≈ 170 km long), the fault is divided into three principal segments separated by pronounced bends and step-overs in its trace (Fig 4.4 ; Langridge et al. [2005]). The Te Marua site is located on the southernmost of these segments, named the Wellington-Hutt Valley segment (WHV, 4.4 75 km-long). The Quaternary slip rate of the fault is estimated to 4.9 – 6.6 mm/yr on the WHV segment [Ninis et al., 2010, Langridge et al., 2005, Berryman et al., 2002]. The fault is taken to have accumulated up to 8 km of lateral slip over the last ∼2 Myr [Begg and Mazengarb, 1996b, Beanland and Haines, 1998, Nicol et al., 2007], but might have a

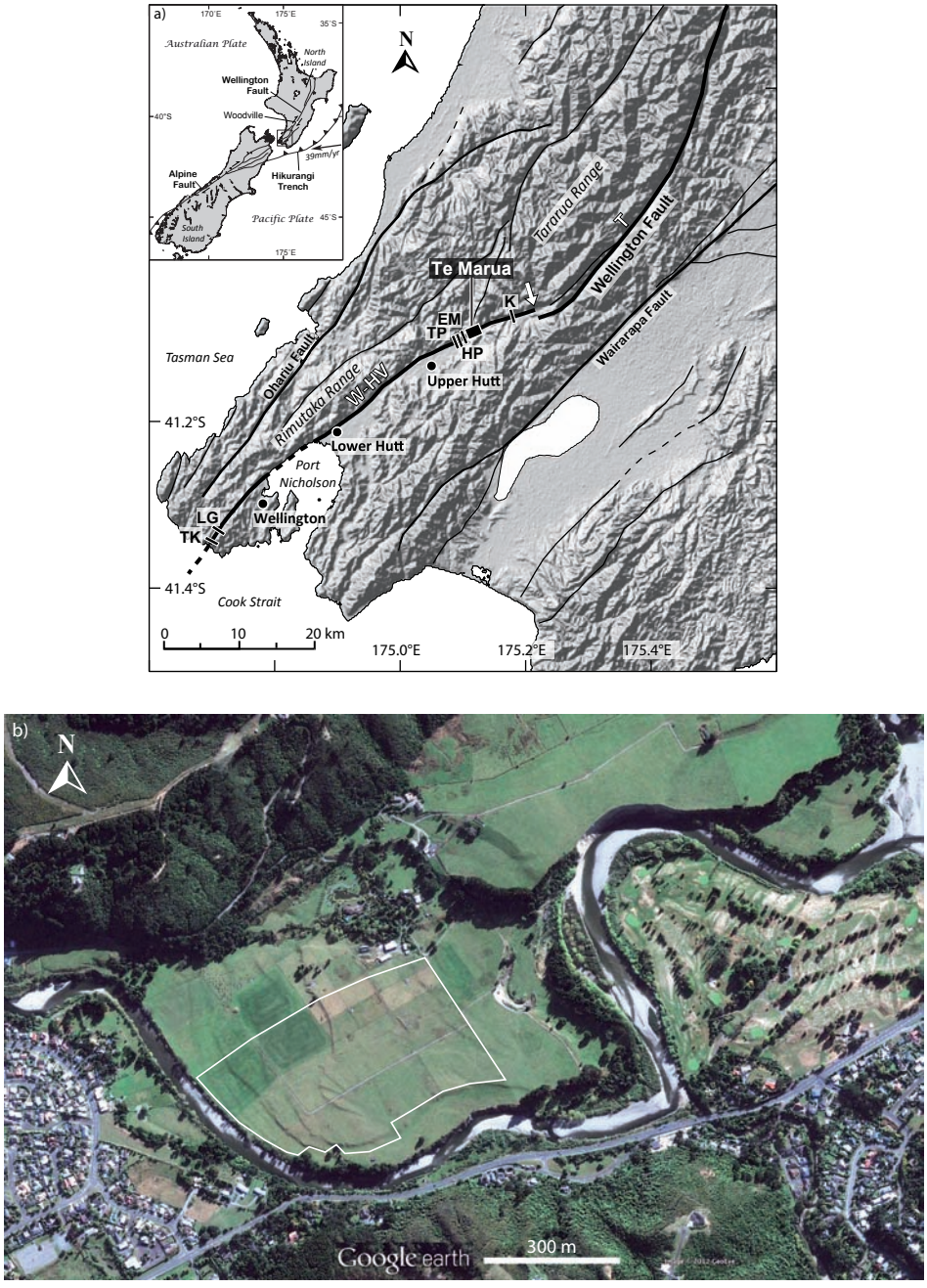


FIGURE 4.4 – *Tectonic setting of southern North Island, and view of Te Marua site. (a) Only major active faults are represented with the Wellington Fault in bold. The black box indicates the Te Marua site. Small lines across the fault represent paleoseismological sites, from south to north TK : Te Kopahou, LG : Long Gully ; TP : Totara Park ; HP : Hartcourt Park ; EM : Emerald Hill ; K : Kaitoke [Lensen, 1958, Berryman, 1990, Van Dissen et al., 1992, Langridge et al., 2009, 2011, Little et al., 2010, Ninis et al., 2010]. The white arrow indicates the Kaitoke step-over between the Wellington-Hutt Valley segment in the south (W-HV) and the Tararua segment (T). Inset shows the Australian-Pacific plate setting in New Zealand and Woodville location (white dot). (b) Google Earth view of the Te Marua site, showing the Hutt River and the various terraces. The white box indicates the zone covered with our GPSderived DEM.*

longer slip history.

No major historical earthquake has been reported on the Wellington-Hutt Valley segment since the European settlement in $\sim$ 1840 AD. The numerous paleoseismological trenches and dating that have been performed on that southern section of the fault (Fig. 4.4) suggest that at least five major earthquakes broke the WHV segment in the last $\approx$ 9 ka, at 210 $\pm$ 100 yr, 790-895 yr, 1,830-2,340 yr, 2,460-4,500 yr, and 7,290-8,380 yr B.P. (yr B.P. = calendar years before AD 1950) [Van Dissen et al., 1992, Van Dissen and Berryman, 1996, Langridge et al., 2009, 2011, Little et al., 2010, Ninis et al., 2010]. This paleoearthquake record suggests a recurrence time of large events in the range 715-1175 yr [Langridge et al., 2011]. At the Kaitoke site, Langridge et al. [2009] documented five more events having occurred between 7,300 and 11,600 yr B.P..

The 4 most recent paleoearthquakes recognized in trenches on the northernmost Wellington fault segment have ages similar to those identified on the WHV segment [Langridge et al., 2007, 2011]. This may suggest that the 4 most recent earthquakes broke the entire major strand of the fault over a length of at least 160 -170km, and hence broke its three major segments together, or that a minimum of 5 to 8 large earthquakes have occurred at different yet very close times along the fault, each breaking one or two major segments only.

The Wellington fault extends at the base of the Rimutaka Range in the Hutt Valley (Fig. 4.4), where a series of alluvial terraces have been emplaced at various times over the Quaternary. Some of these terraces stand at high elevation above the present river beds and are fill terraces that were formed during stadial episodes [Berryman, 1990, Grapes, 1993, Ninis et al., 2010]. On the WHV segment, the youngest of these fill terraces has been dated at 12-13 kyr, hence at the approximate age of the Last Glacial Maximum in the North Island [Berryman, 1990, Grapes, 1993, Ninis et al., 2010, Little et al., 2010]. Since this last aggradation period, downcutting is occurring and fluvial degradation terraces are being formed (fill-cut and strath terraces). A fluvial degradation terrace is an abandoned river flood plain that once flowed and beveled either a preexistent fill terrace (fill-cut terrace) or the bedrock (strath terrace), and shaped it as a platform. The beveling of the strath occurs simultaneously with the deposition of a thin mantle of alluvium [e.g., Bull, 1979, Hancock and Anderson, 2002]. Strath formation requires alternation between 'graded' periods of extensive lateral planation (low to moderate stream power), and 'non-graded' periods of vertical incision. Vertical incision occurs when the stream power increases and/or when forcing factors such as large-scale tectonic uplift force the rivers to downcut [e.g., Bull, 1979, 1990, Merritts and Hesterberg, 1994, Hancock and Anderson, 2002]. The subduction setting of New Zealand induces such a broad-scale tectonic uplift. In a 'non-graded' period, a previously formed flood plain is incised and abandoned, resulting in the creation of a fill-cut or strath terrace bounded by an incising riser.

At the Te Marua site, the Wellington fault cuts across a flight of about 10 Holocene

degradation terraces and displaces them laterally (Fig. 4.4 b), Lensen [1958], Berryman [1990], Little et al. [2010]. The terraces formed in a meander loop of the Hutt River (Fig. 4.4 b). The alluvial landforms of Te Marua have been extensively studied because the site offers a unique opportunity to measure multiple fault offsets on the Wellington fault and to tentatively derive the displacements created at the surface by the most recent large earthquakes on the fault [Lensen, 1958, Berryman, 1990, Van Dissen et al., 1992, Van Dissen and Berryman, 1996, Gross et al., 2004, Little et al., 2010, Langridge et al., 2011]. From field measurements, Berryman [1990] estimated the most recent coseismic slip to be in the range 3.7 -4.7 m. More recently, Little et al. [2010] analyzed GPS-derived microtopographical maps of the Te Marua site and estimated the last event displacement to be of 5.3 $\pm$ 0.8 m. They measured a total of 10 lateral offsets across the various terraces and deduced that four large earthquakes, each with a mean slip of 5.0 $\pm$ 0.24 m, contributed to the measured offsets. Age constraints on these earthquakes are provided by Langridge et al. [2011] (see above). The magnitude of the largest events so far identified on the WHV segment of the Wellington fault is estimated in the range Mw 7.3 - 7.6 [Rhoades et al., 2011, Little et al., 2010].

4.3.4 Data acquisition and processing

a) Surface data

We used two separate real-time kinematic GPS systems (RTK) to precisely locate the Ground Penetrating Radar profiles and map the landforms at Te Marua over an area of 600 x 300 m^2 around the fault trace, more than twice larger than the available GPS-derived topographic maps [Little et al., 2010]. Each of the two RTK GPS systems was composed of a static base and of a mobile rover. During the RTK acquisitions, the base GPS receivers were continuously transferring (by radio modem) the differential real-time corrections to the rover receivers, so that we could get in real time the relative position of the rovers with an accuracy greater than 3 cm horizontally, and $\sim$ 20 cm vertically (as the rovers were mounted into a backpack). The two datasets from the two separate GPS systems were referenced together by precisely locating the position of the second base using the rover of the first RTK GPS system. Over the five days of acquisition, we surveyed a total of 74 680 points with a sampling frequency of 1 Hz, providing a sampling of the topography of 0.41 $pt.m^{-2}$. The data were spatially filtered to remove the duplicate points, and interpolated using a krigging method onto a 2 x 2 m^2 grid to obtain a Digital Elevation Model (DEM) of the ground surface at Te Marua (Fig. 4.5 and Fig. 4.8 a and b, top). Note that a human-made pile of stones in the eastern part of the DEM was removed from the data. The obtained DEM beautifully images at highresolution the landforms that shape the Te Marua site, mainly, as described in previous studies, a flight of alluvial terraces that increase in elevation from west to east, in a step fashion across steep risers that appear in

Fig. 4.5 as narrow and continuous shadows (illuminated from the NE). The names of the risers and terraces are reported on Fig. 4.8 c and discussed in the following.

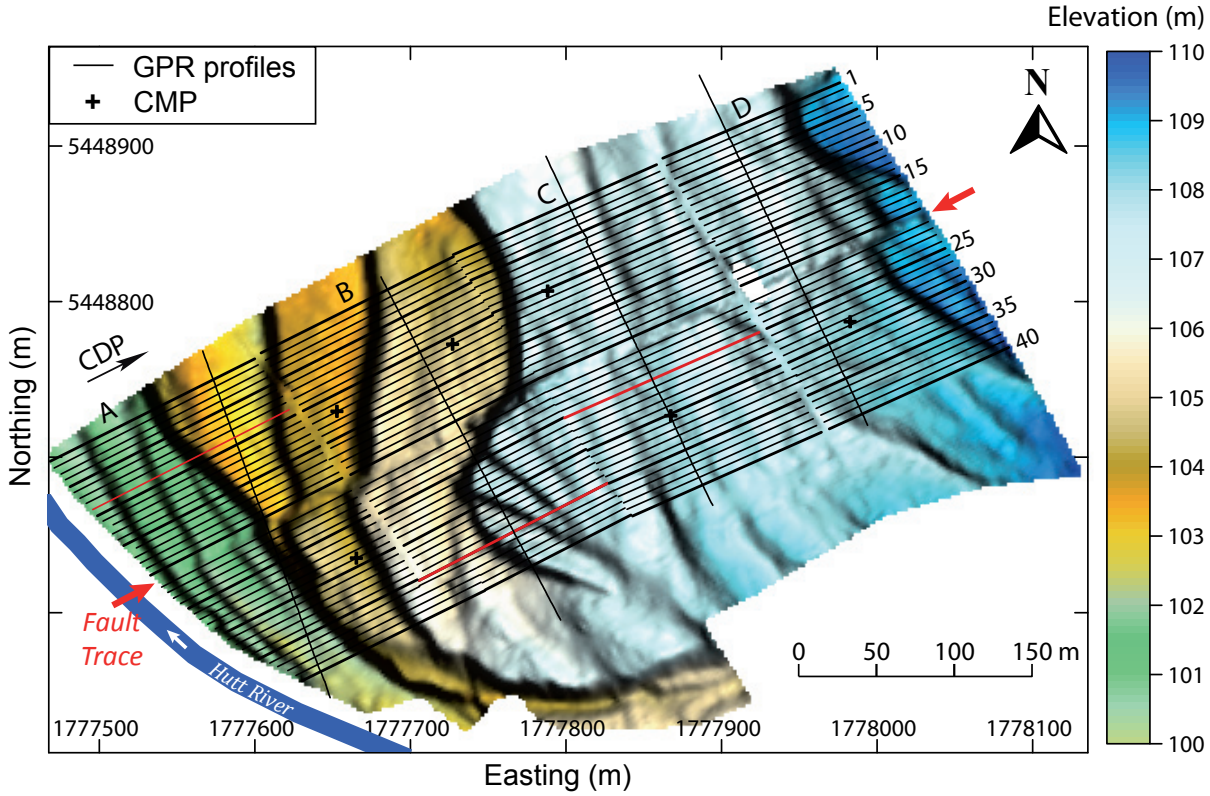


Figure 4.5 – *Location of GPR profiles and CMPs on the GPS-derived DEM. Red arrows indicate the fault trace. Red lines are sections shown in Figure 4. The GPR fault-parallel profiles are numbered 1 to 40 from north to south, and each is divided into 4 subsections A, B, C, D (limited by fences). The Common Depth Point (CDP) increasing eastward is indicated. All GPR profiles are presented in Supplement D-1. Coordinates are in NZTM 2000 reference frame.*

b) GPR data acquisition and overall processing

Among the available geophysical methods, GPR is the only one that combines high speed acquisition –necessary when large areas are investigated, and high resolution down to a significant depth (generally a few 1-10 meters) in resistive materials. It uses reflection and/or scattering of electromagnetic waves where the soil exhibits contrasts in electromagnetic properties (dielectric permittivity, electrical resistivity and magnetic permeability). In sedimentary deposits, minor changes in porosity, water content, grain type or grain shape, orientation and packing, provide significant reflections in GPR records whose continuity can be imaged [e.g., Neal, 2004]. For these reasons, GPR is nowadays increasingly used for various geological issues, including fault studies, both in 2D and, more recently, in 3D [e.g., McClymont et al., 2008a]. However, a full 3D imaging requires a GPR acquisition with at least a quarter-wavelength grid spacing in all directions on the surveyed area [Grasmueck et al., 2005]. This is extremely time consuming and hence restricts such 3D applications to small areas. In cases where the investigated subsurface features are expected to be fairly

linear and of homogeneous orientation (2D media), acquisition of spatially aliased datasets, which require some degree of interpolation between the parallel GPR profiles, may be an appropriate approach [e.g., Beauprêtre et al., 2012]. This pseudo-3D approach is most reasonable when the areas investigated are large, what is the case when analysis of large lateral offsets is the concern.

In the present study, we acquired forty ≈ 600-m long GPR profiles parallel to the main fault trace at the Te Marua site, evenly distributed on either side of the fault and spaced by 5 m (Fig. 4.5). Because of the presence of fences, each profile is divided into four ≈ 150 m long sub-profiles. Overall, the investigated area equals about 120 thousands square meters. The profiles were acquired with a RAMAC multichannel GPR system (MALA Geosciences) connected to two antennas, a 250 MHz shielded antenna (transmitter-receiver distance of 0.36 m), and a 100 MHz unshielded antenna specifically designed for rough terrains (transmitter receiver distance of 2 m). On each profile, the system was triggered every 20 cm (depending on ground topography conditions) thanks to a hip chain or to a precise calibrated encoding wheel. The 250 MHz data were acquired with a sampling of 2481 MHz on a 271 ns time window and stacked 32 times, while the 100 MHz data were acquired with a sampling of 1152 MHz on a 419 ns time window and also stacked 32 times. The use of two antennas allows obtaining complementary GPR images, having different vertical resolutions and penetration depths. In addition to the forty parallel profiles, we acquired four ≈ 250 m long profiles across the fault. Finally, six Common Mid-Point surveys were measured at different locations of the site to quantify the electromagnetic wave velocity variability and derive a mean electromagnetic velocity that may be used to process the entire dataset. The location of the GPR dataset is shown in Figure 4.5, while individual parallel GPR images are presented in Supplement D-1 in Electronic Supplements.

In a first step, we applied a common, relatively conventional processing to all GPR profiles, regardless of the frequency of the antenna, though, in some cases, we had to adjust the processing to that frequency. In a second step, we applied more specific treatments dedicated to enhance the various horizons that we had identified.

Each profile was first pre-processed to correct for time zero drifts by matching the direct airwave with the correct arrival time that depends on the antenna separation. The GPR data in each profile were then interpolated to a 20 cm sampling rate, through a rubber-banding process, to ensure a constant inter-trace spacing. To properly tie the GPS measurements and the GPR acquisitions, we measured common points every ≈ 50 m along the profiles, and the positions of their ends.

The profiles were then filtered using an adapted 'dewow' zero-phase low-cut filter to remove the continuous component of the signals that is generated by direct current effects. Internal reflections that occur at the tips of the antennas produce antenna-ringing effects that can mask the signals of interest in low-resistive materials. To attenuate these undesirable signals, we computed a mean trace for each profile, which we then subtracted

from all traces. This process also suppresses the direct waves and enhances the visualization of the late depth reflected arrivals. Data were then normalized trace by trace and filtered by a weighted running average filter that had been computed every three traces to enhance the continuity of any flatlying or low-dipping interfaces. These filtering processes will be referred to as the 'classical filtering chain' in the following.

Eventually, we applied to all GPR data some static corrections made to integrate the topographic differences along the profiles, dynamic corrections computed to simulate zero offset data, and time to depth conversions. To perform these three last processes, an electromagnetic velocity field is required. This field should ideally be described in 3D to take into account potential vertical and lateral velocity variations. Unfortunately, contrary to seismic reflections surveys, GPR data are collected in a common offset configuration, which allows a fast acquisition and therefore a large spatial coverage, but prevents access to the 3D velocity field.

To overcome this problem, we acquired six Common Mid-Point surveys in different areas of the site (Fig. 4.5), in the Transverse Electric mode (TE mode), by progressively increasing the distance (20 cm steps) of the 100 MHz and 200 MHz antennas to a central location. The normal move-out (NMO) of the main reflected events was then analyzed by a combined approach where a semblance maxima analysis that yields the stacking velocity is refined using a hyperbola fitting (not shown here). The results show a non-negligible vertical and lateral variability of the NMO velocities that range from 10.3 to more than 14 cm/ns. These variations may reflect changes in the sediment grain size and arrangement, and/or in the water content. They may also result from the presence of non-planar reflectors. As we have no means to discriminate these factors in such a large area, our only option is to use an average velocity that smooths out the local variations and hence well represents the entire dataset [e.g., McClymont et al., 2008b, Beauprêtre et al., 2012]. From the various NMO velocity values that were obtained from reflected events generated at flat interfaces, we inferred that a mean velocity of 12 cm/ns is a fair average. We thus use this mean velocity in all data processing steps where knowledge of the velocity field is required.

c) Searching and extracting continuous interfaces in the GPR data

Searching whether continuous interfaces may exist in the GPR data is a delicate operation. Yet it can be done using a semi-automatic picking approach. First, we enhanced the data using different amplitude equalization techniques (exponential gain, dynamic automatic gain control) to compensate for signal amplitude attenuation due to propagation. We carefully scrutinized the enhanced data, to search for any clear reflector that might appear continuous at least from one zone of the site to another, and from one profile to the next. Doing so, we could recognize three distinct, significant reflectors or interfaces fairly common to all GPR profiles. First, each of the 100 MHz and 250 MHz dataset revealed one

strong reflector that looked apparently common to all GPR profiles (Fig. 4.6 and Supp. D-1). The two derived reflectors were found at different depths, attesting they are different interfaces. Second, we could note that the GPR data were showing on all profiles the fairly same penetration depth limit, independent on the antenna being used. This suggests that this penetration depth limit represents a natural interface between a shallow, quite resistive material and a deeper, high-conductive material, and not a depth of energy loss (otherwise the depth would be different between the two frequencies).

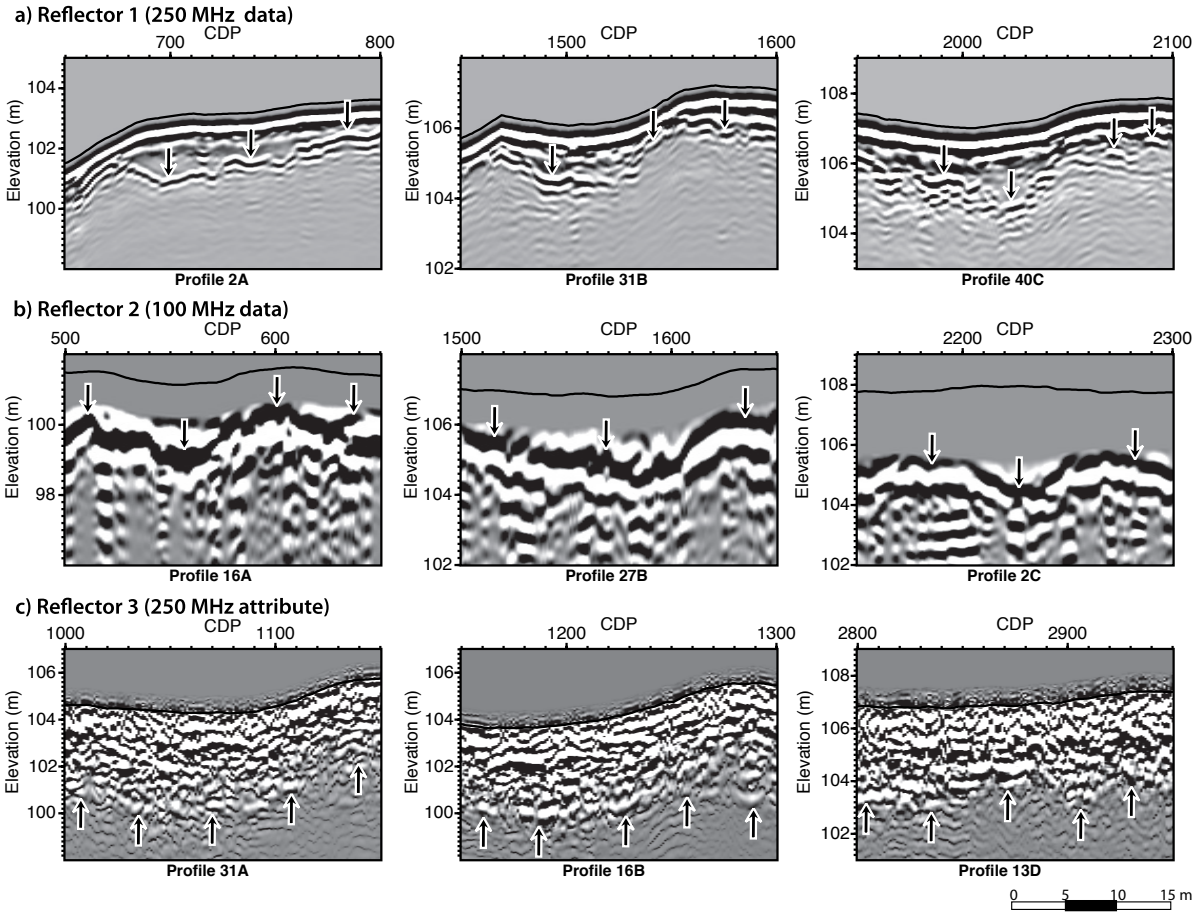


FIGURE 4.6 – *Close-up views of the three principal GPR reflectors. The X-axis is the Common Depth Points (CDP) increasing eastward, acquired every 20 cm; the Y-axis is elevation and the thin black line represents the ground surface. a) Close-up views of 250 MHz GPR data. Arrows indicate Reflector 1. b) Close-up views of 100 MHz GPR data with arrows indicating Reflector 2. The blind zone below the ground surface is due to the suppression of direct waves and to dynamic corrections computed for the 2 m antenna separation. c) Close-up views of the second derivative envelope computed from the 250 MHz data. Arrows indicate Reflector 3. See text for more details.*

We thus tried to extract from the GPR data these three distinct interfaces. To do so, we used the tracking tool of the OpendTect software, an open source interpretation system initially developed for seismic interpretation (http ://www.opendtect.org/). The tracking of the three reflectors was independently performed profile by profile in the depth domain. The tracking consists in a trace-by-trace automatic picking of the reflector, starting on a

few traces where the reflector has been first picked manually. The tracking tool searches for the reflector on adjacent traces using an amplitude criterion within a given thickness window.

Reflector 1 (denoted Refl1 in the following) corresponds to the first and strongest continuous reflection observed in the 250 MHz GPR profiles (Fig. 4.6 a). It coincides with a large negative amplitude. We first performed a manual picking of that reflector on two traces where the reflector was showing a high signal to noise ratio. Based on this initial manual picking, we then launched an automatic picking on the traces in between by using a simple cut-off amplitude criterion : the tracker searches for the minimum negative amplitude within a window [-25 cm ; 25 cm]. The tracking tool progresses from one trace to the next until the second manually picked trace is reached. When the reflector has a large signal to noise ratio, this tracking process is sufficient to automatically pick the reflector over the entire length of the profile. However, if the reflector is locally discontinuous, this process is not efficient anymore. In this case, a similarity criterion based on cross-correlation is added to the previous process. The tracker picks the point presenting the highest similarity, whose value should be higher than 0.8. If the cross-correlation is lower than 0.8, because of a poor signal to noise ratio and/or interferences with other reflectors, the automatic picking process stops and a new manual picking is done from this trace. Combining these two criteria permits to quasiautomatically pick the first reflection in the 250 MHz profiles, with a minimum of subjectivity (Fig. 4.7 a). Reflector 2 is the strongest reflector revealed in the 100 MHz data (Fig. 4.6 b, denoted Refl2 in the following). To extract it, we first applied to all 100 MHz GPR profiles the "classical filtering chain" described before, yet combined with a predictive deconvolution process dedicated to suppress ringing effects. We also applied dynamic corrections dedicated to simulate zero-offset data and remove the moveout effects due to the 2 m distance between emitting and receiving antennas. In a second step, similar tracking criteria than those used for the 250 MHz reflector were applied to track the 100 MHz reflector on all the profiles. However, the thickness of the searched window has been extended to take into account the larger wavelength of the 100 MHz data. The tracking process actually revealed that the cutoff amplitude criterion was sufficient to fairly pick the reflector over the entire length of the profiles (Fig. 4.7 b) without the help of any additional manual intermediate picking.

Finally, to extract the third interface (Reflector 3 or Refl3), we analyzed the penetration depth limit on both the 100 MHz and the 250 MHz data (Fig. 4.6 c and 4.7 c, d and e). For this, a stolt migration process [Stolt, 1978] was applied to the data to increase their signal to noise ratio. The Refl3 interface shows no reflected energy and coincides with a sudden and abrupt change in the signal characteristics. Therefore, to pick this interface, we computed the second derivative of the envelope of the signals as this attribute highlights reflected events [Taner, 2001] and hence enhances the depth penetration limit below which no more reflected events are present. We performed this process on the 250 MHz data to

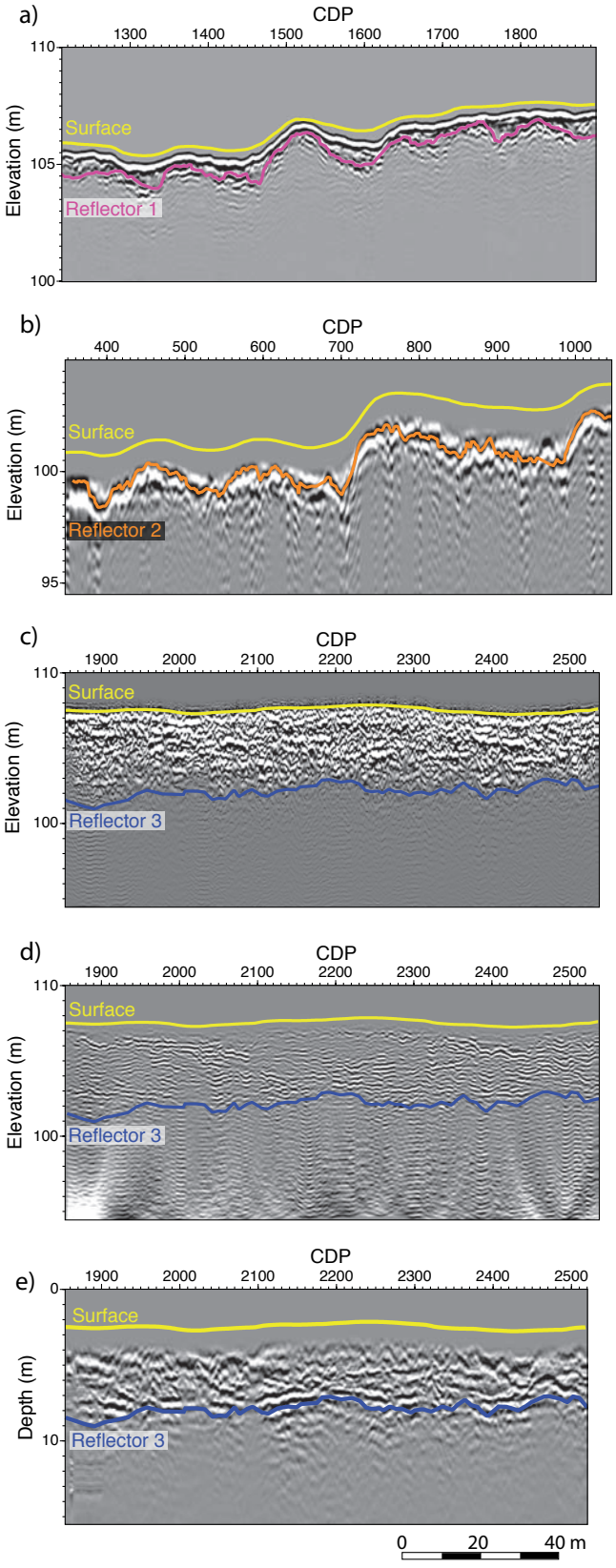


FIGURE 4.7 – *Picking of the reflectors on the GPR profiles. a) Reflector 1 is represented in pink on a 250 MHz profile section. b) Reflector 2 is represented in orange on a 100 MHz profile section. c) Reflector 3 is represented in blue on the second derivative envelope computed from a 250 MHz profile. d) Reflector 3 is represented in blue on a 250 MHz profile section displayed with a power gain amplitude correction. e) Reflector 3 is represented in blue on a 100 MHz profile section displayed with a power gain amplitude correction. In all plots, the yellow line represents the ground surface.*

take advantage of their highest resolution. The lowest limit of the envelope derivative was manually picked (Fig. 4.7 c). This picking was then superimposed on both the 250 MHz (Fig. 4.7 d) and the 100 MHz data (Fig. 4.7 e) (both displayed with a short time power gain of 2), to check for the consistency of the results. The consistency revealed to be fair, despite of the lower resolution of the 100 MHz data (Fig. 4.7 e).

We conducted the picking processes described above on all fault-parallel GPR profiles. The three reflectors were found on all profiles, what showed their spatial continuity both along and across the fault trace. Such continuity allowed us to interpolate each picked interface onto a 2 x 2 m^2 grid, identical to the one used to represent the ground surface topography. We thus obtained three DEMs describing the topography of the three interfaces buried at different depths below the ground surface. It is important to keep in mind that each buried interface is a continuous surface showing similar properties. Yet, it may not been isochronous.

d) Characteristics of the three buried surfaces

Figure 4.8 shows the DEMs of the ground surface, reflector 1, reflector 2 and reflector 3, in both color (Fig. 4.8 a) and grey (Fig. 4.8 b), illuminated from the NE. Note that the DEMs are presented in relative elevations to enhance and better compare their morphological features ; the DEMs in absolute elevations are presented in Supplement D-4 in electronic supplements. Figure 4.9, which we describe further below, presents 8 topographic sections extracted from each DEM, regularly spaced on either side of the fault (location on Fig. 4.8 c), and hence allows acomplementary observation of the morphological surfaces depicted in Figures 4.8 a and b, as a clearer vision of the principal risers and terraces' names.

The horizontal accuracy of the GPR-derived DEMs depends on : i) the uncertainty on the trace locations that mostly comes from the separate GPS and GPR acquisitions, and that reaches at most $\approx$ 20 cm ; ii) the heterogeneity in the spatial sampling performed every 20 cm along the fault and every 5 m across the fault ; iii) the lateral resolution of the GPR images that is closely related to the Fresnel zone concept [Annan, 2009]. The later refers to how close two reflecting points can be in the horizontal plane and still be discriminated as two separate points. Plus, the horizontal resolution depends on the antenna frequency and on the reflection depth. Taking into account all these factors, we estimate the horizontal uncertainty on the GPR data to be $\sim$ 50 cm for the Refl 1, $\sim$1.1 m for the Refl 2, and $\sim$1.1 m for the Refl3. Uncertainties on depth values arise from both the variability in the wave velocities and the uncertainties on the static corrections (tied to GPS uncertainties). To be on the safe side, we consider a $\approx$ 20 % variability in the velocities, and a $\approx$ 20 cm uncertainty on the GPS positions. This yields vertical, depth uncertainties on the GPR data to be in the range 23-50 cm for Refl1, 28-63 cm for Refl2, and 58-140 cm for Refl3.

The Refl1 and Refl2 surfaces are found at shallow depth below the ground surface,

at about 1 m (0.6-2.3 m) and 2 m depth (1-3 m), respectively. The Refl3 paleosurface extends deeper, at about 5 m depth on average, but a significant variability is observed (2.7-6.9 m). The average depths and depth ranges that we find for the three surfaces are much beyond the vertical uncertainties, and therefore, the three GPR paleosurfaces are well defined and located. Figure 4.8 shows that the morphological patterns that shape the 4 DEMs are remarkably similar. The deepest Refl3 paleosurface appears more noisy however, due to a more difficult picking process.

Each buried surface attests of a change in the physical properties of the soil material, likely variations in sediment nature and granulometry in such an alluvial context. As described in §4.3.3, trenches and logs have been undertaken at the Te Marua site, down to 1.5-2 m depth [Langridge et al., 2011, Little et al., 2010]. From their multiple trenches, Langridge et al. [2011] report that the T0 and T1 terraces (referred to as T1 and T2 in their paper, see Table 4.2) are both made of a $\approx$ 1.5 m thick sandy material sitting on a bouldery unit, itself likely overlaying the greywacke bedrock at shallow (yet undefined) depth. The T3 terrace (referred to T4 in their paper) looks a bit different, being made in its shallowest part ($\approx$ 1.5 m) of a coarser alluvium with very little fine material on top. Little et al. [2010] report that most of the terraces are mantled by an up to 0.8 to 1 m thick layer of coarse to fine sand capped by a weakly developed, silty soil that is up to 40 cm thick. The sandy cover beds are interpreted to be alluvial deposits emplaced onto older terraces when the Hutt River temporarily overtopped its banks during floods. The greywacke bedrock is taken to be at relatively shallow depth beneath the whole Te Marua terrace sequence, though its depth is not precisely known (Gross et al. [2004], R. Langridge, pers. comm., 2012). In the nearby present riverbed, it crops out at 3 m below the youngest alluvial sediments.

The Refl1 surface extends at a depth that fairly coincides with the base of the $\approx$ 1 m thick coarse to fine sand alluvium layer, and hence with the transition between shallow sandy material and deeper coarser bouldery material. The Refl2 reflector might thus correspond to the base of such a coarse cobble to boulder alluvium layer. According to these hypotheses, the thickness of the topping sandy layer –that we dub layer 1 between the ground surface and the Refl1 interface, would range between a few tens of cm and $\approx$ 3 m (see Suppl. D-5 where thicknesses have been mapped), while the thickness of the bouldery unit (layer 2, between the Refl1 and Refl2 surfaces ; Suppl. D-5) would range between a few tens of cm and $\approx$ 2 m. Deeper, the Refl3 interface corresponds to a transition between resistive and reflective alluvium and a deeper more conductive layer. In the GPR study they performed in a small part of Te Marua, Gross et al. [2004] observed an abrupt change in the reflection pattern at a similar depth, which they interpreted as occurring at the sediment/bedrock contact. It is indeed likely that the greywacke bedrock has a large electrical conductivity that stops the GPR penetration. Furthermore, the bedrock stands at shallow depth at Te Marua, and actually crops out at many places around the

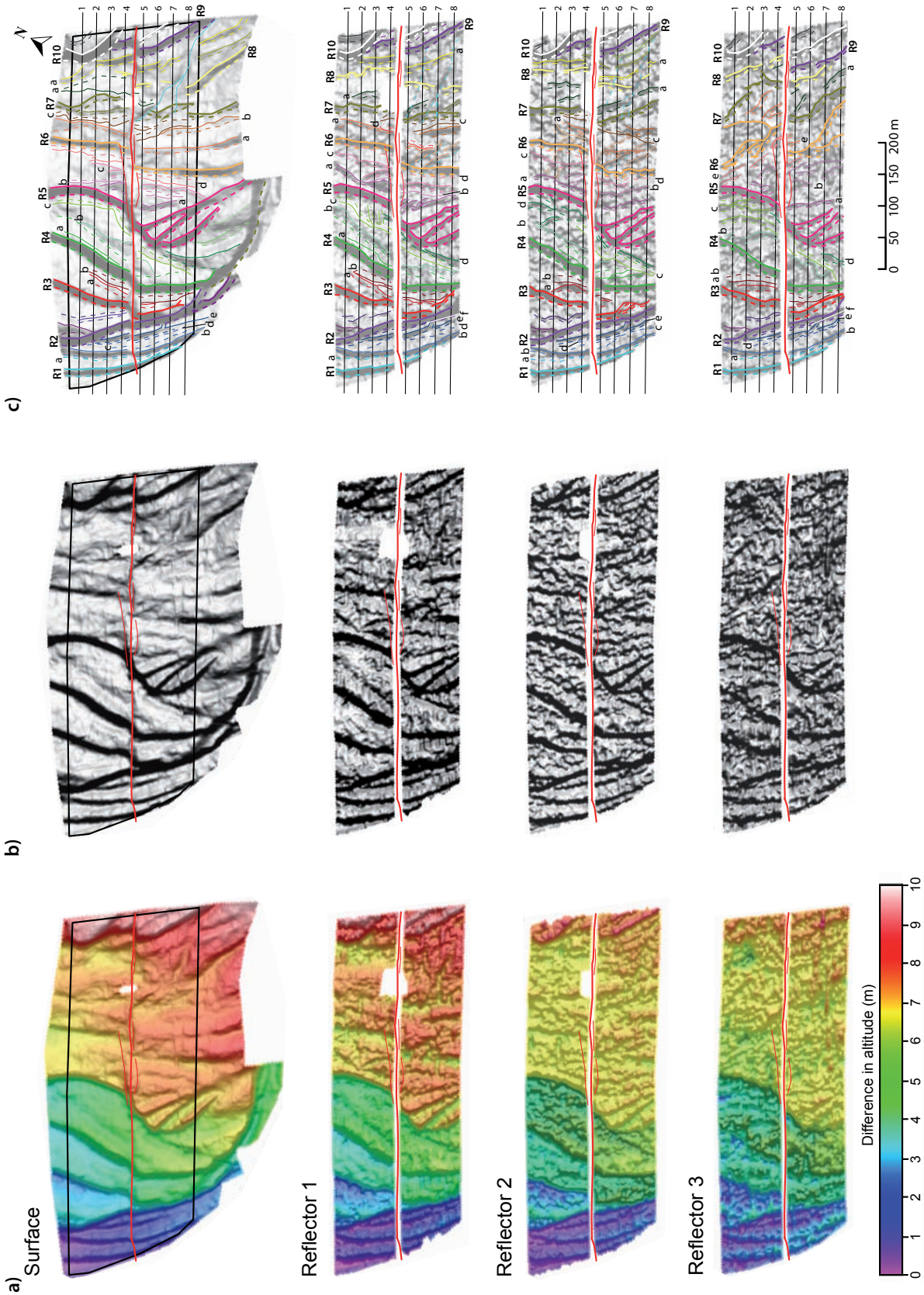
studied area (Fig. 4.4 b and 4.21 later). We thus believe, as Gross et al. [2004], that Refl3 is the sediment/bedrock interface. In this hypothesis, the Refl3 surface would be a bedrock strath surface while the layer 3 defined between the Refl2 and the Refl3 surfaces, would likely be alluvial deposits emplaced onto the bedrock. The layer 3 deposits would be somehow different from the layer 2 deposits above, and likely coarser, as commonly observed in strath terraces [e.g., Hancock and Anderson, 2002, Gold and Cowgill, 2011]. Their thickness ranges between ≈ 60 cm and up to 5 m (Suppl. D-5).

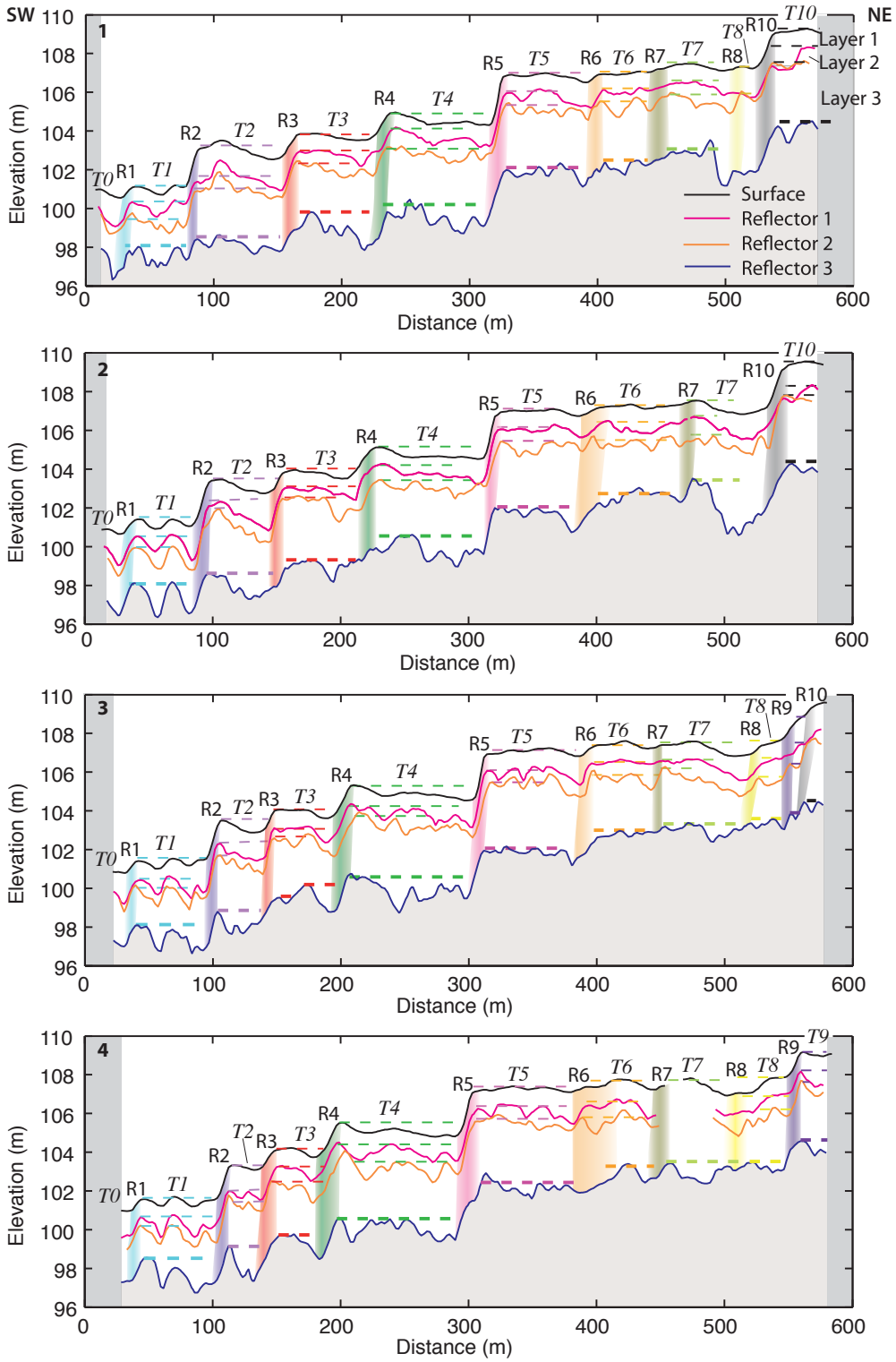
The alluvial terraces that shape the Te Marua site have formed at different times. Therefore, it is important to realize that the three buried Refl1, Refl2 and Refl3 surfaces are not isochrones ; they solely are interfaces that have common material properties.

4.3.5 Morphotectonic analysis of the surface and GPR data

As described before, Figures 4.8 a and b show the DEMs of the surface, reflector 1, reflector 2 and reflector 3 together, in both color and grey, illuminated from the NE, and hence allows their comparison, with an enhanced highlighting of the west-facing features. Supplement D-6 shows the slope gradients throughout the 4 DEMs, and hence depicts the most pronounced topographic features independent of their orientation. Figure 4.9 presents 8 topographic sections extracted from each DEM, regularly spaced on either side of the fault (location on Fig. 4.8 c), and hence allows the more detailed observation of the features depicted in Figure 4.8. Finally, Figure 4.8 c provides our interpretative mapping of the principal morphological features visible on all previous Figures (see also Suppl. D-4). From the above set of Figures, a number of observations can be made. The DEM of the ground surface is ≈ 300 m wide, about twice wider than our GPR DEMs and also much larger than the surface DEMs available on the zone [Little et al., 2010, Gross et al., 2004]. It thus provides a larger and more complete image of the ground surface at Te Marua, which allows depicting the surface features with a fairer precision and continuity. The fault trace is remarkably linear, associated with no or very little scarps, with the exception of a small push-up zone in the center of the area. This lack of relief attests that the fault has an almost purely strike-slip motion at Te Marua (at least over the Holocene period analyzed here), as inferred in previous studies [e.g., Berryman, 1990, Gross et al., 2004,

Figure *4.8 (facing page) – GPS-and GPR-derived DEMs, and mapping of morphological markers. From top to bottom, we present the DEMs of the ground surface, of the Reflector 1, of the Reflector 2, and of the Reflector 3. In all plots, the DEMs are illuminated from the NE ; the red line represents the surface fault trace. a) Shaded DEMs with colors depicting relative elevation (absolute elevations presented in Supplement D-4). b) Shaded DEMs in grey. c) Morphological map of the markers identified in each DEM. Note that east-facing markers do not appear clearly on the DEMs (a) and (b). Solid and dotted lines map the tops and bases of markers, respectively. Principal risers are numbered 1-10 from west to east. Smaller markers between two risers Ri and Rj are labeled Ri-ja, Ri-jb, etc from west to east. Black lines 1-8 are cross-sections shown in Figure 4.9.*


a)
Surface
Reflector 1
Reflector 2
Reflector 3
Difference in altitude (m)
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
b)
c)
N
0 50 100 150 200 m


SW
NE
1
2
3
4
Elevation (m)
Distance (m)
Layer 1
Layer 2
Layer 3
Surface
Reflector 1
Reflector 2
Reflector 3
T0
T1
T2
T3
T4
T5
T6
T7
T8
T9
T10
R1
R2
R3
R4
R5
R6
R7
R8
R9
R10

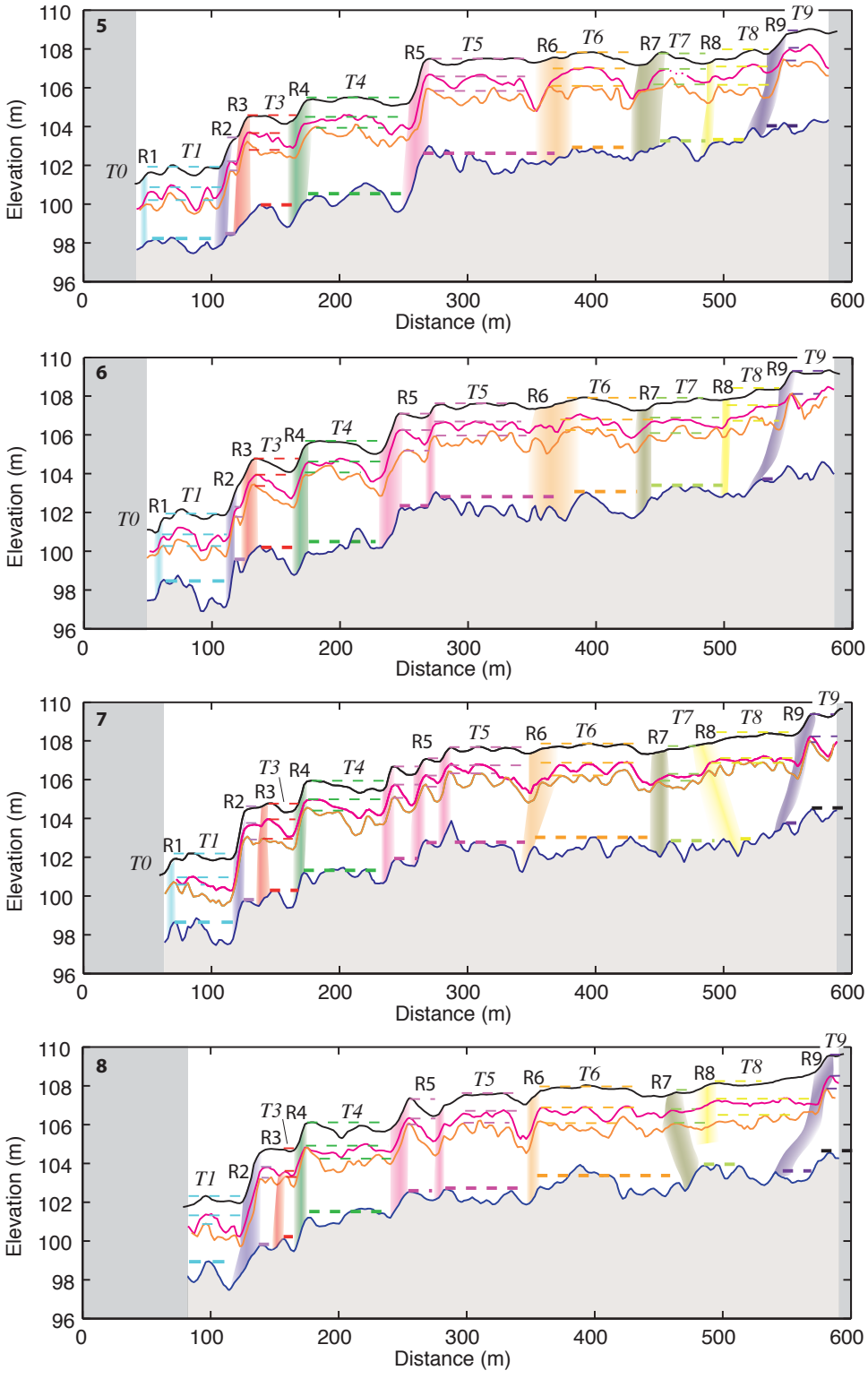


FIGURE 4.9 – *Topographic sections across the 4 DEMs, evenly distributed on either side of the fault (location in Fig. 4.8 c). Profiles extracted from surface (black), Reflector 1 (pink), Reflector 2 (orange), and Reflector 3 (blue) are superimposed, with vertical axis indicating elevation. The principal strath terraces (Ti) are indicated with dotted lines (represented as horizontal for clarity), thicker on the reflector 3 DEM, while the riser scarps (Ri) are represented with steep colored bands. See text for more details.*

Little et al., 2010].

As recognized in previous works, the Te Marua morphology is shaped by a flight of alluvial terraces, separated by degradational risers. Those risers form steep, sharp, 1-3 m-high, westfacing topographic steps in the surface morphology. Each riser incises and bounds an alluvial terrace that extends to the east, and whose surface is roughly flat and horizontal. Though most of the risers and terraces are offset and dextrally displaced by the fault, their overall continuity is preserved across the fault, making their recognition quite straightforward. From west to east that is away from the present riverbed, the terrace surfaces increase in elevation across each riser, all in all accounting for a total change of about 10 meters (Fig. 4.8 a). Most of the terraces and risers have been recognized and described in previous studies, generally assigned as ranging from T1/R1 to the west (lowest and youngest) to T8 in the east (see Fig. 3 of Little et al. [2010]). Based on our study of the four DEMs, we had to rename some of these markers, as shown in Figures 4.8 c and 4.9. While we kept the same numbering of the principal risers as that provided in the recent literature, we re-numbered the terraces to always have riser i incising terrace i. Table 4.2 reports the correspondence in names between our work and previous studies. Riser R5 is the highest ($\approx$ 3 m) and most prominent at surface. It separates the Te Marua site in two parts. West of R5, all risers from R1 to R5 are remarkably steep, sharp, continuous and quite high (generally $\geq$ 1 m), while the terrace surfaces are quite flat and most slightly dipping toward the east (see Fig. 4.9). These western terrace surfaces are dissected by a few abandoned channels, most exhibit well-defined and hence well-preserved linear shapes (Suppl. D-6). The second highest riser is R2 (2-3 m). It separates the western zone into two parts. East of R2, the R3, R4 and R5 risers strike similarly on average, roughly NNE-SSW, while the terraces they bound all slightly dip towards the east. West of R2, the R1 and R2 risers, and all abandoned channels in between, strike roughly parallel in an average NNW-SSE direction. The T1 terrace between R1 and R2 does not show any dip towards the east.

East of R5, a large area extends from R5 to the base of R9-R10, which lacks any pronounced relief. A few topographic steps exist however, namely R6, R7 and R8, but they are quite smooth, discontinuous, and of variable height everywhere lower than 1 m. The surfaces they separate are quite flat and horizontal, yet markedly dissected by a number of small abandoned gullies and other degradational features of variable shapes, including a water stream in the southeastern quadrant of the area. The smooth risers strike roughly parallel, in an average NNW direction. The couple of risers R9 and R10 form a pronounced topographic step that bounds the eastern zone. The sharpness, steepness and height of these two risers are actually similar to those of R5. Only their direction is different, here NW-SE on average.

A first remarkable observation that can be made on the GPR data is the amazing resemblance between the Reflector 1 and Reflector 2 DEMs and that of the ground surface.

Despite their different resolution, the superimposition of the three DEMs would almost provide a unique picture, showing the same principal morphological markers, at almost the same places, and with the fairly same characteristics (strike, height, etc). The recognition of the major markers that shape the Reflector 1 and 2 DEMs is thus straightforward. In details, subtle changes are observed however from surface to sub-surface (here Refl1 and Refl2). First, most of the risers exhibit a clearer morphological expression in the sub-surface, essentially because the scarp they form is higher in the Reflector 1 and 2 buried surfaces than it is at the ground surface. This is the case for all principal risers R1 to R8, as for most of the smaller markers in between (Fig. 4.9). It is important to note that a ± 20% uncertainty on the GPR velocities cannot account for such a height difference. Second, most of the riser scarps are steeper in the sub-surface than they are at the ground surface (see enhancement of colors in Supplement D-6), and hence, consequently, form narrower traces in map view.

The paleosurface Refl3 reveals additional features. A first major observation is that the vast majority of the alluvial markers that imprint the three surfaces above, also imprint the Refl3 paleosurface. The principal risers and terraces are especially clear (see Fig. 4.9), with the terraces stepping up progressively from T1 in the west to T10 in the east. This clear arrangement shows that, though the vertical uncertainties are larger on the Refl3 GPR data,they are obviously much smaller than expected. The step arrangement also confirms that Refl3 is a natural interface. A second observation is that, though the alluvial features that shape the Refl3 paleosurface are clearly the same than those which imprint all the surfaces above, they show some differences. These differences predominantly occur across the central R5 most prominent riser. West of R5, the overall pattern of the alluvial features is quite similar throughout the 4 surfaces. The risers strike similarly overall ; though the riser scarps are generally smoother in Refl3 than they are in the above surfaces, their total height is quite similar from one surface to the next ; the overall morphology of the four surfaces, especially their 'undulations' in successive bumps and troughs, is roughly similar, so that the four paleosurfaces look roughly homothetic (Fig. 4.9).

By contrast, east of R5, the alluvial features in Refl3 (except R9-R10) have a pattern that is in some points different from the one they show in the three above surfaces. First, in map view, the Refl3 risers strike NW-SE overall, while they are striking almost N-S in the three surfaces above (Fig. 4.8 a and b and Supp. D-4). Second, though the riser scarps are generally smoother in Refl3 than they are in the above surfaces, their height is greater. Third, though risers R6, R7 and R8 form fairly clear features in the Refl3 surface (see Fig. 4.9 especially sections 1-2), their mapping reveals complex traces, some with multiple branches, while these traces are locally slightly deviated from the positions they have in the three above surfaces. Finally, the overall morphology of the Refl3 paleosurface is markedly different from that of the above surfaces : while the Refl3 paleosurface is shaped in successive large bumps and troughs, the three surfaces above are rather flat and

horizontal, as if the layer 3 deposits would have filled and smoothed out the irregularities of the underlying Refl3 surface.

At the eastern edge of the Te Marua site, the risers R9 and R10 seem to imprint the reflector 3 surface in a similar way as they do in the above surfaces. Yet their identification is less clear, as shown in Suppl. D-6. As a matter of fact, while Figure 5 suggests that the R9 and R10 risers might be, in the southern compartment, at the fairly same location as they are in the three surfaces above, Supplement D-5 instead suggests that they might not be. In the northern compartment, the riser R10 is clear while the terrace T10 holds a noticeably thick layer 3 (4-5 m). A similar pattern, especially a similar layer 3 thickness, is observed in the southern compartment, but at a location that suggests that the bounding R10 riser extends slightly further west compared to its position in the three above surfaces. Based on these observations, we have mapped the R9 and R10 traces as presented in Figure 4.8 c.

The morphological analysis of the 3 buried paleosurfaces and their comparison with the ground surface thus points out a few key observations : 1) The alluvial landforms that have shaped the ground surface have also imprinted the sub-surface down to at least 5-6 m depth ; 2) Overall, the imprints are similar from sub-surface to surface, making each alluvial marker captured and hence offered to observation four times ; 3) Risers R2, R5 and R9-R10 are the most pronounced and hence have likely formed in noticeable alluvial periods ; 4) A change in the alluvial conditions might have occurred in the eastern part of the site (i.e., east of R5) and be responsible for the marked morphological differences observed between the Refl3 surface and the three above surfaces ; 5) The morphology of the riser scarps and of the alluvial terraces is smoother at the ground surface, with the scarps being smaller and having more gentle slopes and broader map view traces, and the terraces being flatter and less incised.

4.3.6 Measure of the lateral offsets and interpretation

In all four surfaces, most of the alluvial markers have a clear morphological expression on either side of the fault trace, so that their identification and correlation across the fault is generally unambiguous. Only in the eastern part of the Refl3 paleosurface are the markertraces and their correlations more uncertain. Figure 5 clearly shows that, in the four DEMs, the vast majority if not all the markers are dextrally offset by the fault, in agreement with its known motion. No significant vertical slip is recorded at the site.

In each DEM, we measured the lateral offsets of the identified markers by restoring, through an along-fault back-slip process, the most likely original position and shape of each feature. Figure 4.10 shows a few case examples. The well-defined linear shape of most offset markers, along with their trend generally almost perpendicular to the fault strike, allowed their fair reconstruction across the fault. We estimated the uncertainties on the measurements by considering the full range of plausible correlations for each marker. That

range generally revealed to be fairly limited, resulting in rather small uncertainties on the offset measurements.

We performed the measurements in all four DEMs, so that any marker observed in n surfaces has its lateral offset measured n times. Furthermore most alluvial markers are characterized by various, generally well-defined morphological features, such as a base, a top, a crest etc, and we measured the lateral offset of all such features. It results that most markers have their lateral offset measured in several and generally all four DEMs, while their offset in each DEM results from averaging several measurements and hence is well constrained. Therefore we end up with an extremely dense collection of offset data (146), which are all reported in Table 4.1. The data collection includes 43 offset measurements in the surface DEM, altogether documenting the lateral offsets of 27 distinct markers ; 39 offset measurements in the reflector 1 DEM, documenting the lateral offsets of 26 distinct markers, 96 % of them are also found in the surface record ; 36 offset measurements in the reflector 2 DEM, documenting the lateral offsets of 26 distinct markers, 100 % of them are also found in the surface record, while 98 % are found in both the surface and the reflector 1 record ; 28 offset measurements in the reflector 3 DEM, documenting the lateral offsets of 22 distinct markers, 91 % of them are also found in the surface record while 91 % of them are found in the surface, the reflector 1 and the reflector 2 records.

As we discussed it in an earlier paper [Beauprêtre et al., 2012], dealing with such a dense and imperfect (i.e., with variable uncertainties) data collection requires a rigorous, probabilistic approach for computing together the multiple fault offset data and their corresponding uncertainties. An appropriate approach is to report these quantities in terms of probability density distributions. We therefore adopt this approach (e.g., McGill and Sieh [1991] ; original camelplot code in Lowell [1995]), and present our offset data in the form of probability density functions (PDF), assumed to be Gaussian for individual offsets. The center of any individual PDF is one measured offset value whose standard deviation ($\pm$ 1 σ) is the uncertainty on the offset. Note that we weighted each measurement and hence each individual PDF, to qualify the robustness of the correlation between the paired markers (Table 4.1) [Zielke et al., 2010]. One major advantage of the statistical PDF approach is that summing the individual PDFs highlights dominant 'peaks' which indicate where are the most common and/or the most precise values within the entire data collection. Best-constrained offset values can thus be clearly extracted. A negative corollary, however, is that many of the individual measurements are smoothed out.

Figure 4.11 shows the complete offset data collection, with the lateral offsets plotted as a function of their distance from the present western riverbed (measured in southern fault compartment). The 4 sets of measurements are discriminated with colors, while the uncertainties on both the measurements and the distances are represented. A first striking observation is the major difference that is revealed between Refl3 and the other three surfaces. The paleosurface Refl3 is the only one to have recorded a slip that progressively

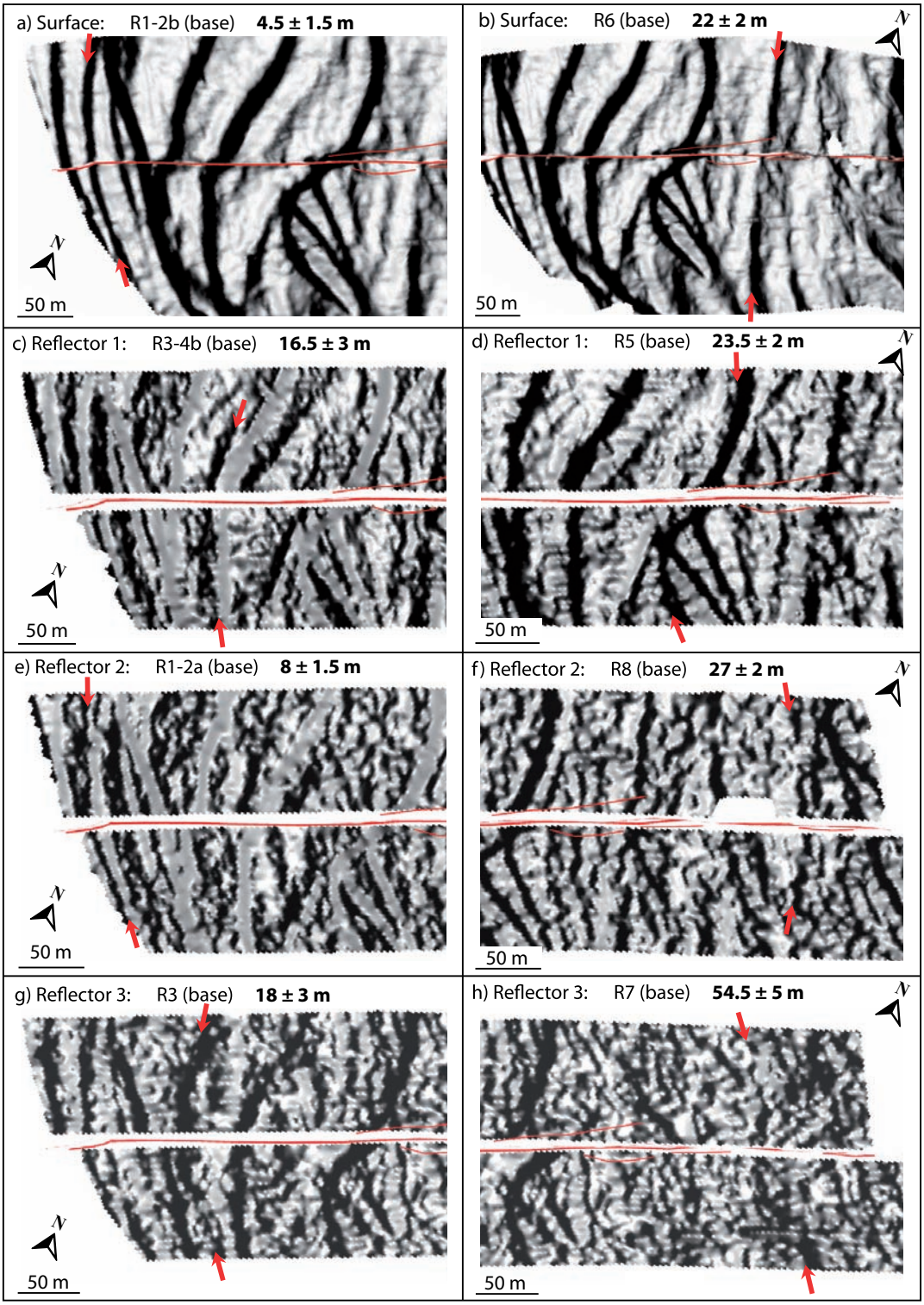


Figure 4.10 – *Examples of back-slip correlations of paired offset markers (as defined in Fig. 4.8 c), in the Surface DEM (a-b), in the Reflector 1 DEM (c-d), in the Reflector 2 DEM (e-f), and in the Reflector 3 DEM (g-h). Red arrows highlight the realigned markers whose name and offset are indicated at the top of the Figure. Though not highlighted, other paired markers appear fairly realigned in each plot. Shaded DEMs are illuminated from NE on Figures a,b,d,f,g and h, and from SW on c and e.*

TABLE 4.1 – *Offsets measurements performed in the 4 DEMs, in meters. Marker names are indicated, in bold for the principal risers. Offsets measured for both the base and the top of a given marker are discriminated, while their mean value is indicated, and is the one used in most Figures shown in the text. Errors on the measurements are estimated from the plausible range of back-slip correlation for each paired marker. The weight indicates the quality of the correlation. It is taken into account in the PDF calculations.*

Surface							
Marker	Base		Top		Mean		
names	Offset Value	Error	Offset Value	Error	Offset value	Error	Weight
R1	**-**	**-**	**1,5**	**1**	**1,5**	**1**	**1**
R1-2a	7	2	-	-	7	2	1
R1-2b	4,5	1,5	5,5	1,5	5	1,5	1
R1-2c	5,5	1,5	-	-	5,5	1,5	1
R1-2d	6	1,5	-	-	6	1,5	1
R1-2e	6,5	1,5	5,5	1,5	6	1,5	1
R1-2f	-	-	-	-	-	-	-
R2	**5,5**	**1,5**	**5,5**	**1,5**	**5,5**	**1,5**	**1**
R3	**16**	**2**	**15,5**	**2**	**15,75**	**2**	**1**
R3-4a	12	3	?	?	12	3	0,5
R3-4b	17,5	2	18	2	17,75	2	1
R4	**15**	**3**	**17,5**	**1,5**	**16,25**	**2,25**	**1**
R4-5a	15,5	3	-	-	15,5	3	1
R4-5b	18	3	?	?	18	3	1
R4-5c	12	3	13,5	3	12,75	3	0,3
R4-5d	-	-	-	-	-	-	-
R5	**18**	**3**	**18**	**2**	**18**	**2,5**	**1**
R5-6a	16,5	2	19	3	17,75	2,5	1
R5-6b	19,5	3	20,5	3	20	3	1
R5-6c	19,5	3			19,5	3	0,5
R5-6d	21	2	21	2	21	2	1
R5-6e	-	-	-	-	-	-	-
R6	**22**	**2**	**26**	**3**	**24**	**2,5**	**1**
R6-7a	22,5	3	25,5	3	24	3	1
R6-7b	-	-	-	-	-	-	-
R6-7c	23	2	23	2	23	2	1
R6-7d	-	-	-	-	-	-	-
R6-7e	-	-	-	-	-	-	-
R7	**22**	**2**	**-**	**-**	**22**	**2**	**1**
R7-8a	19	3	-	-	19	3	1
R8	**15,5**	**3**	**"**	**"**	**15,5**	**3**	**0,5**
R8-9a	19	2	24	3	21,5	2,5	1
R9	**20,5**	**2**	**21**	**2**	**20,75**	**2**	**1**

Refl 1							
Marker	Base		Top		Mean		
names	Offset Value	Error	Offset Value	Error	Offset Value	Error	Weight
R1	**-**	**-**	**1,5**	**1**	**1,5**	**1**	**1**
R1-2a	6,5	1,5			6,5	1,5	1
R1-2b	8	2	7,5	1,5	7,75	1,75	1
R1-2c	-	-	-	-	-	-	-
R1-2d	7	2	-	-	7	2	1
R1-2e	7	1,5	7	1,5	7	1,5	1
R1-2f	-	-	-	-	-	-	-
R2	**7**	**1,5**	**7**	**1,5**	**7**	**1,5**	**1**
R3	**16**	**2**	**17,5**	**1,5**	**16,75**	**1,75**	**1**
R3-4a	*5,5*	3	"	"	*5,5*	3	0,3
R3-4b	16,5	3	14,5	3	15,5	3	1
R4	**14**	**2**	**13,5**	**3**	**13,75**	**2,5**	**1**
R4-5a	-	-	-	-	-	-	-
R4-5b	17	2	"	"	17	2	0,5
R4-5c	16	2	14,5	3	15,25	2,5	0,5
R4-5d							
R5	**23,5**	**2**	**21,5**	**2**	**22,5**	**2**	**1**
R5-6a	24,5	1,5	"	"	24,5	1,5	1
R5-6b	24	2	"	"	24	2	1
R5-6c	24	3	"	"	24	3	1
R5-6d	25	3	"	"	25	3	0,5
R5-6e	-	-	-	-	-	-	-
R6	**24,5**	**2**	**24,5**	**2**	**24,5**	**2**	**1**
R6-7a	27	3	25	3	26	3	1
R6-7b	-	-	-	-	-	-	-
R6-7c	23	3	"	"	23	3	0,5
R6-7d	23,5	3	"	"	23,5	3	1
R6-7e	-	-	-	-	-	-	-
R7	**24**	**3**	"	"	**24**	**3**	**1**
R7-8a	26,5	3	"	"	26,5	3	1
R8	**23,5**	**2**	**23,5**	**2**	**23,5**	**2**	**1**
R8-9a	26,5	3	20,5	3	23,5	3	1
R9	**26,5**	**3**	**20**	**3**	**23,25**	**3**	**1**

Refl 2							
Marker	Base		Top		Mean		
names	Offset Value	Error	Offset Value	Error	Offset Value	Error	Weight
R1	**-**	**-**	**3,5**	**1,5**	**3,5**	**1,5**	**1**
R1-2a	8	1,5	-	-	8	1,5	1
R1-2b	8	1,5	8,5	1,5	8,25	1,5	1
R1-2c	10	3	-	-	10	3	0,5
R1-2d	9,5	1,5	-	-	9,5	1,5	1
R1-2e	7	1,5	6,5	1,5	6,75	1,5	1
R1-2f	-	-	-	-	-	-	-
R2	**7**	**2**	**7**	**1**	**7**	**1,5**	**1**
R3	**18**	**2**	**18**	**1**	**18**	**1,5**	**1**
R3-4a	16,5	3	"	"	16,5	3	0,5
R3-4b	15	3	"	"	15	3	0,5
R4	**17**	**4**	**17**	**4**	**17**	**4**	**1**
R4-5a	18	2	14	2	16	2	1
R4-5b	19	2	18,5	2	18,75	2	1
R4-5c	-	-	-	-	-	-	-
R4-5d	-	-	-	-	-	-	-
R5	**24**	**3**	**25**	**3**	**24,5**	**3**	**1**
R5-6a	22	3	"	"	22	3	1
R5-6b	26	3	"	"	26	3	1
R5-6c	24,5	3	"	"	24,5	3	1
R5-6d	23,5	3	"	-	23,5	3	0,5
R5-6e	-	-	-	-	-	-	-
R6	**29**	**4**	"	"	**29**	**4**	**1**
R6-7a	27,5	3	"	"	27,5	3	1
R6-7b	-	-	-	-	-	-	-
R6-7c	29,5	3	"	"	29,5	3	1
R6-7d	-	-	-	-	-	-	-
R6-7e	-	-	-	-	-	-	-
R7	**29**	**2**	"	"	**29**	**2**	**1**
R7-8a	29,5	3	"	"	29,5	3	1
R8	**27**	**2**	**27**	**2**	**27**	**2**	**1**
R8-9a	25	3	"	"	25	3	1
R9	**25**	**2**	**27,5**	**2**	**26,25**	**2**	**1**

Refl 3							
Marker	Base		Top		Mean		
names	Offset Value	Error	Offset Value	Error	Offset Value	Error	Weight
R1	**-**	**-**	**4**	**2**	**4**	**2**	**1**
R1-2a	9	3	-	-	9	3	1
R1-2b	4,5	2	7,5	2	6	2	1
R1-2c	-	-	-	-	-	-	-
R1-2d	10	3	-	-	10	3	1
R1-2e	7,5	2	7,5	2	7,5	2	1
R1-2f	8,5	2	-	-	8,5	2	1
R2	**5,5**	**3**	**6,5**	**2**	**6**	**2,5**	**1**
R3	**18**	**3**	**21**	**3**	**19,5**	**3**	**1**
R3-4a	20,5	3	"	"	20,5	3	0,5
R3-4b	20,5	2	"	"	20,5	2	1
R4	**18**	**3**	**18**	**3**	**18**	**3**	**1**
R4-5a	-	-	-	-	-	-	-
R4-5b	21,5	3	"	"	21,5	3	0,5
R4-5c	17	3	"	"	17	3	1
R4-5d	-	-	-	-	-	-	-
R5	**23**	**4**	"	"	**23**	**4**	**1**
R5-6a	36	6	"	"	36	6	0,2
R5-6b	40	6	"	"	40	6	0,2
R5-6c	-	-	-	-	-	-	-
R5-6d	-	-	-	-	-	-	-
R5-6e	51	6	"	"	51	6	0,5
R6	**46**	**5**	**"**	**"**	**46**	**5**	**1**
R6-7a	-	-	-	-	-	-	-
R6-7b	-	-	-	-	-	-	-
R6-7c	-	-	-	-	-	-	-
R6-7d	-	-	-	-	-	-	-
R6-7e	52,5	5	"	"	52,5	5	1
R7	**54,5**	**5**	**"**	**"**	**54,5**	**5**	**1**
R7-8a	-	-	-	-	-	-	-
R8	**52,5**	**5**	**"**	**"**	**52,5**	**5**	**1**
R8-9a	-	-	-	-	-	-	-
R9	**46,5**	**5**	**49**	**5**	**47,75**	**5**	**1**

increases away from the river, as expected from the strath nature and arrangement of the principal markers. In more detail, the four surfaces have a fairly similar slip record from R1 to R5 –that is over the youngest part of the slip history, then the slip record of the three shallowest surfaces become different from that of the deepest Refl3 paleosurface. Between R1 and R5, the slip record increases in all four surfaces as a function of the increasing age of the recording markers. East of R5, though the age of the markers supposedly go on increasing eastward, only the paleosurface Refl3 records an increasing slip ; the other three shallowest surfaces do not record anymore slip. We will further discuss this point later. A second important observation is that the slip data are fairly clustered around a few values only. Roughly, these values are around ≈ 3, 7, 16, 24, and 50 meters (grey bands in Fig. 4.11). We will refine them in the following. Finally, a third important observation is that the offset values measured at the ground surface are generally lower than the corresponding displacements measured in the sub-surface. While the differences are moderate for the smallest, youngest offsets, they are significant for the older ones, especially those east of R5.

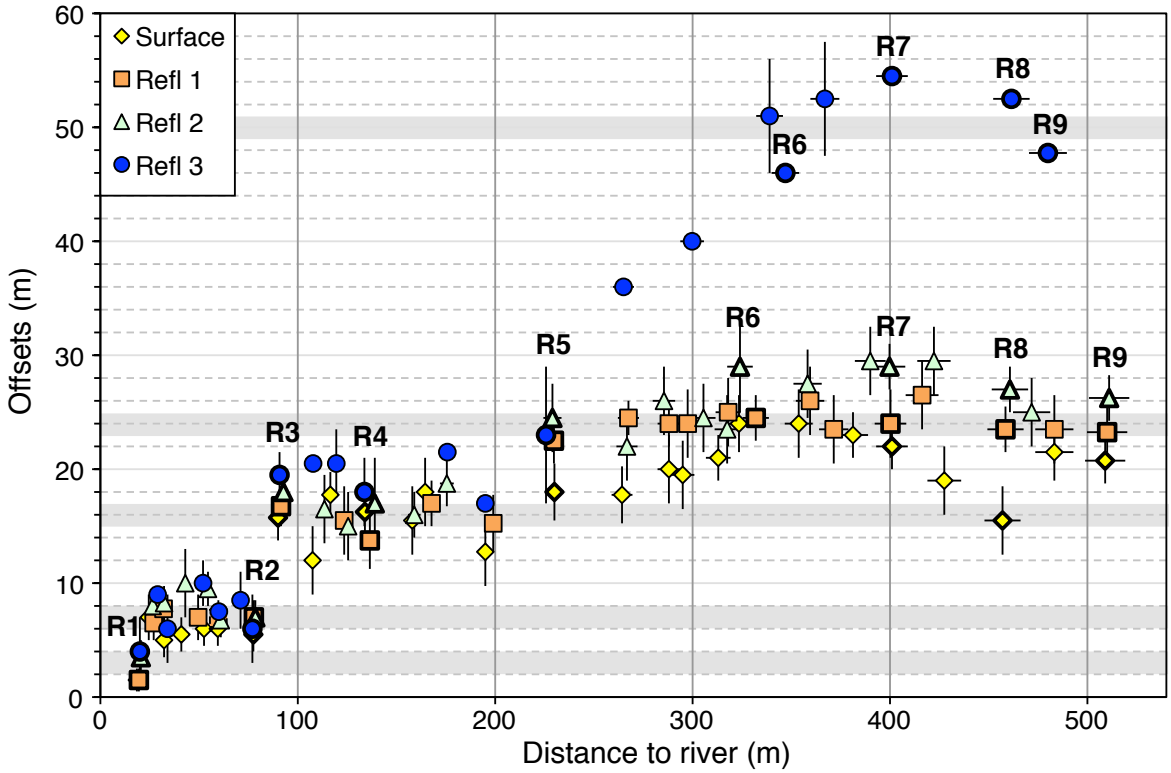


FIGURE 4.11 – *Measured offset values as a function of their distance to the present riverbed. Offsets are mean values from Table 4.1. Uncertainties are indicated on both the offsets and the distances to the river. Principal risers are highlighted in bold with their names indicated.*

Figures 4.12 a and b present the offset values measured at the ground surface, in the form of a histogram (Fig. 4.12 b), of individual PDFs (in black, Fig. 4.12 a), and of the summed PDF curve (in red, Fig. 4.12 a and b). We recall that most of these offset values are the average of several distinct measurements, most discriminating the base and the top

of the morphological features. These specific base and top measurements are presented in Supplement D-7. The slip record at surface is extremely dense (43 measurements) and quite continuous in the range 1.5 to 24 m (Fig. 4.12 b and Table 4.1). Yet, despite of this density and continuity, only 4 offset values are eventually highlighted in the summed PDF curve as being strongly supported ; this arisesfrom the large overlaps that exist between the offset data when their uncertainties are taken into account. Two well-constrained offset values are clearly identified at 1.8 and 5.7 m. Another zone of well-supported offsets extends in the range 15-24 m, but the smoothing out of the data prevents to precisely define the best-constrained values. The summed PDF curve suggests however that two values around 17 and 20 m are most supported. These two values are confirmed when examining separately the offsets recorded by the base and by the top of the surface markers (Suppl. D-7). While the 'base record' is as smooth as the average record, the 'top record' more sharply captures two best-supported offset values, at about 18.5 and 22 m (Suppl. D-7).

The uncertainties on the peak-offset values are difficult to estimate since the peaks in the summed PDF curve are not a Gaussian or any specific mathematical function that would be known. We are thus unable to precisely quantify the uncertainties on the best-constrained offset values, but we note that uncertainties of ± 1-2 m well cover the full range of the actual measurements that combined to produce each of the four best-constrained values.

Figure 4.13 shows the ground surface morphology after a backward slip of 1.8 (Fig. 4.13 a), 5.7 (Fig. 4.13 b), 17 (Fig. 4.13 c) and 20 m (Fig. 4.13 d) has been successively imposed on the fault. It is important to realize that though these backward slip values are the best-constrained offsets that emerge from the entire surface data set, they might be average values, so that, while they are expected to reconstruct fairly well a large number of markers, in detail, slight discrepancies might exist. Figure 10a shows that riser R1 has recorded a slip that clearly differs from that sustained by the easternmost markers, for those are not reconstructed when R1 is. Slipping back the fault by 5.7 m well reshapes the markers R1-2a (east-facing, not visible on Fig. 4.13 b) to R2, while not reconstructing any of the markers further east. A back-slip of 17 m (Fig. 4.13 c) well adjusts all the markers that extend between R3 and R5-6a, while it does not adjust the markers further east. Finally, slipping back the fault by 20 m (Fig. 4.13 d) well reshapes the entire set of markers located east of R5-6b (east-facing and hence not visible on Fig. 4.13 d) and hence up to R9-R10. These Figures thus well support the robustness of our best-constrained offset values.

As said in introduction, the surface record of the Te Marua site has been extensively analyzed before. Table 4.2 reports the surface offset data available in the literature [Little et al., 2010, Berryman, 1990, Lensen, 1958], and compares them to ours, for the same markers (correspondence of names is indicated). Only Little et al. [2010] provide uncertainties on their measurements, which they consider as ± 2 σ (we take ours as ± 1 σ). Most of

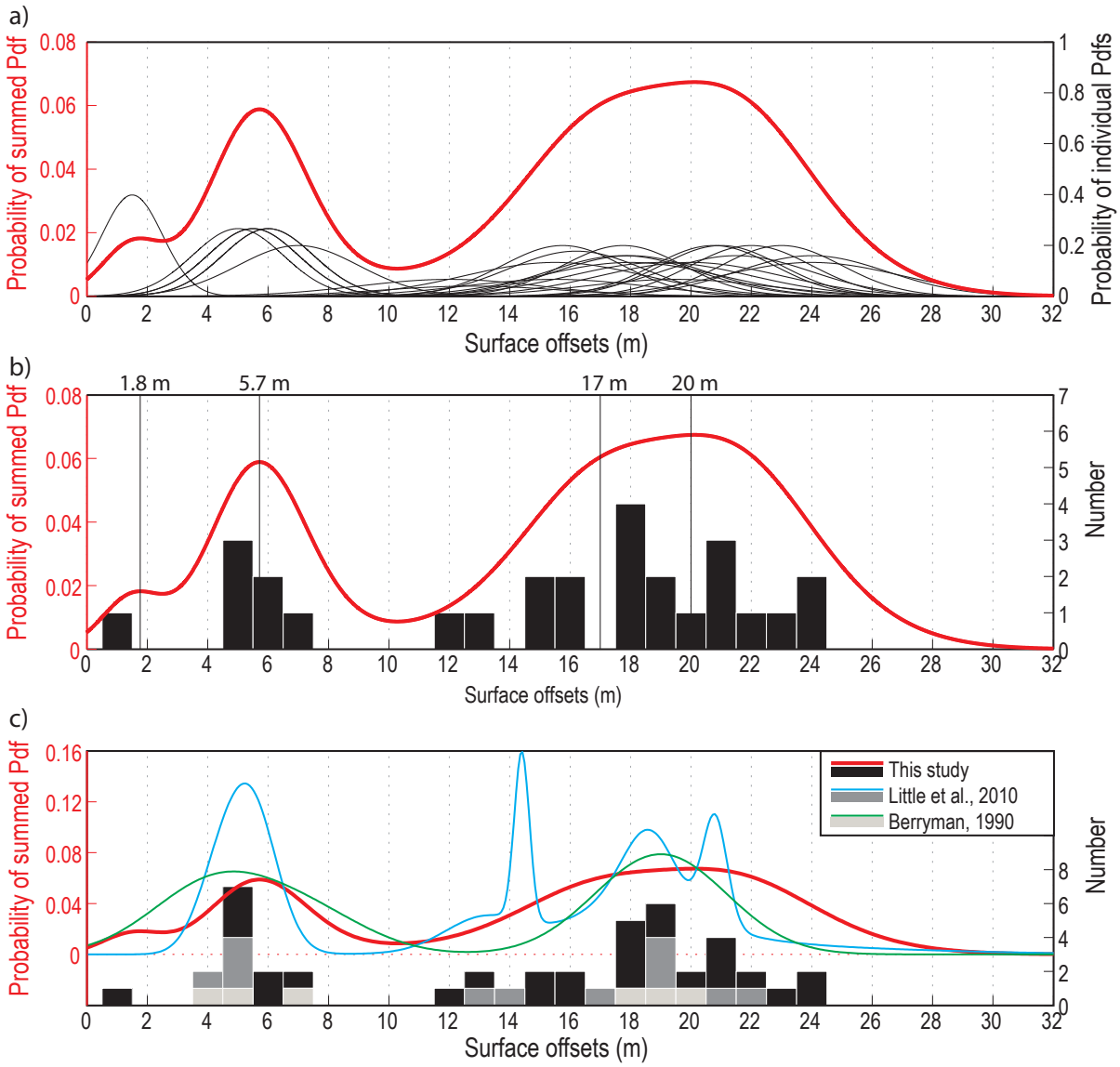


FIGURE 4.12 – *Probability density analysis of the offsets measured at the ground surface. Offsets are mean values from Table 4.1. a) Individual Pdfs (black, right axis) are compared to the summed PDF curve (red, left axis). b) The histogram of offset values (black, right axis) is compared to the summed PDF curve (red, left axis). The best-constrained offsets derived from the summed PDF curve are indicated. c) Comparison of the histograms and summed PDF curves derived from the present study (black and red), from Little et al. [2010] (in dark grey and blue) and from Berryman [1990] (in pale grey and green).*

those are surprisingly small. Because the dataset provided by Berryman [1990] does not come with any uncertainty, we arbitrary attribute to these measurements an uncertainty of ± 2 m. Finally the dataset provided by Lensen [1958] is too sparse to be presented as a PDF curve. Figure 4.12 c presents the cumulative histogram of the available offset data (except those of Lensen [1958]), and compares it with the 3 corresponding summed PDF curves. Though the two published data collections are sparser than ours, their reported offsets are all in agreement, within uncertainties, with those that we have measured. Figure 4.12 c shows that, the fewest are the data available the clearest are the peaks in

the summed PDF curve. This paradox does not arise from the fewest data being better constrained, but from these sparser data having much less chances to overlap each other. This illustrates how important are the density of an offset data collection and the way uncertainties are dealt with (integrated or not, considered as $\pm$ 1 or 2 σ). Independent of their apparent enhancement, the 'peaks' shown in the blue and green summed PDF curves[1] coincide with offset values that are well represented in our data set, showing the fair agreement of the three data collection. We note however that the three data sets differ on the smallest slip. While the smallest offsets to have been published are 3.7 m ($\pm$ 0.3 m, Berryman [1990]) and 4.3 m ($\pm$ 1.5 m, Little et al. [2010]), we here measure a slip as low as 1.5 m ($\pm$ 1 m) at the ground surface, and this slip is well constrained as shown in Fig. 4.13 a.We will come back to this point in the following.

[1]The summed PDF curve are represented normalized by the sum of weights, in order to keep an integrated probability density equal to 1.

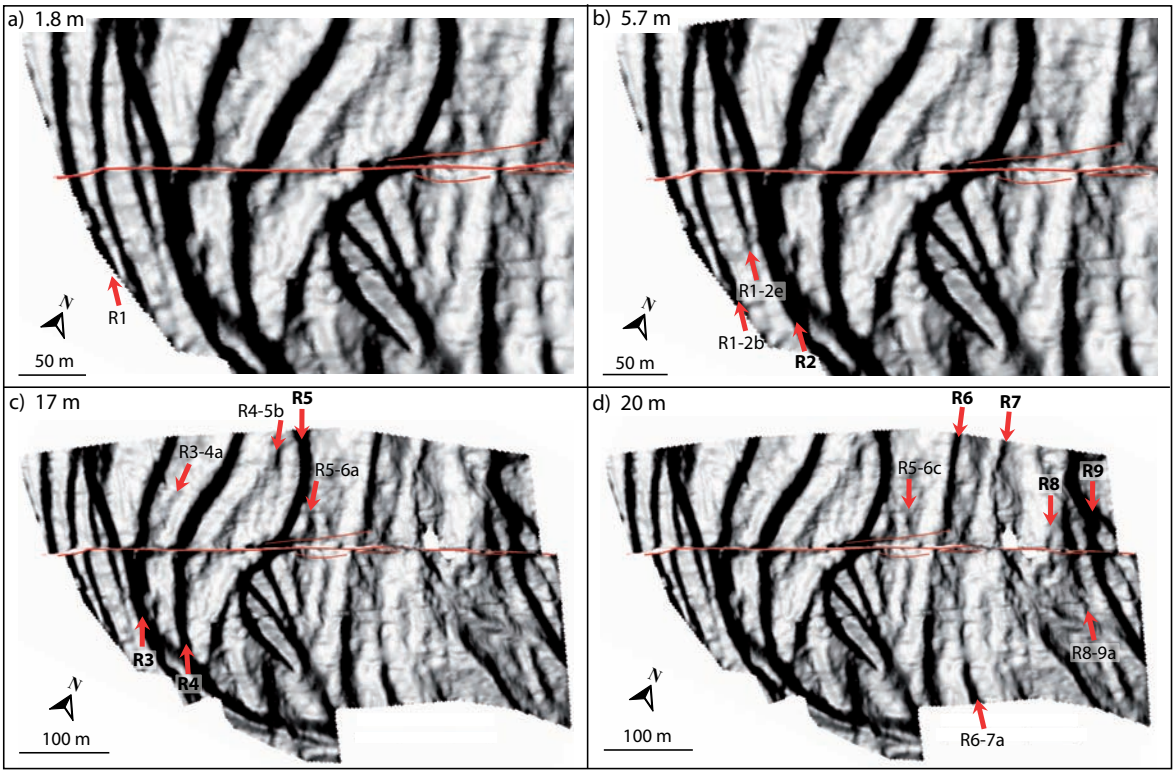


Figure 4.13 – *Slipping-back the fault by the four best-constrained offset values derived from the ground surface analysis (Fig. 4.12 b). Red arrows indicate the west-facing markers best realigned. Note that additional, especially east-facing markers are also realigned but are not visible due to the NE illumination. See text for more details.*

This Study			Little et al., 2010			Berryman, 1990			Lensen, 1958		Riser Ages (after Van Dissen et al., 1992, Langridge et al., 2011 and Little et al., 2010)
Landform	Dextral offset (m)	1σ Error (m)	Landform	Dextral offset (m)	95% Error (m)	Landform	Dextral offset (m)	Error (m)	Landform	Dextral offset (m)	
R1	1,5	1	**R1**= T1-T2 riser	0	NA	Riser **R1**	0	NA	-	-	962 ≥ R1 ≥ 0 cal yr B.P.
R1-2a	7	2	Channel 1	5,4	1,7	Channel (022)	3,7	*0,3*	-	-	
R1-2b	5	1,5									
R1-2c	5,5	1,5	Channel interfluve	4,3	1,5	-	-				
R1-2d	6	1,5	Channel 2	5,4	1,8	Channel (023)	4,7	*0,3*			
R1-2e	6	1,5									
R2	5,5	1,5	**R2**= T2-T3 riser	5,5	0,8	Riser **R2** (024)	7,4	NA	Terrace III-IV	5,5 (18 ft)	1695 ≥ R2 ≥ 962 cal yr B.P.
R3	15,7	2	**R3**= T3-T4 riser	14,4	0,5	Riser **R3** (025)	18	NA	Terrace II-III	15,2 (50 ft)	R3 > 1695 cal yr B.P.
R3-4a	12	3	-	-	-	-	-				
R3-4b	17,75	2	-	-	-	-	-				
R4	16,2	2	**R4**= T4-T5 riser	13,1	2,6	Riser **R4** (026)	19	NA	Terrace I-II	15,2 (50 ft)	
R4-5a	15,5	3	-	-	-	-	-				
R4-5b	18	2	-	-	-	-	-				
R4-5c	12,75	3	-	-	-	-	-				
R5	18	2,5	**R5**= T5-T6 riser	20,8	0,8	Riser (028)	42	NA			4.5 ± 0.4 kyr ≥ R5
R5-6a	17,75	2,5	-	-	-	-	-				
R5-6b	20	3	-	-	-	-	-				
R5-6c	19,5	3	-	-	-	-	-				
R5-6d	21	2	-	-	-	-	-				
R6	24	2,5	Channel 3	18,9	5,4	-	-				
R6-7a	24	3	-	-	-	-	-				
R6-7c	23	2	-	-	-	-	-				
R7	22	2	Channel 4	17,4	4,2	-	-				
R7-8a	19	3	-	-	-	-	-				
R8	15,5	3	-	-	-	-	-				
R8-9a	21,5	2,5	-	-	-	-	-				
R9	20,75	2	R6= T6-T7 riser	18,6	1,6	Riser (033)	20				9.6 ±0.8 ka > R9

TABLE 4.2 – *Comparison of the offsets measured at surface from the different available datasets. First column reports our data (mean values from Table 4.1) and their uncertainties; column 2 reports the measurements performed by Little et al. [2010], with the correspondence in names being indicated; column 3 reports the measurements performed by Berryman [1990], with the correspondence in names being indicated. Note that, as no uncertainty is attached to the measurements, we have arbitrary attributed a ± 2 m error to build the Figures 4.12 c and 4.20 d; column 4 reports the measurements performed by Lensen [1958], with the correspondence in names being indicated; Column 5 reports the ages available in the literature (see Fig. 4.23).*

Figure 4.14 now presents the offset values measured in the buried paleosurface Refl1. Base and top measurements are presented in Supplement D-8. The slip record in the Refl1 surface is quite dense (39 measurements) and continuous in the range 1.5 to 26.5 m, similar to what was observed at surface. Yet, more clearly than at the surface, 4 well-constrained offset values emerge from the data collection, at 1.5, 7, 16.6 and 24.1 m. These offset values are well recorded in both the base and the top of the markers, yet with the bases generally showing slightly lower offsets than those recorded by the tops (Suppl. D-8). The four best-constrained offset values recorded in the reflector 1 paleosurface are similar to those recorded at the ground surface. The smallest slip measured is 1.5 m (± 1 m).

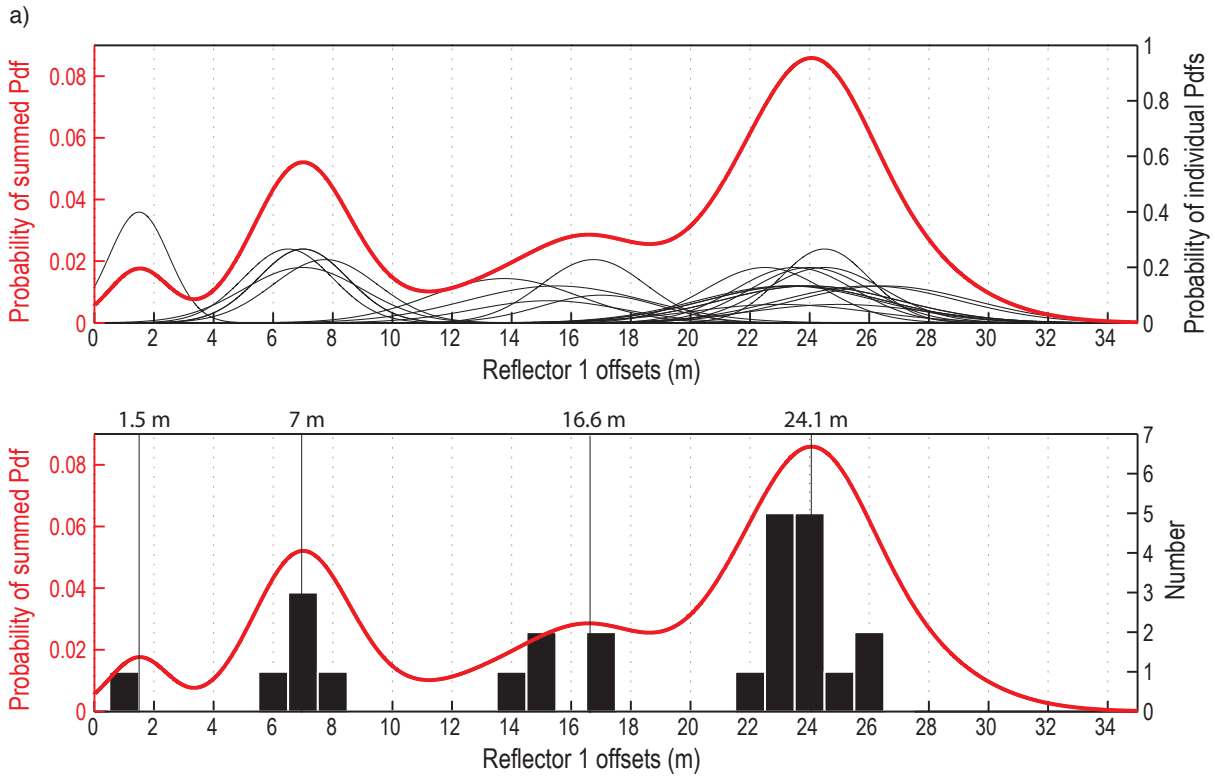


Figure 4.14 – *Probability density analysis of the offsets measured in the Reflector 1 DEM. Offsets are mean values from Table 4.1. a) Individual Pdfs (black, right axis) are compared to the summed PDF curve (red, left axis). b) The histogram of offset values (black, right axis) is compared to the summed PDF curve (red, left axis). The best-constrained offsets derived from the summed PDF curve are indicated.*

Figure 4.15 shows the Refl1 morphology after a backward slip of 1.5 (Fig. 4.15 a), 7 (Fig. 4.15 b), 16.6 (Fig. 4.15 c) and 24.1 m (Fig. 4.15 d) has been successively imposed on the fault. As for the surface, Figure 4.15 a shows that riser R1 has recorded a slip that clearly differs from that sustained by the easternmost markers. Slipping back the fault by 7 m well reshapes the markers R1-2a (east-facing, not visible on Fig. 4.15 b) to R2, while not reconstructing any of the markers further east. A back-slip of 16.6 m well adjusts all the markers that extend between R3 and R4-5c (east-facing, not visible on Fig. 4.15 c), while it does not adjust the markers further east. Finally, slipping back the fault by 24.1

m well reshapes the entire set of markers located east of R5 (R5 included), up to R9-R10.

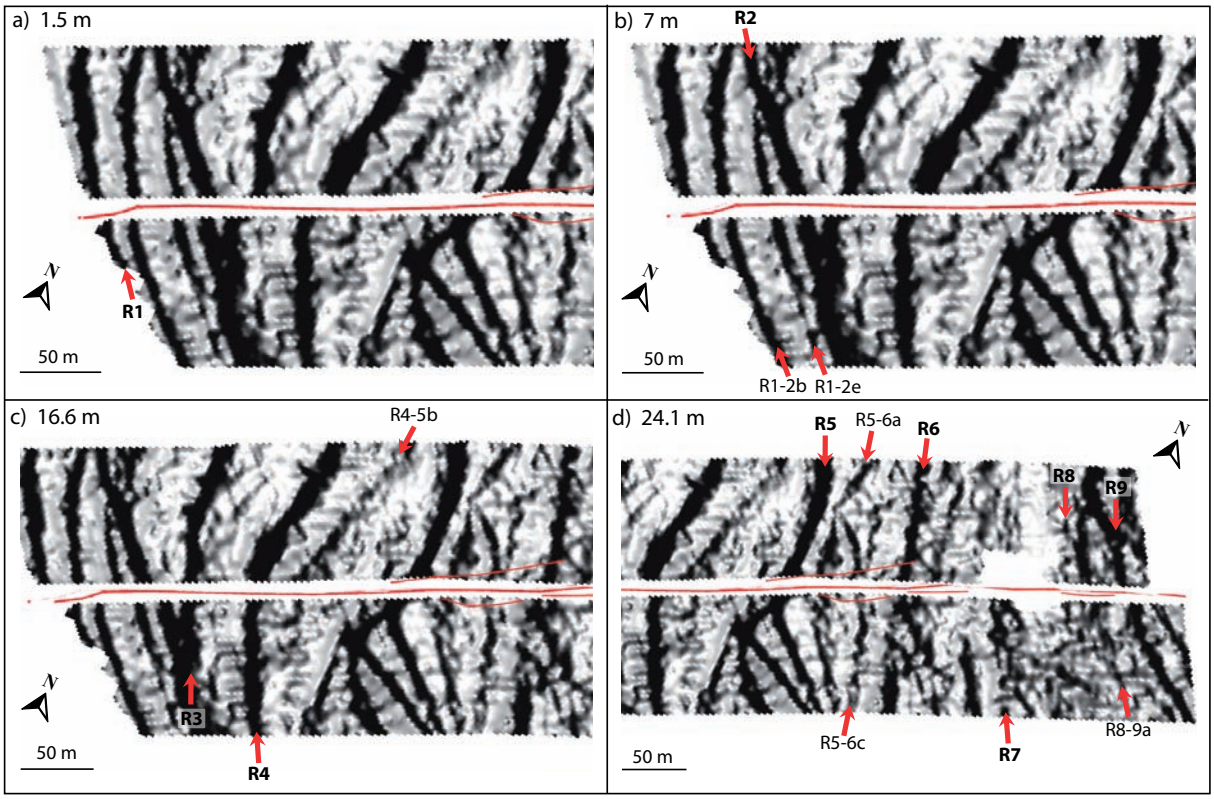


FIGURE 4.15 – *Slipping-back the fault by the four best-constrained offset values derived from the Reflector 1 analysis (Fig. 4.14 b). Red arrows indicate the west-facing markers best realigned. Note that additional, especially east-facing markers are also realigned but are not visible due to the NE illumination. See text for more details.*

Figure 4.16 similarly shows the offset values measured in the buried paleosurface Refl2 (base and top measurements in Supplement D-9). The slip record in the Refl2 surface is quite dense (36 measurements) and continuous in the range 3.5 to 29.5 m, fairly similar to what was observed at the ground surface and in the Refl1 surface. Four well-constrained offset values clearly emerge from the data collection, at 3.3, 7.8, 18 and 26.8 m. The three largest of those values are well recorded in both the bases and the tops of the markers, yet with the tops obviously recording the offsets more precisely than the bases (sharper PDF curve, Suppl. D-9). As a matter of fact, only the tops have recorded the smallest slip at 3.3-3.5 m, while their record also suggests some significant slip at about 14.3 m. The four best constrained offset values recorded in the reflector 2 paleosurface (Fig. 4.16) are fairly similar to those recorded at the ground surface and in the reflector 1 surface, though a bit larger. The smallest slip measured is 3.3 ± 1.5 m.

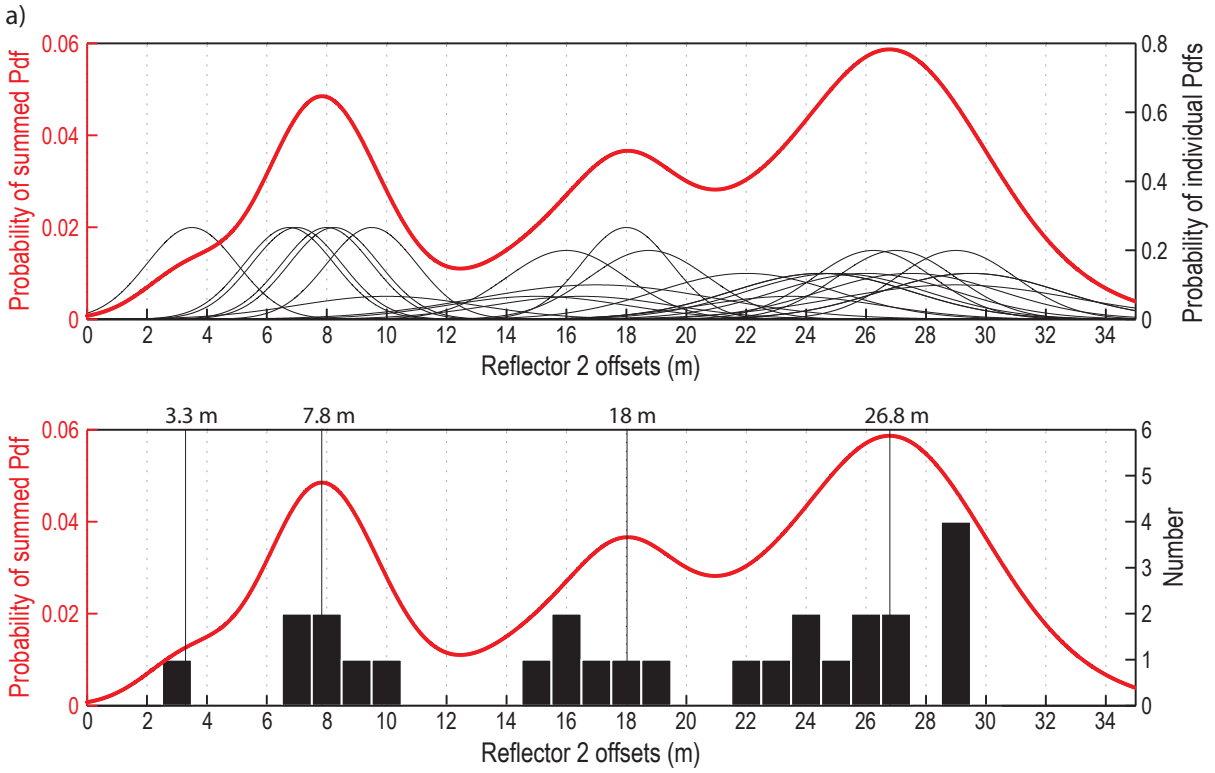


Figure *4.16 – Probability density analysis of the offsets measured in the Reflector 2 DEM. Offsets are mean values from Table 4.1. a) Individual Pdfs (black, right axis) are compared to the summed PDF curve (red, left axis). b) The histogram of offset values (black, right axis) is compared to the summed PDF curve (red, left axis). The best-constrained offsets derived from the summed PDF curve are indicated.*

Figure 4.17 shows the Refl2 morphology after a backward slip of 3.3 (Fig. 4.17 a), 7.8 (Fig. 4.17 b), 18 (Fig. 4.17 c) and 26.8 m (Fig. 4.17 d) has been successively imposed on the fault. As for the surface and the reflector 1, Figure 4.17 a shows that riser R1 has recorded a slip that clearly differs from that sustained by the easternmost markers. Slipping back the fault by 7.8 m well reshapes the markers R1-2a (east-facing, not visible on Fig. 4.17 b) to R2, while not reconstructing any of the markers further east. A back-slip of 18 m well adjusts all the markers that extend between R3 and R4-5b, while it does not adjust the markers further east. Finally, slipping back the fault by 26.8 m well reshapes the entire set of markers located east of R5 (R5 included), up to R9-R10.

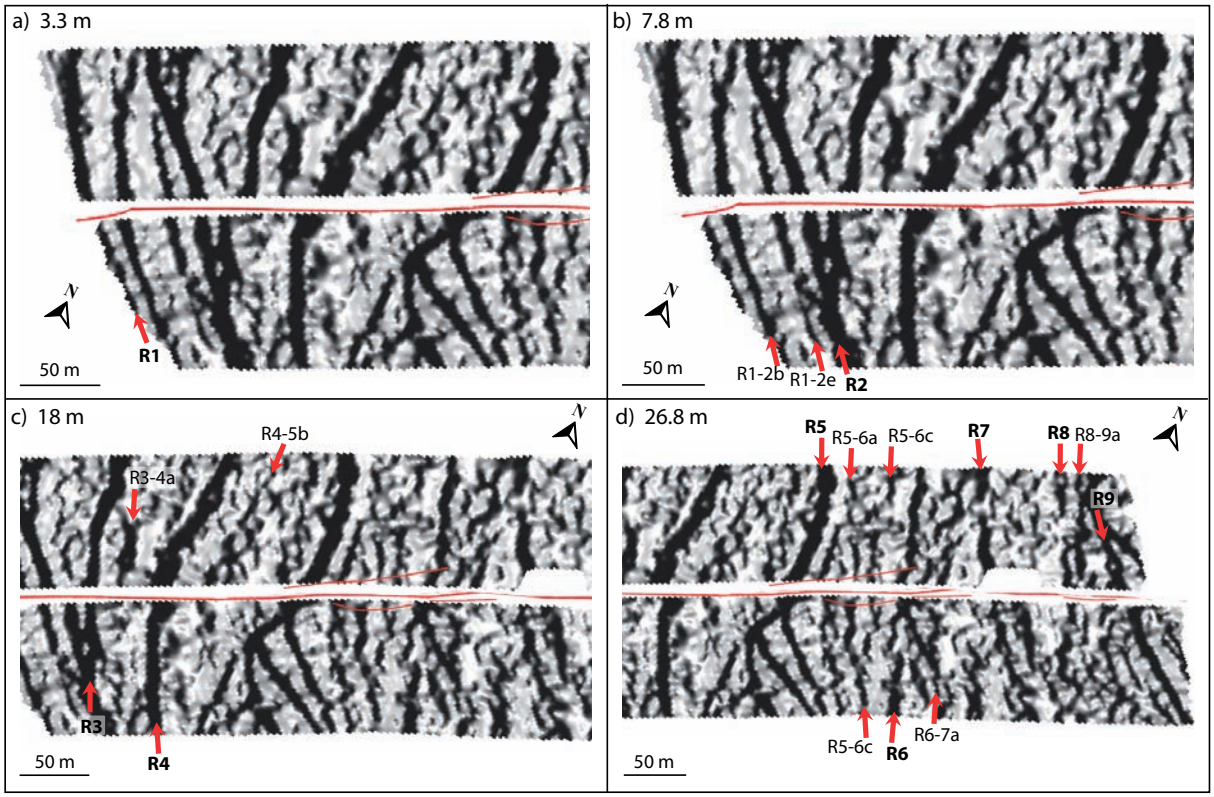


FIGURE 4.17 – *Slipping-back the fault by the four best-constrained offset values derived from the Reflector 2 analysis (Fig.13b). Red arrows indicate the west-facing markers best realigned. Note that additional, especially east-facing markers are also realigned but are not visible due to the NE illumination. See text for more details.*

Figure 4.18 shows the offset values measured in the deepest buried paleosurface Refl3 (base and top measurements in Supplement D-10). The slip record in the Refl3 surface is quite dense (28 measurements) and ranges from 4 to 54.5 m. The slip record in the reflector 3 surface is thus much longer than it is in the above three surfaces. Meanwhile, it is also more discontinuous. Three well-constrained offset values emerge from the data collection, at 7.1, 19.9 and 50.9 m.These offset values are similarly well recorded in both the bases and the tops of the markers (Suppl. D-10). The two lowest best-constrained offset values recorded in the reflector 3 paleosurface are fairly similar to some of those recorded at the ground surface and in the reflectors 1 and 2 surfaces, tough a bit larger. By contrast, the largest slip value recorded in the reflector 3 paleosurface has not been found in any of the above surfaces. Though it is smoothed out in the summed PDF curve, the smallest slip measured in the Refl3 paleosurface is 4 $\pm$ 2 m.

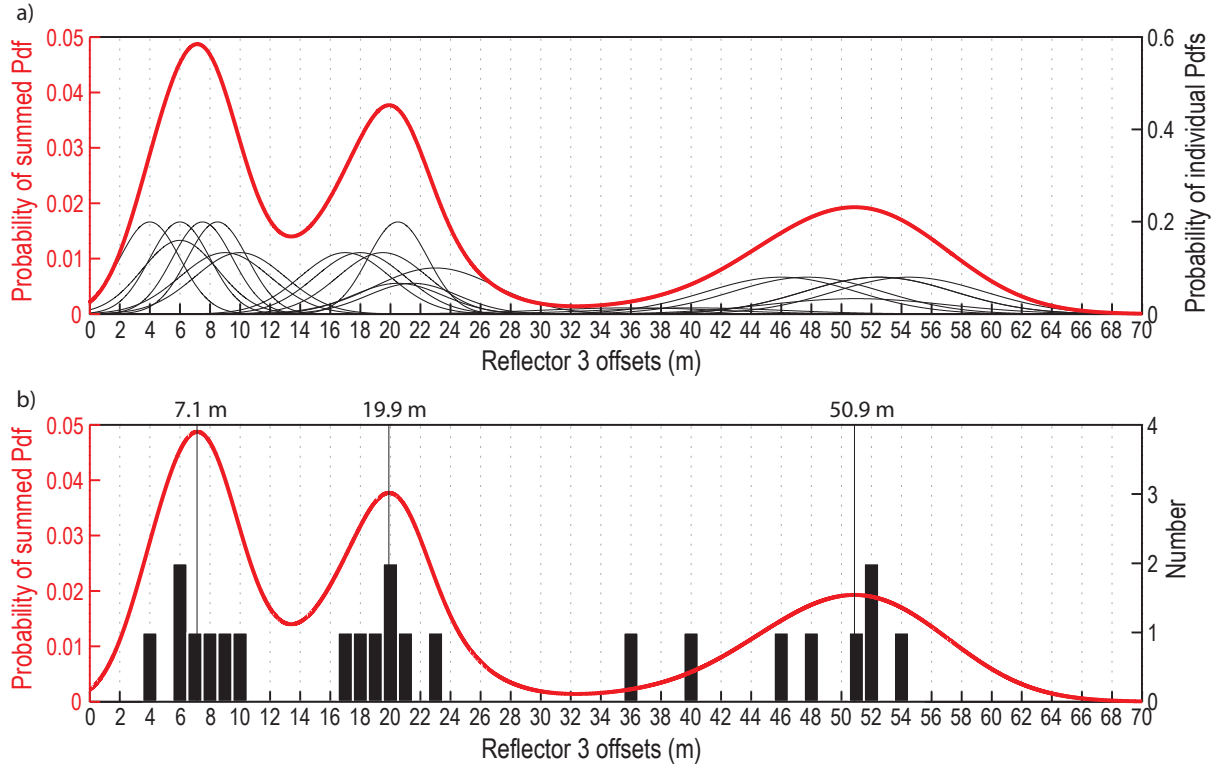


Figure *4.18 – Probability density analysis of the offsets measured in the Reflector 3 DEM. Offsets are mean values from Table 4.1. a) Individual Pdfs (black, right axis) are compared to the summed PDF curve (red, left axis). b) The histogram of offset values (black, right axis) is compared to the summed PDF curve (red, left axis). The best-constrained offsets derived from the summed PDF curve are indicated.*

Figure 4.19 shows the Refl3 morphology after a backward slip of 4 (Fig. 4.19 a), 7.1 (Fig. 4.19 b), 19.9 (Fig. 4.19 c) and 50.9 m (Fig. 4.19 d) has been successively imposed on the fault. Though the 4 m offset is not highlighted as one of the best-constrained values in the summed PDF curve, Figure 4.19 a shows, as was observed in the three above surfaces, that riser R1 has clearly recorded such a slip that furthermore differs from that sustained by the easternmost markers. The 4 m slip is thus well constrained. Slipping back the fault by 7.1 m well reshapes the markers R1-2a (east-facing, not visible on Fig. 4.19 b) to R2, while not reconstructing any of the markers further east. A back-slip of 19.9 m well adjusts all the markers that extend between R3 and R5 and possibly even R5-6a, while it does not adjust the markers further east. Finally, slipping back the fault by 50.9 m reshapes amazingly well the entire set of markers located east of R5-6a, up to R9-R10. The large $\approx$ 51 m slip amount revealed only in the Refl3 data is thus real.

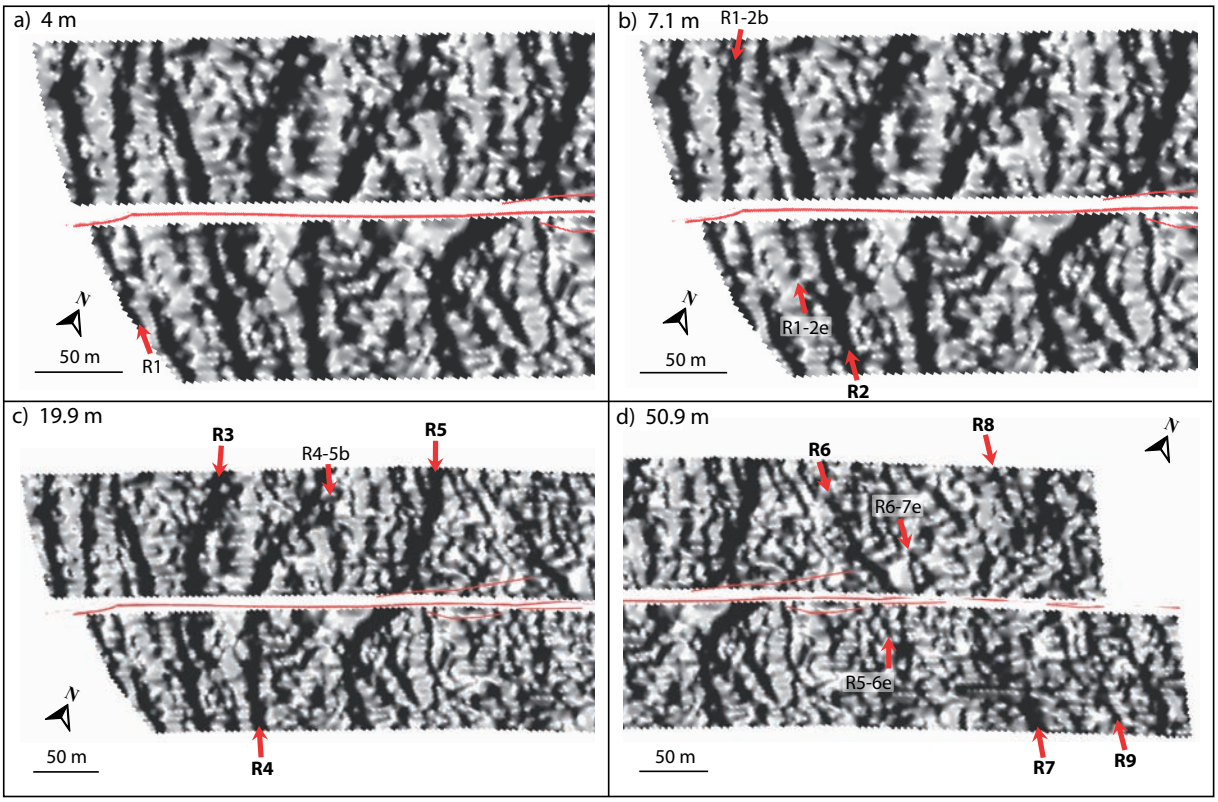


FIGURE 4.19 – *Slipping-back the fault by the four best-constrained offset values derived from the Reflector 3 analysis (Fig. 4.18 b). Note that the value of 4 m value is the smallest slip measured in the Reflector 3 data (see text). Red arrows indicate the west-facing markers best realigned. Note that additional, especially east-facing markers are also realigned but are not visible due to the NE illumination. See text for more details.*

Figure 4.20 now compares the four data sets. Figure 4.20 a plots the 4 summed PDF curves, together with the cumulative histogram of the four sets of measurements. Figure 4.20 a confirms that most of the offset values measured at the ground surface are markedly lower than those measured in the buried paleosurfaces. This is confirmed by Suppl.11a that shows separately the surface and the GPR datasets. Therefore, independent of the reasons why the surface record differs from the buried record (see discussion later), we build Figure 4.20 b that shows all the data but those at the surface. The resulting summed PDF curve highlights 5 well constrained offset values, at 2.2, 7.4, 18.5, 24.3 and 51 m. As shown in Figure 4.20 c, those values are significantly larger and better expressed than those in the surface record. We expand on these results in the following section.

4.3.7 Discussion

a) Nature of the buried surfaces

As Gross et al. [2004], we interpret the Refl3 paleosurface as the surface of contact between the alluvial terrace sediments and the greywacke bedrock. If this interpretation is correct, we infer that the Hutt River has incised the greywacke bedrock and shaped it in a series

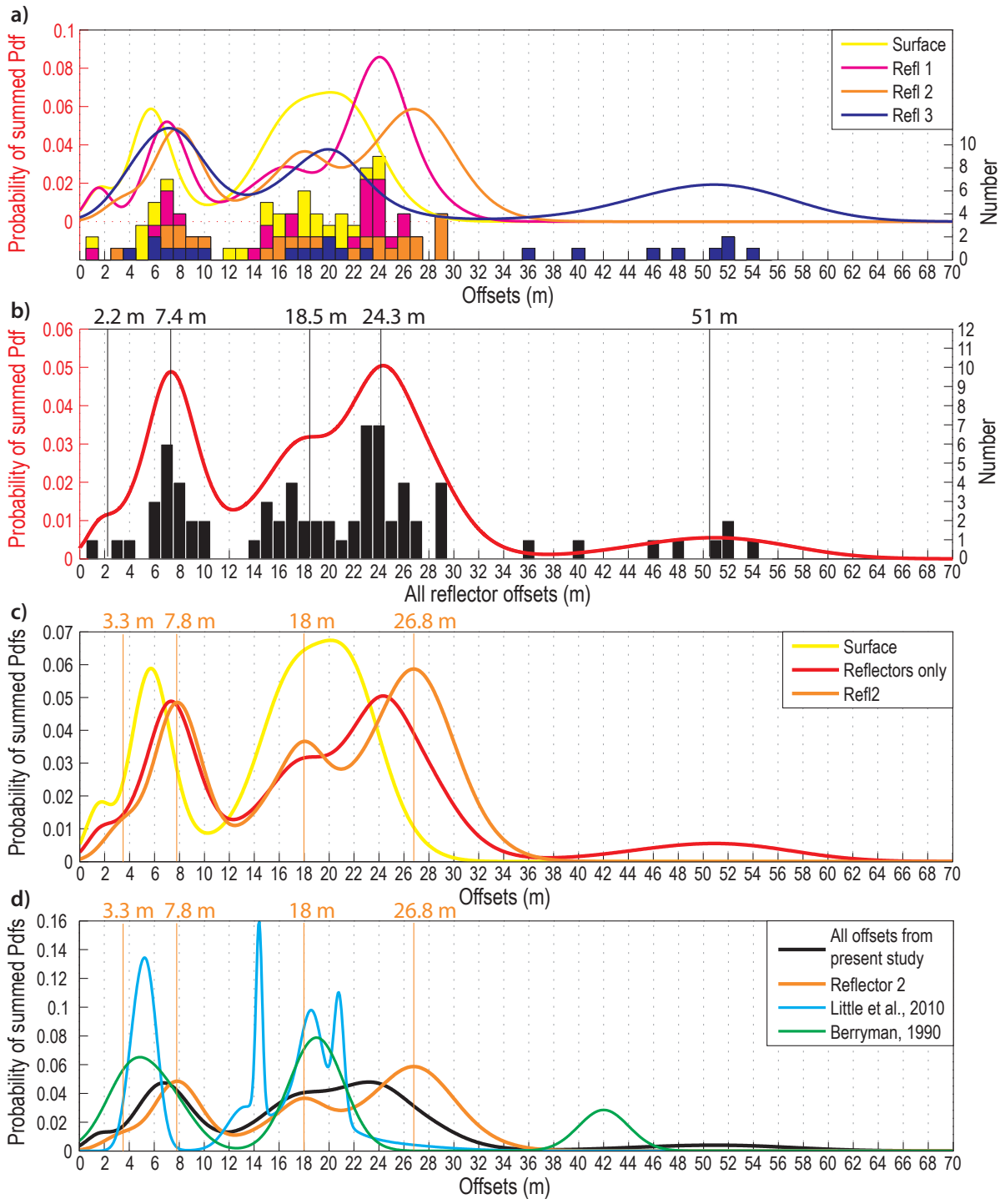


Figure 4.20 – *Comparison of the four slip datasets. a) Histograms of the four sets of offset measurements compared to the four summed PDF curves. b) Histogram of the offset measurements derived from the GPR data (Refl1, Refl2, Refl3), compared to the corresponding summed PDF curve. Best-constrained offsets are indicated. c) Comparison of the summed PDF curves obtained for the Surface data (yellow), from the Reflector 2 data (orange), and for all GPR data (red). Best-constrained offsets derived for Refl2 are indicated. d) Comparison of the summed PDF curves obtained from the entire dataset of the present study (black), the Reflector 2 data (orange), the Little et al. [2010] data (blue) and the Berryman [1990] data (green).*

of strath terraces that presently form the Refl3 paleosurface. Above these non-isochronic strath terraces, the Hutt River has deposited a thin mantle of alluvium of different nature and grain size that altogether form the layers 1, 2 and 3 depicted in the GPR data. On each terrace, the layer 3 is likely the coarser alluvial deposits that are directly emplaced onto the bedrock when the river is beveling it [e.g., Bull, 1979, Hancock and Anderson, 2002], while the capping layers 2 and 1 are likely the thinner and less coarse alluvium that are deposited by the end of the graded process. Each riser formed well after the formation of one strath terrace and the deposition of its capping alluvium, when the Hutt River was forced to downcut and to incise its own deposits and bed [Bull, 1990]. The trigger of a terrace abandonment and riser incision is commonly a local event, of climatic or tectonic origin [Bull, 1990]. At Te Marua, over the short Holocene time scale analyzed, it is likely that the local events are of tectonic origin, possible due to tectonic uplift episodes induced by the subduction process.

b) Insights on the alluvial history

The similarity of the alluvial morphologies in the 4 surfaces investigated west of riser R5 and including it, attests that these surfaces have recorded the same alluvial history. By contrast, the marked changes observed east of R5 between the strath Refl3 paleosurface and the three above surfaces, suggest that some modifications in the alluvial conditions might have occurred in the eastern part of the Te Marua site.

Presently, the Hutt River is flowing toward the NW along its bed that extends west of the Te Marua site (Fig. 4.4 b). The elongate configuration of the risers informs us on the principal flow direction of the Hutt River in the past. In the strath Refl3 paleosurface, all principal risers from R6 to R10 trend NW-SE overall, indicating that the Hutt River was flowing toward the NW during the whole period when the T10 to T5 terraces were being formed. Then the river deviated and started to head more toward the north, keeping flowing in such a northward direction during the whole period when the T4 to T2 terraces were being formed. More recently (since R2 incision), the Hutt River has readjusted its path to head again toward the NW. The two most prominent R5 and R2 risers were thus clearly formed during specific alluvial periods when the river flow markedly changed.

A striking observation is that none of the morphological alluvium surfaces that overlay the Refl3 strath surface has recorded the original flow direction of the Hutt River east of R5, except at their very eastern edge (R9-R10). Instead, the flow direction that is clearly imprinted in the alluvium layers is towards the north, and hence is similar to the flow direction recorded further west by the younger R5 to R3 risers. The morphological imprints of the ground, Refl1 and Refl2 surfaces thus suggest that the risers and terraces R3 to R8 and T2 (or T3 ?) to T8, respectively, have been formed during a period when the Hutt River was flowing in a constant northward direction. The flow directions recorded in Refl3 and in the above surfaces are thus surprisingly different.

A corollary observation is that, in the three shallowest alluvium surfaces, all markers east of R5 and including it have roughly recorded the same fault slip, on average 24 ± 2.5 m. This suggests that, in these three layers, all such eastern alluvial features have been abandoned and have become passive markers at the same time. The slip record of the same markers is thus surprisingly different whether it is measured in the deepest strath Refl3 paleosurface or in the shallower cover alluvium layers.

Together these suggest a potential scenario for the alluvial history, which is summarized in Figure 4.21. As suggested by the WSW elongate configurations of the older terraces north of the site, there was a first period when the Hutt River flowed directly west along a path north of the present Te Marua loop (Fig. 4.21 a). Then, at the latest when the T10 formation was achieved, the path of the river became more complex and started to form a meander loop incising toward the south (Fig. 4.21 b). From that period on, the western branch of the river migrated progressively towards the west, contributing to the successive formation and then abandonment of the terraces T10 to T5 and of the incising risers R10 to R6 (Fig. 4.21 c). By the end of the T5 formation, the alluvial conditions markedly changed (Fig. 4.21 d). The main western branch of the loop had its path deviated in a more northerly direction, while the river likely over-flooded the entire loop peninsula. That R5 is the highest and most pronounced riser of the zone suggests that the river dynamics might have been greatest at the time of R5 incision and in the period just preceding it [Hancock and Anderson, 2002]. Such a high flow dynamics would account for the large over-flooding that we infer to have occurred at this time. The over-flooding would have re-incised and re-shaped the older abandoned terraces east of R5, with water preferentially flowing along the pre-existing risers (Fig. 4.21 d). Re-incision and re-shaping would have been more efficient in the softer alluvium layers 1-3, while the more resistant greywacke bedrock top (Refl3 interface) would have been left fairly preserved. As a consequence, the high-energy flows and re-incisions would have basically 'reset' and reshape all the markers in the eastern area, at least in the shallowest layers. Doing so, they would have trimmed any prior offsets recorded in the softer alluvium layers, while the offsets recorded in the strath Refl3 paleosurface would have been more preserved. The over-flooding would also account for the flatness of the ground, Refl1, and Refl2 surfaces in the eastern area. The trimming of the markers would persist until the river would migrate further westward and the over-flooding be over, that is until R5 has been incised and abandoned. From this time on, all eastern markers including R5 would be passive, abandoned markers that would thus subsequently record the same slip history.

The western branch of the river loop then resumed migrating westward, with the river flowing towards the ≈ north, in the whole period that lasted from the R5 formation to at most the abandonment of T2 (Fig. 4.21 e). The pronounced morphological expression of the R4 and R3 risers suggests that the water energy was still quite high during this period.

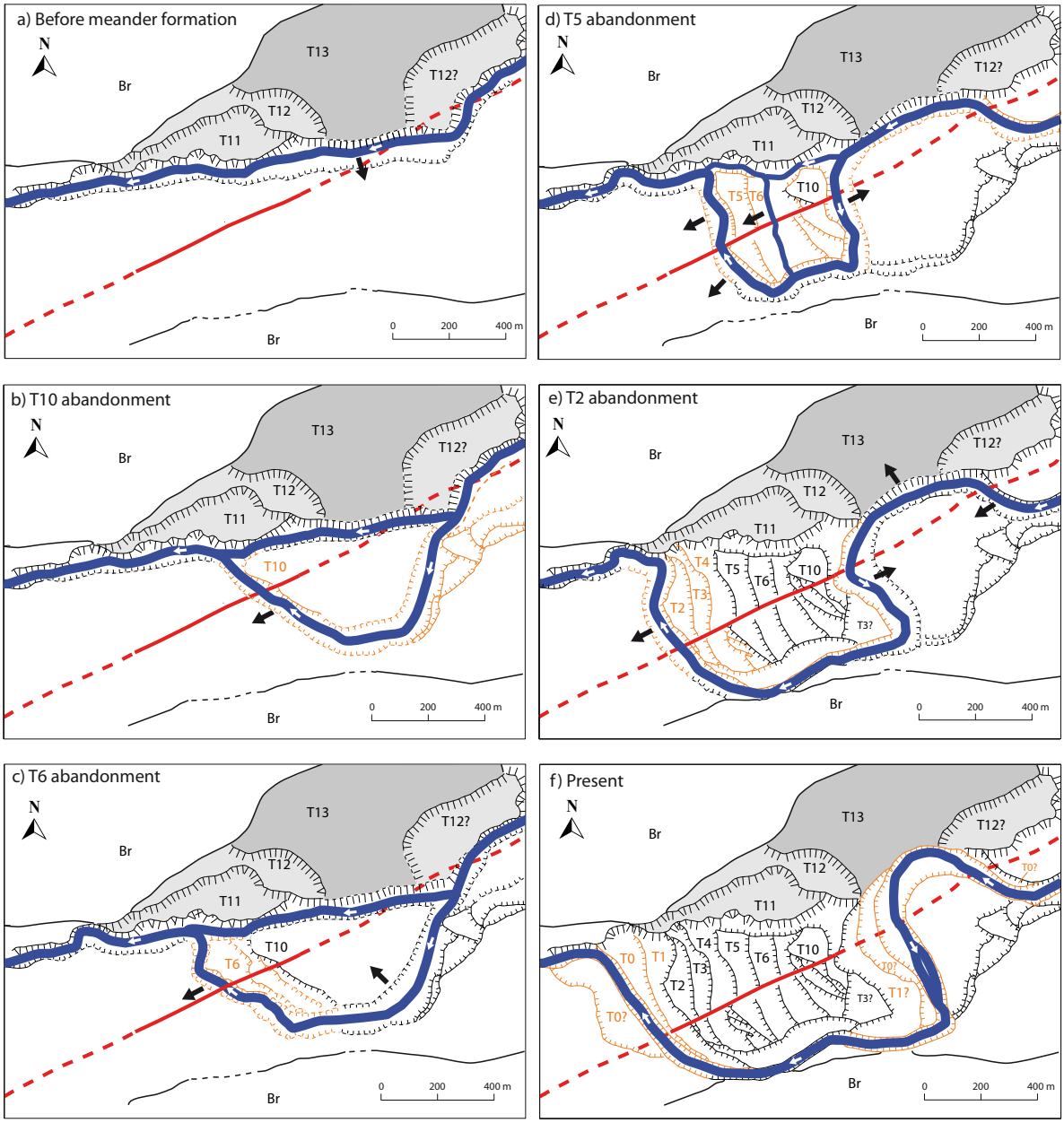


FIGURE 4.21 – *Schematic representation of the Te Marua meander loop and related terraces evolution over the Holocene. The Hutt River is in blue, with white arrows indicating its flow direction. The fault trace is in red. Solid lines represent existing terrace risers and riverbanks, while dotted lines are interpreted terrace risers and riverbanks. In dark grey is the oldest, fill terrace, and in light grey are the fill-cut terraces. In orange are the strath terraces and risers that are formed at each stage. Black arrows indicate the general migration of the river. Br indicates the bedrock. At the time of R5 formation, the river overflows its bed and re-incises the existing terraces.*

More recently, at least since the incision of R2, the western branch of the river loop has deviated again in its path, now flowing in a more northwestward direction. That direction is the one still followed at present (Fig. 4.21 f).

c) Extracting the best-constrained slip record

As said before, Figure 4.20 a shows that the offset values measured at the ground surface are systematically markedly lower than those measured in the buried paleosurfaces. It also shows that the deepest Refl3 surface provides a fault offset record that has the advantage to be longer than any of the other records, yet the disadvantage to be smoother and with larger uncertainties than the records of the above surfaces, especially of the Refl1 and Refl2 surfaces. The most pronounced and sharpest peaks, and hence the best-constrained offset values, are actually found in the Refl1 and the Refl2 datasets. The best-constrained offset values highlighted in the Refl1 PDF curve are systematically smaller than those shown in the Refl2 PDF curve. It actually appears that the best-constrained offsets have values that systematically decrease from Refl2 to Refl1 and then to the ground surface. This is particularly clear when one examines the depth-to-surface evolution of the offsets for each marker (Suppl. D-12). As there is no tectonic reason for a fault slip across a given marker to decrease as much over such a shallow depth, we suspect that the observed decrease might actually result from non-tectonic and post-fault slip effects such as erosion/deposition. We indeed showed before that significant trimming obviously affected some of the risers and other markers, especially in the eastern part of the site. The major trimming event that occurred at about the time of R5 formation reshaped the eastern markers and hence likely modified their apparent slip record. At shallower depth and especially at the ground surface, a significant weathering is expected to occur in a dynamic alluvial setting such as the one of the Hutt River. As a matter of fact, the Hutt River is known to have overflowed its bed in the historical times [Flood Protection Group, 2001, Little et al., 2010], and it is likely that these overbanks have mantled the ground surface with thin silty sediments (not discriminated within layer 1 in our GPR data; suggested to be $\approx$ 40 cm in Little et al. [2010] that might have partly smoothed the pre-existing morphological features. Therefore, it is not surprising that the fault slip record at the ground surface is less complete and less precise than the one further at depth where the markers have been better preserved from erosion and deposition.

We thus suggest that the buried paleosurfaces that we imaged in the GPR data provide a fault slip record that is better constrained than the one presently preserved at the ground surface. The key point is that, though the morphology of the offset features may be extremely clear at the ground surface and hence may be used to measure the offsets very precisely, this morphology might have been modified subsequent to the fault slips so that the measured offsets are apparent values that may differ from the actual fault slips. On the contrary, the morphology of the offset features may appear slightly less clearly in

the GPR data (due to a lower resolution ; see Fig. 4.8), but it might be better preserved and hence might allow to better recover the actual fault slips.

When the three buried paleosurfaces are taken together, this record includes 5 well constrained fault offsets, at 2.2, 7.4, 18.5, 24.3, and 51 m (Fig. 4.20 b). Uncertainties on these offsets are difficult to precisely quantify, yet are on the order of 1-2 m ($\approx \pm$ 1 σ on the peaks assimilated to a gaussian) for all values but the largest one. We furthermore suggest that the offsets recorded in the Refl2 paleosurface have been better preserved than those in the shallower surfaces (Fig. 4.20 a). They thus might be the bestconstrained fault offsets recorded at the Te Marua site. As shown before, these Refl2 bestconstrained offsets are 3.3, 7.8, 18 and 26.8 m (Fig. 4.20 c). Their comparison with the offsets constrained from the entire GPR dataset (Fig. 4.20 c) provides a mean to estimate their uncertainties. We thus conclude that the Te Marua site has well recorded 5 fault slip amplitudes of 3.3 $\pm$ 1 m, 7.8 $\pm$ 1 m, 18 $\pm$ 1 m, 26.8 $\pm$ 2 m, and 51 $\pm$ 3-4 m. Additional offsets have obviously been recorded (see the histogram of values in Fig. 4.20 b) but those are not sufficiently constrained to be considered. We note however that Refl2 shows an additional offset value at $\approx$ 14.3 $\pm$ 2 m that is well recorded by the tops of the markers (Suppl. D-9).

Figure 4.20 d compares the offsets derived from the present study with those previously provided in the literature. A fair agreement is found for the $\approx$ 18 m offset. The $\approx$ 14 m value revealed in the Refl2 top measurements is also in agreement with previous findings. The other values that we find are either larger by a few meters compared to those previously reported from surface observation (see 7.8 m), or new (see 3.3, 26.8, and 51 m). We attribute these differences to the surface record being less complete and less precise than the buried, more preserved record.

d) Recovering the fault slip versus alluvial history

The smallest slip value that we find arises from the offset of a single marker, riser R1, and thus is less strongly constrained than the others. Yet, the back-slip correlations that we did for each data set (Figs. 4.13 a, 4.15 a, 4.17 a and 4.19 a) demonstrate that R1 has indeed recorded a slip, and that this slip is unambiguously different from the offsets recorded by the adjacent markers. This observation is critical as the smallest slip event was undetected in all previous studies based on ground surface observations. The value of the smallest offset slightly varies from one surface to the next, being larger in the two deepest and most preserved Refl2 and Refl3 surfaces (Fig. 4.22 a). The summed PDF of the two 'deepest' values suggests a best-constrained offset of 3.7 $\pm$ 1.7 m (Fig. 4.22 b ; 1σ error estimated by fitting the summed PDF with a Gaussian). We suggest that this smallest slip has been produced by the most recent large earthquake on the Wellington fault. It has to be noted that a similar 3.7 m value had been found before from surface observations [Berryman, 1990] and attributed to the most recent large earthquake. Yet it was inferred from the offset of a marker older than R1, while R1 was described as not

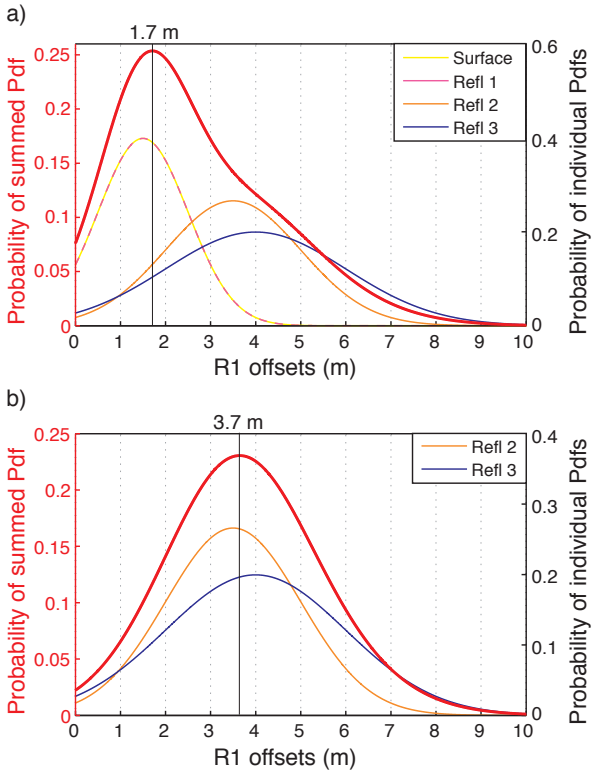


Figure *4.22 – Probability density analysis of the riser R1 offsets. a) Pdf representation of the R1 offsets measured in the four surfaces (note that pdfs from surface and Refl1 superimpose), and resulting summed PDF curve in red. The peak best-constrained value is indicated. b) Pdf representation of the R1 offsets measured in the two deepest and best preserved Refl2 and Refl3 surfaces, and resulting summed PDF curve in red. The peak best-constrained value is indicated. The standard deviation is estimated to 1.7 m.*

being offset [Little et al., 2010, Berryman, 1990]. Thus, though the smallest slip values are similar, their interpretation is markedly different.

We infer that the most recent large earthquake on the Wellington fault has occurred after the abandonment of the R1 riser, and hence once the Hutt River had abandoned its youngest T0 terrace, or was in its latest stage of retreat, and well settled in its present bed. Figure 4.23 schematically presents the terraces and risers as a function of time. A riser Ri incises a terrace Ti and hence is being formed long after that terrace has been formed. By contrast, the riser Ri starts to be created when the river is retreating and being flowing on and forming a younger terrace T(i-1) below the prior Ti terrace. It is likely that the riser Ri does not record any slip while the river is still flowing on the T(i-1) terrace below and trimming it continuously. The riser Ri would start recording some slip once it has been abandoned, that is once the river has retreated further and abandoned, or being in the process of abandoning, its T(i-1) terrace. Therefore, as time is the concern here, we attribute the same color for the most synchronous features, namely the couples terrace T(i-1) – riser Ri. Absolute ages provided in the literature are also indicated.

Ages obtained on silt deposits overlaying the T0 terrace suggest that T0 was abandoned between 0 and 747 cal yr B.P. (three samples, Fig. 4.23, from [Van Dissen et al., 1992,

Langridge et al., 2011]. Furthermore, the most recent large earthquake must have occurred before the European settlement, and hence before 110 yr BP. Therefore we infer that the most recent large earthquake on the Wellington fault at Te Marua occurred between 110 and $\approx$ 750 yr BP (i.e., between 1200 and 1840 yrs A.D.). Note that we discuss further below the consistency of our findings with those available in the literature.

The second well-constrained slip value that we obtain is 7.8 $\pm$ 1 m. This offset value arises from 9 measurements, and has been recorded by 6 distinct markers (R1-2a ; R1-2b ; R1-2c ; R1-2d ; R1-2e ; R2). We can note that [Berryman, 1990] found a similar value (7.4 m ; Table 4.2) from a single measurement of the R2 offset at the surface. The 7.8 m value is about twice the smallest slip that we have measured, suggesting that the 7.8 m offset may be the cumulative record of two large, somehow characteristic earthquakes. As the riser R2 is the oldest marker to have recorded the 7.8 m offset, we infer that the second most recent large earthquake has occurred after the abandonment of the R2 riser. The offset has also been recorded by the small channels that incise the T1 surface and which likely formed in the latest stages of the T1 abandonment. We infer that the second most recent large earthquake occurred in the time period between the abandonment of R2 and of the T1 terrace, and the formation of the subsequent R1 riser. A sample collected in the R1 riser provides an age of 774-916 cal yr B.P. for the T1 abandonment, while the deposits that overlay the T1 terrace have been dated between 0 and 962 cal yr BP (4 samples, Fig. 4.23, Van Dissen et al. [1992], Langridge et al. [2011]). Two samples collected in the sediments that fill the T1-incising channels provide ages between 676 and 962 cal yr B.P. Based on these dating and on the age of the most recent event, we suggest that the second most recent large earthquake on the Wellington fault (at Te Marua) might have occurred around 750-960 yr B.P. (Fig. 4.23).

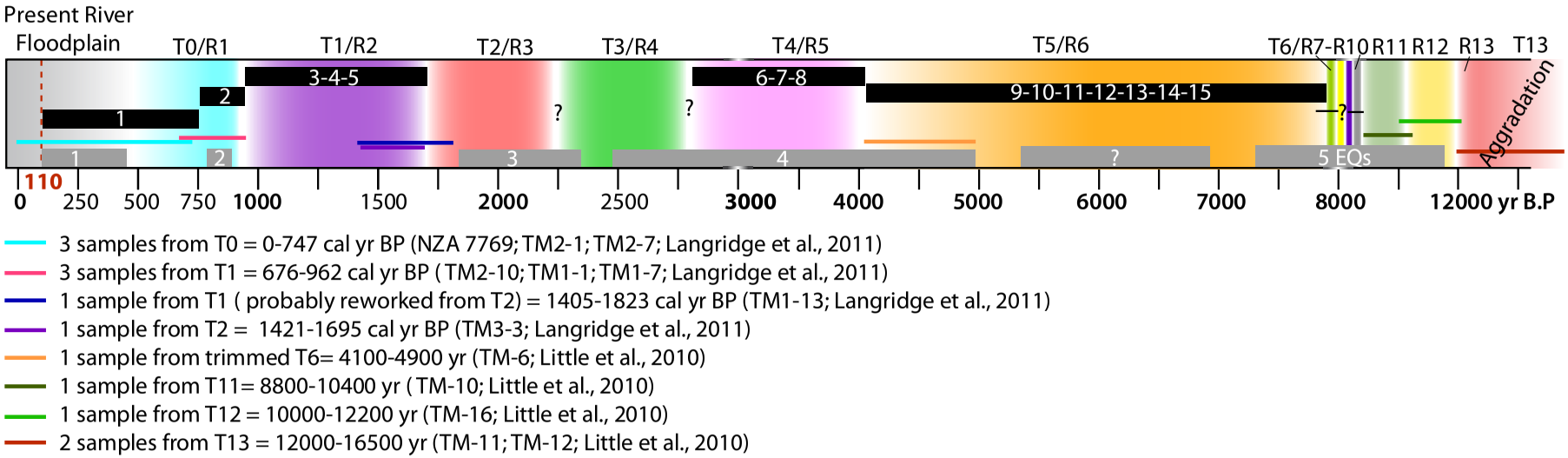


FIGURE *4.23 – Large earthquake versus alluvial history. The time scale is graduated from 0 to 12000 yr B.P., with two changes in the scale at 3000 and 8000 yr B.P. The age at 110 yr B.P. indicated in red is that of the European settlement in New Zealand. Colored bands are approximate times between formation and abandonment of risers Ri, and hence also of terrace Ti-1. These times are constrained from available dating data, synthesized below the Figure. Question marks indicate where ages are unknown. Numbers in black boxes count the large earthquakes that we indentified in our data, with 1 being the most recent. The boxes indicate the approximate age of these earthquakes, inferred from that of the morphological markers that they offset. For comparison, grey boxes indicate the large earthquakes identified so far in the literature, with a question mark in the large gap between the four more recent and the five more ancient earthquakes. See discussion in text.*

A significant gap then exists in the slip record, attested by both the rarity of data in the range 9-14 m (Fig. 4.20 a), and by the significant ≈10.2 m slip difference between the third best constrained offset value, 18 m, and the previous one, 7.8 m. A minimum of two and more likely three large earthquakes might well have occurred to account for such a slip difference, but those, obviously, have not been recorded individually. We have noted however that Refl2 recorded an additional offset at about 14.3 m. It is noteworthy that the slip increment that separates the 14.3 and the 18 m offsets averages 3.7 m, and hence is similar to the slip attributed to each of the two most recent large earthquakes on the fault. The 18 m offset value arises from 10 measurements, and has been recorded by 6 distinct markers ranging from R3 to R4-5c. We infer that the likely three large earthquakes that contributed to the ≈ 10.2 m increment of slip occurred after the abandonment of R3 and hence likely of T2. They also occurred before the abandonment of R2, and hence they were produced in the time period when the river had abandoned its T2 terrace and was still flowing on T1, preventing R2 to record any slip. One gravel sample collected at the top of the T2 terrace provides an age of 1421-1695 cal yr B.P. [Langridge et al., 2011]. We infer that the T2 terrace was abandoned after or around this time, and hence that the third, fourth and fifth most recent large earthquakes on the Wellington fault at Te Marua likely occurred before 960 cal yr B.P and later than ≈ 1400-1700 cal yr B.P. (Fig. 4.23).

The offsets also show that no significant earthquake was recorded in the time period separating the abandonment of R4 and that of R3. This may arise from the actual lack of earthquakes during this period, or more likely, from the inability of the alluvial markers to record any earthquake slip at this time. This inability might have been due to the strong water dynamics that we inferred at this period. There is no age constrains on T3 and T4 but the abandonment of T5 is estimated around 4100 cal yr B.P. at the latest [Langridge et al., 2011, Little et al., 2010]. We infer that R4 formed more recently than 4100 cal yr B.P. The ages indicated on Fig. 4.23 for the R4 and R3 formation are thus arbitrary.

The next best-constrained offset value is ≈ 27 m (± ≈2 m). It arises from 16 measurements, and has been recorded by 13 distinct markers ranging from R5 to R9 (namely, actual R5 and trimmed R6-R9). It is especially well recorded in the Refl1 paleosurface. We infer that the likely two or three large earthquakes that contributed to the ≈ 8.8 m increment of slip between this offset value and the previous one occurred after the abandonment of R5 or at least when R5 was starting to be formed, and before the incision of the terrace T4 by the small features that it holds, and hence before the full abandonment of T4. Some water was thus still likely flowing on T4 while R5 started to record some slip. The abandonment of T5 is dated by one sample, at about 4100-4900 cal yr B.P. (Little et al. [2010], Fig. 4.23). We infer that the large past earthquakes number 6, 7 and possibly 8, occurred after ≈ 4100 cal yr B.P., and before an age that we ignore (question mark in Fig. 4.23).

Finally, a fifth best-constrained offset value is identified at 51 m, yet only in the

Refl3 paleosurface. It is thus less well supported than the other values. Note however that a similar offset value (50 ± 14 m) has been measured at the nearby Emerald site on the other side of the river, on a terrace whose elevation is similar to that of T11 (Fig. 4.21) [Ninis et al., 2010]. The 51 m slip attests of a major gap in the slip record, on the order of 24 m. Such a large cumulative slip increment might result from the addition of at least 6-7 large earthquakes similar to the most recent ones that we have documented. These earthquakes would have occurred between the abandonment of the original, un-trimmed R6 and before the full abandonment of T5. There is no age constrain on the T6 terrace. However we infer that the time period that separated the formation of R6 and that of R5 (i.e., the duration over which the largest T5 terrace was being formed) must have lasted a time long enough to record 6-7 large earthquakes. In Figure 20, we have arbitrarily represented the time for the T5 formation, however assuming a recurrence time of ≈ 600 yrs for the large earthquakes (see discussion below). The T11 terrace (not documented in our data) is dated from one sample at 9.6 ± 0.8 ka [Little et al., 2010], while an adjacent older terrace (T12 ; Fig. 4.21) is dated at about 11.1 ± 1.1 ka [Little et al., 2010]. We thus infer that the past large earthquakes number 9-15 have occurred between 4.1-4.9 and ≈ 9-10 ka at the latest (Fig. 4.23).

Combined with the available age constraints, our data thus suggest that at least 15 last earthquakes have occurred on the Wellington fault (at Te Marua) in the last ≈ 9-10 ka, and have been recorded by the alluvial sediments of the Te Marua site. They also suggest that the 7-8 most recent events occurred over the last ≈ 4.1-4.9 ka. This finding is markedly different from the results published in the literature, which only report 4 large earthquakes over the last 4-5 ka, and 9-10 events over the last 11.6 ka (Van Dissen et al. [1992], Langridge et al. [2009, 2011] Fig. 4.23). The age ranges that we infer for the two most recent large earthquakes are similar to the age ranges previously inferred from paleoseismological trenches (especially at Long Gully and Te Kopahou sites, see Langridge et al. [2011], Van Dissen et al. [1992]). By contrast, the older age ranges that we infer from our offset measurements are quite different, though not incompatible, with the age ranges previously proposed. It is important to keep in mind that, though our study provides solid constraints on the number of past large earthquakes and on their relative age with respect to that of the offset markers, it does not provide any absolute age constraint. The age inferences that we discuss above only rely on available dating data.

e) Implications on seismic hazard related to the Wellington fault

Our combined surface and sub-surface data attest of the record of about 15 major earthquakes on the analyzed section of the Wellington fault. The coseismic slip produced by the most recent large earthquake on the fault was 3.7 ± 1.7 m at the Te Marua site. Our measurements suggest that most previous large earthquakes were likely somehow characteristic, that is produced a co-seismic slip of the same order at the ground surface. The 3.7

± 1.7 m coseismic slip value that we find is in agreement with the lowest value of the few previous estimates of the earthquake slips on the Wellington fault, reported as 3.7-4.7 m [Berryman, 1990], and 5.3 ± 0.8 m [Little et al., 2010]. Yet, these similar results arise from markedly different datasets and precisions in the offset recognition and measurement.

Using the 3.7 ± 1.7 m estimate of the surface co-seismic slip, and assuming that the major earthquakes broke the entire length of the Wellington-Hutt Valley segment (≈ 75 km), we infer that the identified past earthquakes likely had minimum magnitudes in the range Mw 6.9-7.4 (see calculation in D-13). This range of magnitude is in agreement with the Wells and Coppersmith [1994] empirical functions relating rupture length and maximum surface slip to moment magnitude. It is also in agreement with previous suggestions (Mw 7.3-7.6, e.g., Little et al. [2010] ; Ms=7.1-7.8, Berryman [1990]), though these previous estimates were based on partly misleading offset measurements. Would the large earthquakes have broken the entire length of the principal fault strand and hence its three major segments (total length 160 – 170 km), as suggested by some paleoseismological studies [Langridge et al., 2007, 2011], they would have a minimum magnitude in the range Mw 7.1-7.6.

Recently, Manighetti et al. [2007] have proposed reappraised earthquake scaling laws that reveal the links between the intrinsic properties of the faults being broken by the earthquakes and the properties of these earthquakes. The structural maturity of the faults especially controls the slip-length ratio and hence the stress drop of the earthquakes. It is thus interesting to examine our results in the framework of these recent scaling laws. Yet, it is not clear whether the Wellington fault is a mature fault or a more immature structure (in the sense defined by Manighetti et al. [2007]). On the one hand, the Wellington fault seems to be quite mature since it initiated a few Ma ago, has a large cumulative slip, and has a high slip rate (≈ 6 mm/yr, Ninis et al. [2010], Little et al. [2010], Berryman [1990]). On the other hand, most faults in New Zealand, especially Northern Island, have been shown to have high apparent stress drops [Dowrick and Rhoades, 2004] what is symptomatic of immature faults. Discussing this point is beyond the scope of the present paper but we may note that, if the Wellington fault is quite mature, the 3-4 m of slip that we observe might be produced by a rupture that would break either the entire ≈ 170 km length of the fault major strand (function 4 in Fig. 4.8 a from Manighetti et al. [2007]), or only the WHV, ≈ 75 km long segment of the fault (function 3 in Fig. 4.8 a from Manighetti et al. [2007]). By contrast, if the fault is more immature than it seems, shorter ruptures might be expected (likely ≈ 30 km long ; see function 2 in Fig. 4.8 a from Manighetti et al. [2007]) that would still produce the 3-4 m of slip, yet with much higher stress drops and hence larger damaging potential. We cannot conclude but we suggest that this issue should be examined to better anticipate the stress drops of the forthcoming events.

Based on the age constrains provided in the literature, we infer that at least 15 large earthquakes have broken the southern Wellington fault in the last 9 - 10 ka. This

would grossly suggest a recurrence time for these large earthquakes on the order of 600-650 yrs. We more precisely find in Figure 20 that a minimum of 6 - 7 large earthquakes have occurred in the time range ≈ 4 - 9 ka, 7-8 large earthquakes have occurred over the last ≈ 4.1 ka, the 5 most recent events have occurred over the last ≈ 1.7 ka, three large earthquakes have occurred in the time range ≈ 960 - 1700 yrs, and finally, the two most recent large earthquakes have occurred in the time range ≈ 110 - 960 yrs. Taken together, these constraints suggest a recurrence time for the large earthquakes that we identified in the range ≈ 250 - 850 yrs, hence markedly variable around an average of ≈ 550 yrs.

Though we know well that the long-term slip rate of a fault (here, 4.9-6.6 mm/yr, Ninis et al. [2010]) does not capture the actual variability in earthquake strain accumulation and relief [e.g., Weldon et al., 2004, Schlagenhauf et al., 2011], we may use the 'constant loading framework' [e.g., Savage, 1983] to infer a rough estimate of the average recurrence time needed to produce a mean slip per event of 3.7 ± 1.7 m. This average time would be on the order of 610 ± 200 years. It is noteworthy that this average recurrence time is similar to those we independently inferred above. It is also in fair agreement with previous estimates derived from trench paleoseismological dating [Van Dissen and Berryman, 1996, Van Dissen et al., 1992, Langridge et al., 2009, 2011], though on the low side.

4.3.8 Conclusions

The present study continues a pioneer work started in an earlier paper [Beauprêtre et al., 2012], dedicated to develop a novel form of paleoseismology, of geophysical type, based on the use of dense, pseudo-3D, Ground Penetrating Radar (GPR) acquisitions. As shown in the few existing studies [e.g., Gross et al., 2000, 2002, 2003, 2004, Tronicke et al., 2004, McClymont et al., 2008a,b, 2010, Beauprêtre et al., 2012], pseudo-3D GPR (combined with a few CMP acquisitions) is an appropriate tool to investigate the subsurface (i.e., first 110 meters) over large areas and discriminate the various sedimentary and deformation features that it contains, down to a resolution of a few tens of cm. So far, this geophysical tool has mainly been used to investigate the location and geometry of some active fault traces in the shallow sub-surface [Yetton and Nobes, 1998b, Audru et al., 2001, Demanet et al., 2001, Anderson et al., 2003, Gross et al., 2004, McClymont et al., 2008a,b, 2009a, 2010]. But as we showed earlier [Beauprêtre et al., 2012] and still prove it in the present study, pseudo 3D GPR can be used in a different way, designed to investigate the morphological and sedimentary markers that might exist below the ground surface and be offset by a seismogenic fault.

In continental settings where alluvial erosion and hence sedimentation are significant, the subsurface is expected to be made of various alluvium layers having different properties expressed as grain size and architecture, water content, silt versus boulder content, etc. Provided that their properties are indeed slightly different, these alluvium layers are expected to form more or less marked reflections in the GPR data. Therefore, if we place

ourselves in an environment where alluvium properties are expected to vary both laterally and over depth, we may obtain a rich 3D alluvial record.

The Te Marua site in New Zealand is exceptional in that it holds a well-preserved flight of 11 Holocene alluvial degradation terraces, all being laterally offset by the Wellington fault. The terraces were formed at different times, and hence differ laterally from one another, while they have recorded different offsets. A degradation terrace commonly bevels and shapes an underlying 'bedrock', and subsequently overlays it with thin layers of alluvium sediments, whose granulometry decreases upward. The Te Marua terraces are thus expected to have properties also varying over depth.

Based on these expectations, we have investigated the Te Marua site using pseudo 3D GPR to define the 3D architecture of the alluvium layers, and to measure the fault offsets in the 3D volume. Throughout the site, we have identified three major surfaces, the deepest ($\approx$ 5 m) is the original strath incision surface in the greywacke bedrock, while the two above surfaces ($\approx$ 1 and 2 m) are interfaces separating distinct alluvium layers. As expected, all alluvial landforms that shape the ground surface similarly imprint the subsurface and especially the three buried surfaces that it contains. It results that any marker being offset by the fault at the ground surface is also offset by the fault in the subsurface. Therefore, any marker can have its lateral offset measured n times, with n the number of interfaces where it is expressed (generally 4, including the ground surface). The GPR imaging of the subsurface alluvial architecture and fault offsets thus allows to markedly densify the fault slip measurements. As a matter of fact, we could measure a total of 146 fault offsets, while, so far, only a tenth of such measurements have been reported in the literature from surface observation [Lensen, 1958, Berryman, 1990, Little et al., 2010].

The comparison of the offsets recorded at the surface and at the different depths investigated provides important results :

1. The offsets measured at the ground surface are systematically markedly lower than those measured further at depth on the same markers. We attribute this decrease to the weathering and erosion/deposition processes that affect the ground surface and might alter the morphology of the markers and consequently modify their apparent offsets.

2. The morphological expression of the markers is generally clearer in the subsurface, what confirms that the markers are better preserved below the ground surface and hence, that the offsets that they have recorded are better constrained.

3. The evolution of the alluvial architecture from depth ($\approx$ 5 m) to surface highlights marked changes in the alluvial conditions, especially at the time of the larger T5 terrace formation.

4. The slip record preserved in the subsurface is longer than the one preserved at the

ground surface.

5. From a rigorous statistical analysis of our dense offset collection, we eventually only extract 5 solidly constrained cumulative slip values, of 3.3 ± 1, 7.8 ± 1, 18 ± 1, 26.8 ± 2, and 51 ± 3-4 m. While some of these offsets are in keeping with previous measurements, most are different or new.

The objective of this work was to apply the GPR-based geophysical paleoseismology to derive quantitative information -additional to those already recovered from surface observation, that may help to better constrain the seismic hazard related to the Wellington fault. Our results show that the most recent large earthquake on the Wellington fault at Te Marua produced a coseismic slip of 3.7 ± 1.7 m. A total of at least 15 large earthquakes broke the fault (at the site) over the last 9-10 ka. These earthquakes seem to have been fairly characteristic, that is producing coseismic slips of the same order at the ground surface. Would these earthquakes have broken only the southern Wellington-Hutt Valley segment of the fault, they likely had minimum magnitudes Mw 6.9-7.4. Yet, if these large earthquakes have broken the entire major strand of the fault, what is possible, they might have had minimum magnitudes in the range Mw 7.1-7.6. Combined with the age constrains provided in the literature, our results suggest that such large earthquakes on the Wellington fault might repeat every 250-850 yrs, with an average around 500-600 yrs. Though poorly constrained, the age of the most recent large event is estimated in the range 110-750 cal yr B.P. (between 1200 and 1840 yr A.D., Fig. 4.23 and references therein). If we consider the mean age value derived from this range (≈ 1520 yr A.D.), it appears that the next large earthquake on the southern Wellington fault might occur over the next century. Though this inference is not strongly supported as large uncertainties exist on both the age of the most recent event and on the recurrence times of such events, it is a possibility that seismic hazard might be more elevated than presently thought [e.g., Rhoades et al., 2011].

Acknowledgments

This work has been funded by the French National Research Agency (ANR Project CENTURISK no. Risknat09_456076). We are thankful to Mr & Mrs Wooster for giving us access to their Te Marua field. We are also thankful to David Caterina, Pascale Sénéchal, and Angélique Zajac for helping us during acquisitions on the field. We greatly thank Rob Langridge for introducing us to the Te Marua site and for the fruitful discussions that we had.

4.4 Travaux complémentaires

Estimation du facteur Z de quelques marqueurs

Dans l'article, nous concluons que les marqueurs sont mieux préservés en profondeur, et les décalages qu'ils ont enregistrés sont donc mieux contraints. Cette meilleure préservation en profondeur est confirmée par une expression morphologique plus claire, c'est à dire des talus plus raides et plus hauts dans la sub-surface. Dans le but de quantifier ces dénivelés topographiques plus forts en profondeur, nous tentons d'estimer 'l'étirement vertical' des marqueurs sur la coupe 4 de la figure 4.9. Pour cela, nous comparons les profils topographiques extraits entre deux surfaces successives. Sur une fenêtre glissante large de 30 m, on soustrait la valeur minimum de chaque profil pour ne pas tenir compte de la différence de profondeur entre les interfaces. La largeur de la fenêtre est choisie en fonction de la largeur moyenne des marqueurs. Dans cette fenêtre, le profil topographique de la surface est ensuite multiplié par un facteur d'étirement vertical, le facteur Z, de façon incrémentielle entre 0 et 4 [Zielke and Arrowsmith, 2012]. L'ajustement entre ce profil étiré et le profil de référence auquel il est comparéest évalué en calculant l'inverse de la différence entre les profils topographiques pour chaque incrément du facteur d'étirement. La valeur maximum du facteur Z correspond donc au meilleur ajustement entre les deux profils, et indique le facteur d'étirement vertical nécessaire à ce bon ajustement.

La figure 4.24 représente l'ajustement des topographies en fonction du facteur Z. L'axe vertical représente la distance le long du profil avec indiquée la position des talus de terrasses. Pour les comparaisons entre la surface et les différents réflecteurs, les ajustements montrent un maximum bien défini entre R1 et R4, en R5, et entre R6 et R9. En ce qui concerne les comparaisons entre les réflecteurs, les ajustements montrent un maximum bien défini de R1 à R6 pour les réflecteurs 1 et 2 et entre R1 et R5 pour les réflecteurs 2 et 3. Les ajustements évasés correspondent à de grandes différences de topographie entre les interfaces, qui peuvent s'expliquer par des contextes sédimentaires différents comme à l'est de R5, ou par un décalage horizontal des marqueurs avec la profondeur. Pour les comparaisons de la surface avec les réflecteurs, le meilleur ajustement est obtenu pour des facteurs Z entre 1 et 2.5, avec une valeur moyenne autour de 1.75 (surface-réflecteur 1 : 1.77 ; surface-réflecteur 2 : 1.73, surface-réflecteur 3 : 1.75). On note en revanche un très bon ajustement au niveau de R5 pour un facteur d'étirement de 1.2 sur ces comparaisons. En ce qui concerne les comparaisons entre réflecteurs, le facteur d'étirement vertical est en moyenne de 1 (réflecteurs 1-2 : 1.13 ; réflecteurs 2-3 : 0.9).

Ces résultats ne concernent qu'une coupe et cette analyse mériterait d'être appliquée à l'ensemble du site, en incluant un décalage horizontal pour les marqueurs qui ne sont pas strictement à la verticale les uns des autres. Ces résultats préliminaires montrent néanmoins que l'expression des marqueurs morphologiques en profondeur est 1.7 fois plus forte (i.e., les talus des terrasses sont 1.7 fois plus hauts) qu'en surface. Nous avons déjà précisé

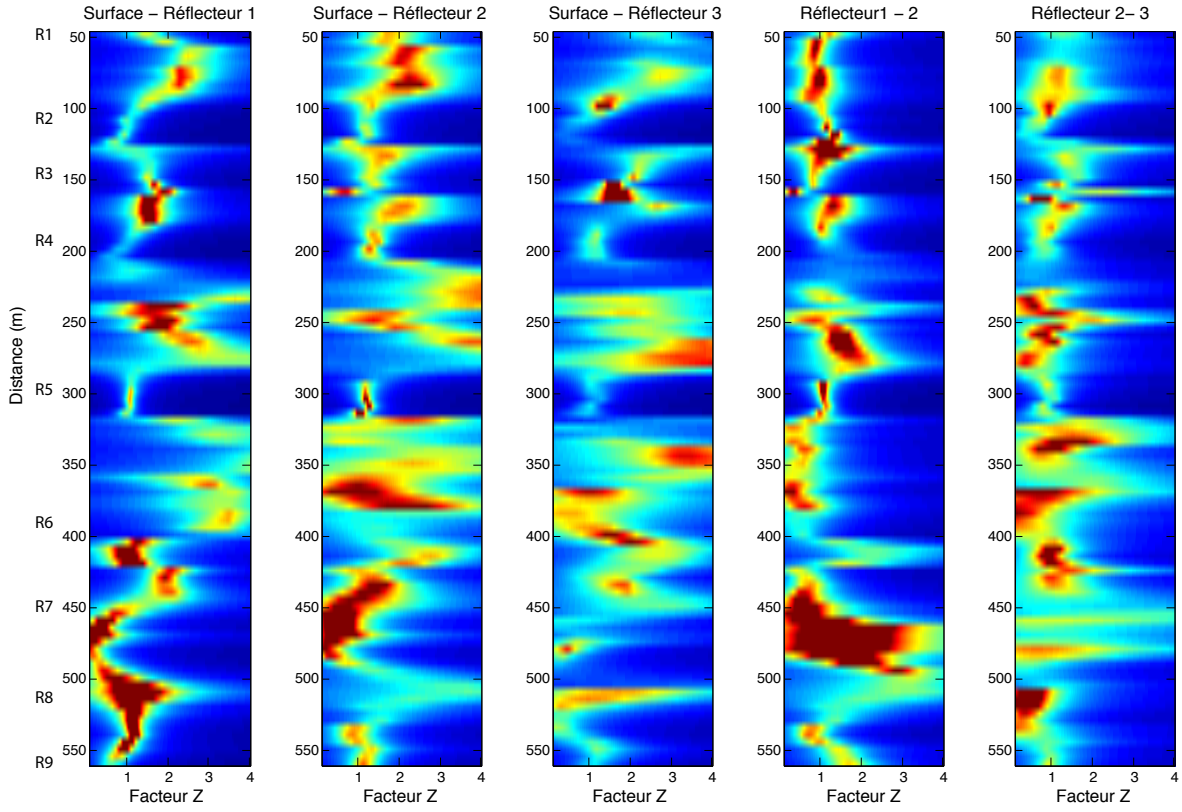


FIGURE *4.24 – Qualité de l'ajustement en fonction du facteur Z. L'ajustement est fait entre les profils topographiques de deux interfaces dont le nom est indiqué en haut de chaque graphique. Cet ajustement est calculé tous les 5 mètres le long de la coupe 4 (Fig. 4.9) sur une fenêtre large de 30 m. L'axe vertical représente la distance le long du profil avec indiqués la position et le nom des bords de terrasses. Les qualités d'ajustement, c'est à dire l'inverse de la moyenne des différences entre profils, croissent du bleu vers le rouge.*

dans l'article que cet effet est plus grand que l'incertitude sur la profondeur des marqueurs. Cette meilleure conservation des marqueurs dans le sous-sol implique une meilleure préservation des décalages. Ce facteur devrait être inclus dans notre approche statistique d'analyse des mesures de décalage, en réduisant systématiquement les incertitudes ou en augmentant les pondérations des densités de probabilité individuelle pour les données de sub-surface. Ce travail pourra être mené ultérieurement.

4.5 Conclusions et perspectives

Dans ce chapitre, nous avons présenté les résultats de l'analyse d'une seconde campagne géoradar pseudo-3D visant à retrouver l'histoire du glissement sur une faille active décrochante largement étudiée par ailleurs. Cette seconde étude confirme que le géoradar est un outil approprié pour identifier des marqueurs morphologiques enfouis et décalés par une faille. Pour cela nous nous sommes placés dans un contexte sédimentaire similaire à celui du premier site investigué, une série de terrasses alluviales de dégradation d'âge Holocène

progressivement déplacées par la faille décrochante de Wellington.

L'objectif de ce chapitre était double : 1) comparer les résultats de notre approche géophysique aux résultats obtenus auparavant sur le même site par des méthodes paléosismologiques et morphotectoniques classiques et, 2) améliorer notre connaissance de l'aléa sismique lié à la faille de Wellington qui pose un risque majeur à la population de la ville et de la région de Wellington.

Concernant le premier objectif, la comparaison de nos données géoradar avec les données existantes (tranchées, log, et GPR 3D) nous a permis de déterminer la nature des 3 réflecteurs que nous avons mis en évidence dans les 5-7 premiers mètres du sol. Le réflecteur 3 correspond au toit du substratum gréseux, les réflecteurs 1 et 2 correspondent à des changements de granulométrie. Nos données apportent de plus une connaissance sur la morphologie de ces 3 surfaces et sur l'histoire alluviale du méandre. La morphologie des trois réflecteurs est très similaire à la morphologie de surface. Les 4 interfaces ont été marquées par la même histoire alluviale à l'ouest, tandis qu'à l'est, la morphologie du réflecteur 3, différente de celle des surfaces sus-jacentes, témoigne d'un changement important dans les conditions alluviales.

Alors que la morphologie de surface avait déjà fait l'objet d'études détaillées, nous disposons ici d'un MNT de la surface encore plus détaillé, couvrant une plus grande zone et mettant en évidence un plus grand nombre de marqueurs morphologiques. Nous avons mesuré à nouveau l'ensemble des décalages en surface en prenant soin de reconstituer les formes originelles des marqueurs. Les valeurs obtenues sont relativement similaires à celles précédemment publiées, à l'exception du déplacement le plus faible que nous trouvons de 1.5 ± 1 m au travers d'un talus de terrasse que les études antérieures décrivaient comme non coupé et non décalé par la faille. Cette observation change donc radicalement notre perception du déplacement produit par le plus récent fort séisme sur la faille de Wellington

De plus, en comparant les décalages mesurés en surface à ceux mesurés en sub-surface, nous montrons que les déplacements en surface sont systématiquement plus faibles, tandis que le réflecteur 3 a enregistré une histoire sismique plus longue que les surfaces sus-jacentes. Nous concluons que le site de Te Marua a enregistré cinq déplacements cumulés statistiquement bien contraints de 3.7 ± 1.7 m, 7.8 ± 1 m, 18 ± 1 m, 26.8 ± 2 m et 51 ± 3 - 4 m, et un glissement de 14.3 ± 2 m moins bien contraint.

Nous avons combiné ces déplacements aux datations des terrasses fournies par la littérature. Grâce à notre meilleure connaissance de l'architecture et de l'histoire alluviale, nous avons réinterprété ces datations en fonction de leur profondeur d'échantillonnage. En effet, les échantillonnages ont été faits dans les couches 1 et 2, et datent donc l'abandon des terrasses. Ainsi nous avons estimé l'âge du séisme le plus récent à 110-750 ans BP, et le déplacement cosismique qu'il a produit à 3.7 ± 1.7 m. L'avant-dernier séisme, représenté par le déplacement cumulé de 7.8 ± 1 m, approximativement deux fois le déplacement produit par le plus récent séisme, aurait eu lieu entre 750 et 960 ans BP. Une lacune de

10.2 m dans l'enregistrement des déplacements cumulés, entre 18 et 7.8 m, est attribuée au déplacement créé par 3 forts événements avec un glissement cosismique moyen de 3 à 4 m. D'après l'âge des marqueurs affectés par ces déplacements cumulés, ces trois événements se seraient produits entre 960 et 1700 ans BP. La lacune suivante de 8.8 m entre les déplacements cumulés de 26.8 et 18 m est attribuée à 2 ou 3 forts événements qui se seraient produits entre 1700 et 4100 ans BP. Les précédentes études décrivaient l'occurrence de 4 séismes au cours des 4900 dernières années avec un déplacement cosismique moyen de 5 m [Little et al., 2010], alors que nous décrivons ici l'occurrence de 8 forts séismes avec un déplacement moyen de 3-4 m au cours de la même période. Enfin, la dernière valeur de déplacement cumulé de 51 ± 3-4 m est attribuée à l'occurrence de 15 forts séismes au cours des 9000-10000 dernières années ; par comparaison, les études précédentes décrivaient seulement 9-10 événements au cours de cette période [Van Dissen et al., 1992, Langridge et al., 2009, 2011]. Les différences établies avec les études précédentes sont principalement liées à la réévaluation à la baisse du glissement cosismique moyen, estimé précédemment à 5 ± 0.24 m [Little et al., 2010] et 3.7-4.7 m [Berryman, 1990].

Concernant le second objectif, nos données décrivent les 15 derniers séismes majeurs ayant rompu la faille de Wellington au site de Te Marua, à 30 km au nord de la capitale néozélandaise. Le glissement produit par chacun de ces séismes est relativement similaire et de l'ordre de 3.7 ± 1.7 m. En supposant qu'ils aient rompu l'intégralité du segment sud de la faille (70 km de long), leurs magnitudes ont été de l'ordre de Mw=6.9-7.4. Si, comme le suggère une précédente étude [Langridge et al., 2011], ces séismes ont au contraire rompu les 3 segments majeurs de la faille, soit une longueur totale de 160 - 170 km, ils ont pu avoir une magnitude beaucoup plus forte de l'ordre de 7.1-7.6. Alors que la différence d'estimation du glissement cosismique moyen par rapport aux études précédentes n'entraîne pas de différences importantes dans les magnitudes estimées, la longueur des ruptures est un paramètre critique. Le temps de récurrence des forts séismes que nous estimons en confrontant nos données aux âges publiés est de 250 - 850 ans, significativement plus court donc que les estimation précédentes données à 715-1175 ans [Langridge et al., 2011]). Même si les estimations que nous suggérons ont de très fortes incertitudes, à commencer par celle de n'être que des estimations et non des mesures directes, elles suggèrent que la faille de Wellington pourrait rompre au cours du siècle prochain (la date du dernier séisme étant estimé entre 1200 et 1840). L'aléa sismique lié à la faille de Wellington pourrait donc être plus élevé qu'il n'a été ré-estimé récemment [Stirling et al., 2012, Rhoades et al., 2011].

En comparant nos résultats à ceux obtenus au site de Terako (chapitre précédent), il apparaît que les deux sites se situent dans un contexte sédimentaire quasiment similaire dominé par des terrasses alluviales d'érosion, et ce type de contexte se révèle être particulièrement bien adapté pour l'application d'une approche géoradar. Le milieu est suffisamment électriquement résistif et l'alimentation sédimentaire se déplace latéralement avec

la rivière, entraînant une préservation des marqueurs morphologiques à des profondeurs correspondant aux limites de pénétration du géoradar. Pour autant, les textures géoradar sont très différentes entre les deux sites. Les réflexions au site de Terako ont des amplitudes très contrastées reflétant une interface nette entre deux faciès géoradar situés dans les dépôts alluviaux. Au site de Te Marua, les amplitudes sont beaucoup moins contrastées et les données demandent davantage de traitement afin d'extraire les paléo-surfaces dans ces sédiments. Au site de Terako, le substratum est trop profond pour être atteint, alors qu'au site de Te Marua, il a pu être détecté, même s'il a demandé beaucoup de précautions car il semblait correspondre aux limites de pénétration des antennes et n'était associé à aucun réflecteur. Compte-tenu de la différence de pénétration entre les antennes 100 et 250 MHz dans les dépôts alluviaux de Terako (Fig. 3-21), la coïncidence des profondeurs de pénétration à Te Marua ne pouvait que correspondre au passage dans un milieu conducteur comme le substratum gréseux.

Concernant la préservation de marqueurs morphologiques, nous avons montré dans ce chapitre que les marqueurs et donc les décalages étaient mieux préservés en profondeur, alors qu'ils semblent partiellement modifiés en surface et lissés par les processus de sédimentation et d'érosion. Au site de Terako, la plupart des marqueurs ne sont actuellement plus visibles en surface, seuls les talus des terrasses restant préservés. Nous avons notamment décrit que leur empreinte morphologique est moins forte en surface qu'en subsurface ainsi que les incréments de glissement estimés (Table 3.3). Ceci suggère encore que les marqueurs en surface, utilisés communément pour estimer les glissements sur une faille sont partiellement modifiés, même sur de très courtes échelles de temps (quelques centaines d'années à Te Marua). Ceci entraîne une erreur systématique sur les mesures de déplacement qui devrait être prise en compte dans l'incertitude sur ces mesures. Dans le premier exemple que nous avons présenté, les informations provenant du sous-sol complétaient les lacunes dans l'enregistrement du glissement en surface. Dans ce second exemple, les décalages des marqueurs enfouis fournissent à la fois des informations complémentaires et supplémentaires sur l'histoire du glissement.

Après ce second exemple, dans un contexte sédimentaire similaire au premier, mais sur une faille décrochante plus lente, d'autres exemples sur une même faille, mais dans des contextes sédimentaires différents sont présentés dans les chapitres suivants.

CHAPITRE 5

ANALYSE MORPHOTECTONIQUE DE LA SURFACE LE LONG DE LA FAILLE DE HOPE SUR DES DONNÉES LIDAR ET IMPLICATIONS PALÉOSISMOLOGIQUES

Sommaire

5.1 Introduction 196

5.2 Résumé 196

5.3 > 35 paleo-earthquakes on the Hope fault from LiDAR data 199

5.3.1 Introduction 199

5.3.2 Tectonic and alluvial setting of the Eastern Hope fault 200

5.3.3 Identification of the offset markers in the LiDAR data 202

a) LiDAR data and fault trace 202

b) Mapping, nature, and age of the offset markers 202

5.3.4 Measurement of the fault lateral offsets 204

a) Approach to identify and qualify the paired marker sections 204

b) Uncertainties on the offset measurements 205

c) Statistical analysis of the offsets 208

5.3.5 Discussion 213

a) The question of the time record : age and frequency of the markers 213

b) Recovering the fault earthquake slip history 216

c) Age, length, magnitude and recurrence time of the paleo-earthquakes 218

5.3.6 Conclusions 219

5.4 Comparaison aux résultats de sub-surface 221

5.5 Conclusions 223

5.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous présentons l'analyse morpho-tectonique de l'ensemble de la bande de données Lidar que nous avons acquise dans le cadre du projet CENTURISK sur une section de 30 km de la faille de Hope. Ces données ont en partie été décrites et utilisées ponctuellement au site de Terako (cf. Chap. 3).

L'objectif ici est de mener une analyse morphotectonique classique dédiée à extraire l'information préservée en surface pour reconstituer l'histoire des glissements sur la faille. L'originalité est d'utiliser des données topographiques LiDAR qui permettent d'observer et mesurer la morphologie et la topographie à la plus haute résolution possible actuellement, et indépendamment du couvert végétal. L'objectif corollaire est de comparer les résultats acquis en surface –lorsque cette surface est observée en grands détails et continûment le long de la faille, aux résultats acquis précédemment en sub-surface sur cette même faille (site de Terako, chapitre 3). Comme nous l'avons expliqué au chapitre 1, l'analyse morpho-tectonique est une méthode classique en paléosismologie qui permet de restituer les déplacements cosismiques par la mesure de nombreux déplacements cumulés résultant d'un nombre variable de ces déplacements cosismiques. Les déplacements cumulés qui contiennent encore une information décryptable sur les séismes qui les ont produits sont donc relativement faibles, dans des gammes allant généralement du mètre à la centaine de mètres [e.g. McCalpin, 2009]. Nous avons ici accès à des données topographiques très haute résolution couvrant une importante longueur de la faille ($\approx$ 30 km) ; l'approche est donc classique, mais menée sur des données exceptionnelles. La haute résolution de ces donnés permet d'extraire toute l'information enregistrée par la morphologie, y compris celle située sous un fort couvert végétal, inaccessible à partir d'images optiques ou parfois même sur le terrain.

Le corps de ce chapitre est composé d'un article soumis en Novembre 2012 au Geophysical Journal International qui décrit l'analyse morpho-tectonique du MNT LiDAR haute résolution, la mesure de près de 250 déplacements cumulés et l'analyse statistique de cette dense collection de données. L'article est précédé d'un résumé étendu en français et suivi de la comparaison des résultats de surface et de sub-surface obtenus au site de Terako.

5.2 Résumé

Cette étude décrit l'analyse morpho-tectonique de données topographiques haute résolution LiDAR le long d'une section de 30 km de la moitié orientale de la faille de Hope. Ce travail permet la mesure d'une grande collection de déplacements cumulés enregistrés par la morphologie, et l'analyse statistique de ces déplacements cumulés permet de restituer l'histoire des déplacements cosismiques qui se sont succédés pour fabriquer les déplacements cumulés observés. Le glissement cosismique et la magnitude des forts séismes sont des informations essentielles pour l'estimation de l'aléa sismique. La faille de Hope est proche des villes de Kaikoura et de Christchurch, et pose donc un risque élevé pour ces villes. Or la ville de Christchurch a déjà été sévèrement touchée par plusieurs séismes au cours de ces trois dernières années.

La faille de Hope, longue de 230 km, est l'une des failles majeures décrochantes dextres de la zone de failles de Marlborough au Nord-Est de l'île du Sud. Elle est divisée en deux sections majeurs, d'une longueur d'environ 100 km chacune, séparées par le bassin en pull-apart central d'Hanmer. Une partie de la section ouest a rompu sur une longueur

de 30 km lors du séisme de North Canterbury de Mw = 7.1-7.3 en 1888. Dans sa partie Est, aucune rupture historique n'est connue, mais les études paléosismologiques menées sur cette section de la faille suggèrent que la rupture majeure la plus récente aurait eu lieu entre 1720 et 1840 et aurait produit un glissement cosismique de 3 à 6 m.

La section Est de la faille de Hope traverse le piémont des chaînes d'Amuri et de Seaward Kaikoura où se sont déposés d'épais dépôts de sédiments alluviaux, notamment des terrasses alluviales, au gré des fluctuations climatiques Quaternaires. Durant les périodes glaciaires, de larges terrasses d'aggradation s'accumulent. A la fin des périodes glaciaires et durant les périodes inter-glaciaires, le réseau de drainage incise ces terrasses laissant des séries de terrasses de dégradation. Le long de la section Est de la faille de Hope, les périodes d'aggradation se sont succédées entre 48 et 43, 38 et 31, et 26 et 14 ka, et ont été entrecoupées par des périodes de forte incision entre 50 et 48, 41 et 39, 30 et 28, et 4-0 ka, ainsi que par des pauses dans l'incision entre 31 et 29 ka et 14 et 4 ka durant lesquelles se sont formées des terrasses de dégradation.

L'analyse morphotectonique de données LiDAR couvrant une bande de 30 km le long et de 1 km de large sur la partie Est de la faille, révèle $\sim$ 500 marqueurs morphologiques, principalement de type alluvial (ruisseaux, rivières, terrasses et leurs talus, cônes), décalés latéralement par la faille, soit 10 à 20 fois plus que précédemment reportés [Knuepfer, 1992, Langridge et al., 2003]. Les données LiDAR ont permis également de cartographier finement la trace de la faille qui, dans la zone étudiée, se révèle divisée en 11 segments longs de 1 à 3 km, séparés par des sauts généralement en pas à gauche. Des contraintes stratigraphiques provenant de la littérature, telles que l'âge des surfaces d'aggradation et de dégradation, couplées aux observations de cette étude, permettent de définir la chronologie relative de la plupart des marqueurs. Cette chronologie révèle que l'essentiel des marqueurs identifiés sont plus récents que la dernière période d'aggradation ($<$ 12 ka).

La mesure des décalages cumulés enregistrés par les marqueurs est entachée de deux types d'incertitudes. Le premier exprime la confiance sur la corrélation de deux marqueurs de part et d'autre de la faille. Cette confiance est estimée à partir de plusieurs critères qualitatifs tels que la continuité claire des marqueurs et la similitude de leurs tracés de part et d'autre de la faille. La qualité de la confiance est exprimée sous la forme de facteurs de pondération. La seconde incertitude exprime l'incertitude sur la mesure du décalage, incertitude qui dépend de nombreux facteurs tels la direction du marqueur par rapport à celle de la faille, son degré d'érosion, l'existence d'une déflection au passage de la faille, etc. Cette incertitude est estimée en quantifiant la gamme de déplacements autorisant une reconstruction plausible de la forme originelle du marqueur.

En appliquant ces critères, nous avons réalisé 249 mesures de décalages latéraux cumulés, dont les valeurs varient entre 2 et 2100 m, avec 75 % d'entre elles inférieures à 150 m. Comme le glissement co- sismique varie le long des ruptures, l'analyse des déplacements cumulés a d'abord été menée séparément sur chacun des 11 segments. Les collections de données étant denses et présentant des incertitudes variables, une approche statistique a été utilisée. A chaque valeur est attribuée une densité de probabilité gaussienne, dont la moyenne représente la valeur de déplacement cumulé, tandis que la largeur et la hauteur dépendent de l'incertitude sur la mesure et de la pondération du facteur de qualité. La somme de ces gaussiennes pour chacun des segments décrit une courbe dont les maximums locaux représentent les valeurs de déplacement cumulé véritablement bien contraintes au sein de la population de mesures.

Pour chacun des segments, les courbes sommées définissent une dizaine de valeurs bien contraintes, généralement comprises entre 3-5 m et 80-100 m. La plupart des valeurs

trouvées sont communes à plusieurs segments, pourtant distants. Les incréments de déplacement qui séparent les valeurs successives sont également similaires d'un segment à l'autre. Ceci suggère que les déplacements cosismiques 'individuels' qui se sont succédés au cours du temps pour construire les déplacements cumulés mesurés, ne varient pas de façon significative le long des 30 km de faille analysés.

Ceci nous autorise à analyser ensemble les 249 mesures de déplacement cumulé. De ces 249 mesures, l'analyse statistique ne retient comme bien contraintes que 42 valeurs de déplacement cumulé s'étalant de 3.4 à 2100 m, mais dont 50% sont inférieures à 150 m. Les incréments de glissement qui séparent les valeurs les mieux contraintes se distribuent en trois groupes de valeur moyenne 3.7 $\pm$ 0.8 m (10 valeurs), 7.3 $\pm$ 0.7 m (5 valeurs), et 11.5 $\pm$ 1.3 m (14 valeurs). Les deux valeurs d'incréments les plus grandes sont des multiples de la plus petite valeur de 3.7 m, par un facteur de 2 et de 3.

L'analyse des déplacements cumulés révèle ainsi un déplacement cosismique moyen de l'ordre de 3.7 $\pm$ 0.8 m, ainsi que des incréments de glissement multiples (2 à 3) de cette valeur. La complétude de l'enregistrement des déplacements jusqu'à $\sim$ 62 m suggère que 16-18 forts séismes se sont succédés sur la faille de Hope pour produire ce déplacement cumulé total. La quasi-complétude de l'enregistrement des déplacements jusqu'à $\sim$ 130 m suggère que $\sim$ 35 forts séismes ont rompu la faille Hope pour produire ce déplacement cumulé. Au regard des datations publiées, ces $\sim$ 35 forts séismes se seraient produits dans les derniers 6.5 $\pm$ 1 ka, avec un temps de récurrence moyen que l'on déduit être de 200 $\pm$ 50 ans.

Le grand nombre de déplacements cumulés mesurés sur une longueur de 30 km durant la courte période de 6-7 ka, décrite comme particulièrement humide [Bull, 1991], suggère que de nombreux nouveaux marqueurs alluviaux se forment entre chaque fort événement sismique. Ceci confirme que l'ensemble des marqueurs analysés ont pu enregistrer de façon quasi-continue les déplacements cosismiques produits par les forts séismes successifs le long de la section orientale de la faille de Hope. Avec un glissement cosismique moyen d'amplitude 2.9-4.5 m, en supposant que chacun de ces forts séismes ait rompu l'intégralité de la section Est de la faille, la magnitude des événements majeurs rompant sur la faille de Hope a pu atteindre Mw = 7.3. Le temps de récurrence estimé étant court, et la faille n'ayant pas rompu dans sa partie Est depuis longtemps, l'aléa sismique associé à la section orientale de la faille de Hope pourrait être plus élevé qu'il n'est admis à l'heure actuelle.

5.3 More than 35 large paleo-earthquakes revealed on the Hope fault, New Zealand, from LiDAR data

I. Manighetti[1], S. Beauprêtre[2], C. Vitard[1], S. Garambois[2], C. Perrin[1], S. Dominguez[3] .

1. Géoazur, CNRS (UMR 6526), Université Nice Sophia Antipolis, 250 rue Albert Einstein, Les Lucioles 1, Sophia Antipolis, 06560 Valbonne, France.

2. Institut des Sciences de la Terre, CNRS (UMR 5275), Université Joseph Fourier, Maison des Géosciences, 1381 rue de la piscine, 38400 Saint Martin d'Hères, France.

3. Laboratoire Géosciences Montpellier, CNRS (UMR5243), Université de Montpellier 2, place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France.

Submitted to Geophysical Journal International, November 2012

Abstract

We use high-resolution LiDAR topographic data to recover the history of the strong earthquakes on one of the largest seismogenic faults in New Zealand, the Hope fault, that has not broken since at least 1840 and thus poses a critical seismic hazard to populated cities such as Kaikoura and Christchurch. The LiDAR data cover a 30 km long section of the Eastern Hope fault. Its analysis reveals up to 500 alluvial and morphological features of different natures and sizes that are laterally offset by the fault. We measured these lateral offsets and ended up with a population of 249 lateral cumulative offset data -10 to 20 times more than ever provided on this part of the fault, that range between 2 and 2100 m, with most of them lower than 500 m. The PDF statistical analysis of this dense offset collection allows recovering 26 robustly constrained and well-preserved cumulative offset values, ranging from 3.4 to 408 m. These well constrained offsets show that the alluvial archive has fairly continuously recorded the fault slip history up to a total cumulative offset of $\sim$ 130 m, while the slip record is more discontinuous, yet still clear, up to $\sim$ 400 m. The analysis of the slip increments that separate the well-constrained offsets suggests that at least $\sim$ 35 large paleo-earthquakes broke the fault to produce the $\sim$ 130 m of well-preserved cumulative slip. These earthquakes were fairly characteristic and produced 3-4 m of lateral slip at the surface in the zone of study, with likely minimum magnitudes of 6.9-7.3. Our work thus yields key information to anticipate the size of the forthcoming large earthquakes on the Hope fault.

5.3.1 Introduction

Seismic hazard assessment requires properly anticipating the principal characteristics of the forthcoming large earthquakes, especially their 'size', generally expressed in terms of magnitudes or maximum slips expected being produced. One approach to estimate these quantities prior to an event on a fault is to turn back to the large earthquakes that broke the fault in the past and measure the slips that they produced at the surface [e.g. Zielke and Arrowsmith, 2012, Tapponnier et al., 2001a, McCalpin, 1996]. We address this issue here, focusing on one of the largest seismogenic faults in New Zealand, the $\sim$ 230 km long Hope fault, and more specifically its Eastern half section (Fig. 5.1). The Hope is the

largest active fault close to the populated city of Christchurch. It is a right-lateral strike-slip fault, moving at a fast rate ($\sim$ 23 mm/yr) and supposedly breaking in large Mw $\geq$ 7 earthquakes [e.g. Van Dissen and Yeats, 1991, Langridge et al., 2003, in press, Langridge and Berryman, 2005]. Yet no historical strong earthquake is known on the Eastern section of the fault. The most recent large event would have occurred between 1720 and 1840 AD [Bull and Brandon, 1998a, Langridge et al., 2003], and hence quite long ago. This makes the forthcoming event on the Eastern Hope fault a likely critical near issue. Considering the tragic effects that moderate earthquakes (i.e., Mw $\leq$ 6.2) on small nearby faults had on the Christchurch City in 2010-2011, we feel of great importance to provide precise information on the likely size of the forthcoming large earthquakes on the Hope fault. A few studies have shown the unprecedented potential of the recent, high-resolution Light Detection And Ranging (LiDAR) topographic data to analyze the ground morphology and in particular to measure preserved fault offsets, in greater details than ever possible before [e.g. Barth et al., 2012, Zielke and Arrowsmith, 2012, Zielke et al., 2010, Salisbury et al., 2012, Frankel and Dolan, 2007, Oskin et al., 2007, Cunningham et al., 2006]. We have acquired such LiDAR data over a $\sim$ 30 km long section of the Eastern Hope fault. LiDAR is especially appropriate to examine the Hope fault as most of its trace is covered with dense vegetation. Furthermore, the alluvial dynamics is extremely high in the Hope fault region, providing a tremendous amount of alluvial markers of different types, sizes and ages that are as many candidates to record the fault slip history. Our work confirms that the alluvial slip record is remarkably dense and rich along the analyzed section, and provides the fairly continuous record of more than 35 large paleo-earthquakes whose coseismic slips can be measured.

5.3.2 Tectonic and alluvial setting of the Eastern Hope fault

The $\sim$ 230 km-long, N75°-striking Hope fault is one of the major right-lateral faults that form the Marlborough relay fault zone between the dextral-reverse Alpine fault in the southwest and the Hikurangi subduction and North Island dextral faults in the northeast (Fig. 5.1) [e.g. Lensen, 1968, Freund, 1971, Van Dissen, 1989, Cowan, 1990, Berryman et al., 1992, Little and Jones, 1998, Barnes and Audru, 1999]. The Hope fault is the second fastest slipping fault of New Zealand, with lateral and reverse Quaternary slip rates of 23 $\pm$ 4 and $\sim$ 2 mm/yr, respectively (H/V $\sim$ 10-25) [e.g. Van Dissen, 1989, Cowan, 1989, 1991, Cowan and McGlone, 1991, McMorran, 1991, Berryman et al., 1992, Knuepfer, 1992, Langridge et al., 2003, Langridge and Berryman, 2005]. The fault is divided in two, $\sim$ 100 km-long sections connected across the central Hanmer pull-apart basin (Fig. 5.1, and GNS active faults database: http://data.gns.cri.nz/af/). The 1888 'North Canterbury' earthquake is the only large (Mw 7.1-7.3) historical earthquake known on the Hope fault. It broke the eastern end of the western section of the fault ('Hope river' segment, Langridge et al. [2003]) on $\sim$ 30 km long, and produced lateral displacements of at least 2.6 m [McKay, 1890, Cowan, 1991, Cowan et al., 1996, Stirling et al., 2012]. In an attempt to recover longer past earthquake histories on the fault, several morpho-tectonic and trench-paleoseismological studies have been conducted. Their synthesis (see compilation in Langridge et al. [in press] suggests that 2 or 3 large earthquakes broke each principal segment of the Hope fault in the last 700-900 yr, altogether breaking the entire fault at two specific periods of time, $\sim$ 400-700 yr ago, then 120-360 yr ago. The age of the most recent large earthquake on the Eastern Hope fault would range between 1720 and 1840 AD [Langridge et al., 2003]. The few estimated paleo-earthquake co-seismic slips range between $\sim$ 3 and 6 m [Van Dissen, 1989, Pope, 1994, Langridge et al., 2003,

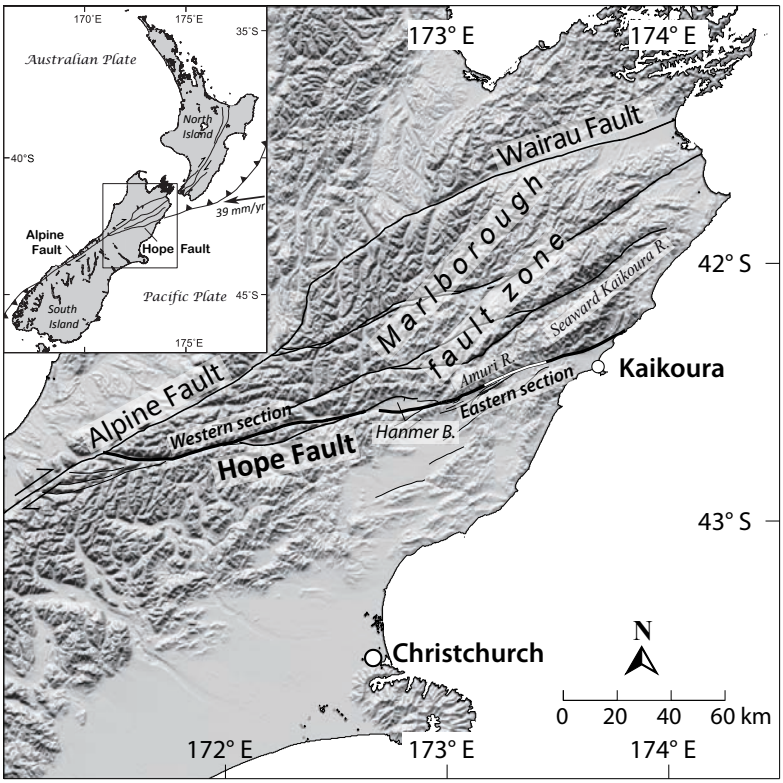


Figure 5.1: Tectonic setting of Southern Island of New Zealand, and location of the Hope fault. The zone covered with the LiDAR data is shown as a white line along the Eastern section of the fault.

Langridge and Berryman, 2005].

Bounding the high (> 1600 m) Seaward Kaikoura and Amuri Ranges to the north, the Eastern Hope fault separates steep, large drainage basins from low-relief piedmont terrain, where alluvial deposits, especially terraces, are dominant [e.g. Bull, 1991]. The drainage basins of the rugged ranges are underlain by folded and faulted massive greywacke of the Mesozoic Pahau terrane [Rattenbury et al., 2006]. Alternating aggradation and degradation episodes occurred repeatedly during the Late Quaternary downstream from the Eastern Hope fault creating numbers of alluvial terraces [Knuepfer, 1988, Bull, 1991, Tonkin and Almond, 1998]. Major aggradations occurred during times of full-glacial global climate, and induced the cutting of important straths at ∼ 50-48, 41-39, 30-28, and 4-0 ka, and the deposition of alluvial fans and valley-floor aggradation in the piedmont during ∼ 48 to 43 and 38 to 31 ka (Flax Hills terraces), and during 26 to 14 ka (Stone Jug terraces). In between and subsequent to these two major aggradation episodes, flights of degradation terraces were cut, mainly between 31 and 29 ka, and between 14 and 4 ka [Bull, 1991].

Altogether these alternating episodes of aggradation and degradation have made the Eastern Hope fault the site of the ongoing development of a dense alluvial network and of the accumulation of multiple generations of Quaternary alluvial deposits. As a consequence, various size-streams, alluvial fans and deposits that grade downstream into fill terraces are the dominant landforms in the Eastern Hope fault piedmont reach, while flights of degradation terraces are locally preserved [Bull, 1991, Tonkin and Almond, 1998]. The lateral motion on the fault has furthermore led to progressively shift to the NE the drainage basins relative to the piedmont. This has led to translocate valleys where the

rivers no longer flow, and hence where most alluvial features remain well preserved [Bull, 1991, Knuepfer, 1992, Eusden et al., 2000, Roering et al., 2004, Rattenbury et al., 2006].

5.3.3 Identification of the offset markers in the LiDAR data

a) LiDAR data and fault trace

The topographic LiDAR data cover a $\sim$ 30 km long, 1 km wide section of the Eastern Hope fault (white line in Fig. 5.1, and Supp. E-1). The data were acquired and processed by New Zealand Aerial Mapping Limited. They allow the surface topography to be described at all places including those covered by vegetation (see Supp. E-2), with a mean point density of 1.2 pt.m^{-2}, and a vertical precision of 5 cm. For easier display use, we interpolated the ground point cloud on a 1 x 1 m^2 cell grid.

We analyzed the LiDAR data using the ERDAS ER Mapper software (`http://geospatial.intergraph.com`) that allows visualizing the topographic data at any scale and with appropriate sun shading, while multiple geo-referenced data can be superimposed and analyzed together (as geological maps, see Supp. E-3).

The capacity of LiDAR data to measure the ground topography 'below' the vegetation allowed us to observe features on and along the faults that were not visible on optical imagery nor easily accessible on the field, and hence had never been described before. Furthermore, we could observe those features fairly continuously along the fault. Supplement E-2 provides two examples comparing a Google Earth view (at the greatest available resolution, generally Geoeye or Quickbird images of $<$ 1 m resolution) and a LiDAR view of a same area along the Eastern Hope. While the trace of the fault cannot be followed continuously on the Google Earth image, mainly due to vegetation, it is entirely revealed in the LiDAR data, in great details. Similarly, while only a few alluvial features appear on the Google Earth image, a large number of alluvial and morphological features are depicted in the LiDAR data. All in all, the LiDAR data allowed us to identify and describe 10-20 times more alluvial and morphological features than ever reported along the Eastern Hope fault [Knuepfer, 1992, Pope, 1994, Langridge et al., 2003].

We first analyzed the LiDAR data to map the fault trace. In keeping with its right-lateral motion, the fault shows a clear, simple, linear trace that in detail divides into 11 left-stepping small segments (labeled A to K in Supp. E-1) of roughly similar lengths (1-3 km), generally connected to each other through small ($\leq\sim$ 500 m long) pull-aparts and push-ups. Locally, the fault forms a small scarp ($<$ 1-20 m), and is associated with secondary faults (Supp. E-1). The main fault trace cuts across the dense drainage network that dissects the Kaikoura and Amuri Ranges, and laterally offsets most of the numerous river-, stream- and channel-beds, floodplains, alluvial terraces and alluvial fans that extend at the foothills of the range. In the following, we call 'markers' any of such alluvial and/or morphological features offset by the fault.

b) Mapping, nature, and age of the offset markers

Supplement E-1 presents the detailed mapping of the alluvial and morphological features that we recognized along the fault section and that we considered in the fault offset analysis. We identified the markers from the clear traces they imprint in the morphology and topography. We focused on the markers that trend at a high angle to the surface fault trace, and only retained those that were clearly or likely offset laterally by the fault. The clarity or likelihood of a lateral offset is attested by specific, long-recognized, patterns

[e.g. Peltzer et al., 1988, Gaudemer et al., 1995, Van der Woerd et al., 2002, 2006, Klinger et al., 2011, Zielke et al., 2010, Zielke and Arrowsmith, 2012], such as: i) the marker has its trace clearly recognizable and continuous on either side of the fault, yet being interrupted and laterally offset across the fault trace; ii) the marker has its trace clearly recognizable and continuous on either side of the fault, yet being laterally deflected across the fault trace; iii) a marker section has its trace in one fault compartment that looks similar to the trace of a nearby marker section of same type in the opposite fault compartment. One can note that our selective approach made us to retain only the markers whose lateral offsets were clear in the LiDAR data. This, for instance, made us to ignore the large, several km offsets that have affected the large-scale drainage network. Thus much more alluvial and morphological features exist around the fault that are not mapped in Supplement E-1 and are not considered in our analysis.

In Supplement E-1, the markers are labeled with letters and numbers in the northern and southern fault compartments, respectively, with these labels increasing from east to west. The markers that we found already described in the literature are marked with a star. We mapped each marker section with a specific color, dedicated to help locating the marker. The mapping voluntarily simplifies the marker traces; the offset measurements were performed on the actual traces, not on the simplified color lines.

Table E-4 in Electronic Supplement reports a short description of each marker section (column 10), reminds the specific color of its mapping (column 9), and provides the latitude/longitude coordinates of its piercing points with the fault trace (columns 4 and 5). About 60 % of the identified markers are rivers, streams, channels and gullies of various sizes (dark green in Table E-4). We mostly mapped the beds of these features, or the top or base of their bounding cliffs (details in Table E-4). About 23 % of the markers are significant alluvial deposits, most in the form of terraces (pale green in Table E-4). We generally mapped the risers of these terraces. The other few markers are small alluvial fans (pale yellow, Table E-4), small landslides (dark yellow, Table E-4) and small, undefined topographic reliefs (pink, Table E-4). All in all, our analysis thus confirms that the Eastern Hope fault region is dominated and shaped by alluvial processes.

We recognized and mapped about 500 alluvial features of different sizes on both sides of the fault (Supp. E-1). The population of offset alluvial markers is thus extremely dense, and this density suggests that the alluvial dynamics has been extremely high over the period of time when these features formed. The identified markers are also evenly distributed along the fault section, and as such provide the rare opportunity to quantify the lateral offsets fairly continuously along the fault trace.

Supplement E-3 shows our fault and markers' mapping superimposed to the geological map of the area [Rattenbury et al., 2006]. We have added the few stratigraphic information that we could find in other published papers [Bull, 1991, Knuepfer, 1992]. The geological map shows widespread Late Quaternary deposits in the piedmont of the fault (yellow tones) that are described as gravels mixed to sand and silt, altogether forming terraces and floodplains (Q1a to Q10a, eQa, uQa). Most deposits are poorly dated so that their ages reported on the geological map are generally based on the height of the capping terrace surface relative to others in the valley, on the extent of terrace dissection and on the degree of clast weathering [Rattenbury et al., 2006].

Table E-5 in Supplements reports the stratigraphic and age inferences that we deduced for each marker from the available geological information. We have also indicated with a star the relative age information that we deduced from our morphological observations (details in caption of Table E-5). We find that at least 60 % and likely more of

the offset markers have an age < 12 ka (11-14 ka range depending on the authors; pale green lines in Table E-5). About 12 % of the markers have an age between ~ 24 and 12 ka (violet lines in Table E-5), while the few remaining markers are either older or having an undefined age.

Though these stratigraphic and age information are not very precise, they show that the Eastern Hope fault has been sustaining a high alluvial dynamics over the Late Quaternary, especially pronounced (and well-preserved) in the last ~ 12 ka.

5.3.4 Measurement of the fault lateral offsets

Though it has a small component of reverse slip, the Hope fault is dominantly strike-slip and hence we focus on measuring its lateral cumulative displacements. The lateral to vertical slip ratio being high on the fault ($\geq$ 10-25, e.g. Knuepfer [1992], Langridge et al. [in press], the measurements provide a fair estimate of the actual fault slips. Measuring the cumulative lateral offset recorded by a marker requires, first, recognizing the two sections of the marker that once were contiguous but are now separated, and second, restoring properly the original position and shape of the marker. The former step comes along with a form of uncertainty, expressed as the trust one can have on the recognition of the two separated marker sections. The second step comes along also with an uncertainty that is associated with the offset measurement. The two uncertainties are different, and must be treated separately. A small uncertainty on a measurement that would have been made on an incorrect matching would be misleading. By contrast, a large uncertainty on a measurement that would have been made on a correct matching would still make the measurement informative.

a) Approach to identify and qualify the paired marker sections

Table E-6 synthesizes the criteria that we used to assess the quality of a 'correlation'. The term correlation refers to the recognition of two marker sections that were (or are taken to have been) contiguous originally before the fault motion separated them. To qualify the trust we have in a correlation, we assign a quality weight to that correlation. Three classes of quality weights are defined, as reported in Tables F-4 and F-6. A quality weight of 1 is assigned to the unambiguous correlations that is those where the two marker sections, though now separated, are well preserved and still clearly showing their original continuity. These quality 1 correlations thus generally apply to nearby (continuity is still clear) and likely young (markers are well preserved) marker sections. They qualify 48 % of the total offset population. A quality weight of 0.6 is assigned to correlations that are clear, yet concerning more subtle markers or markers that might have been slightly eroded. The 0.6 weights qualify 37 % of the total offset population. Finally, a quality weight of 0.3 is assigned to correlations that might be ambiguous, principally because the two marker sections now stand apart at a significant distance, or are partly eroded. The 0.3 weights qualify 15 % of the total offset population. Any correlation that looked possible yet uncertain has been ignored.

In an environment of high alluvial erosion and deposition as that of the Eastern Hope, we expect that the original shape of the offset markers might be partly modified over time, with its details and complexities being changed or smoothed out as time increases. The small yet ongoing vertical uplift of the entire southern Island [Nicol et al., 2007, Wallace et al., 2007] and of the northern Hope fault compartment in particular [Bull, 1991, Wallace et al., 2012], makes the 3D shapes of the markers likely evolving over time, with incision

being greater north of the fault than south of it. In such a context, we expect that only the overall surface trace and shape of the markers may be well preserved, while their 3D detailed shape might not be. For these reasons, we have established our correlations on the reconstruction of the overall surface shape of the markers (see Table E-6).

The quality weights that we assigned are strict and hence markedly diminish the importance of many correlations that we found likely. We thus end up with a population of offsets that is solid and even possibly a bit restrictive.

b) Uncertainties on the offset measurements

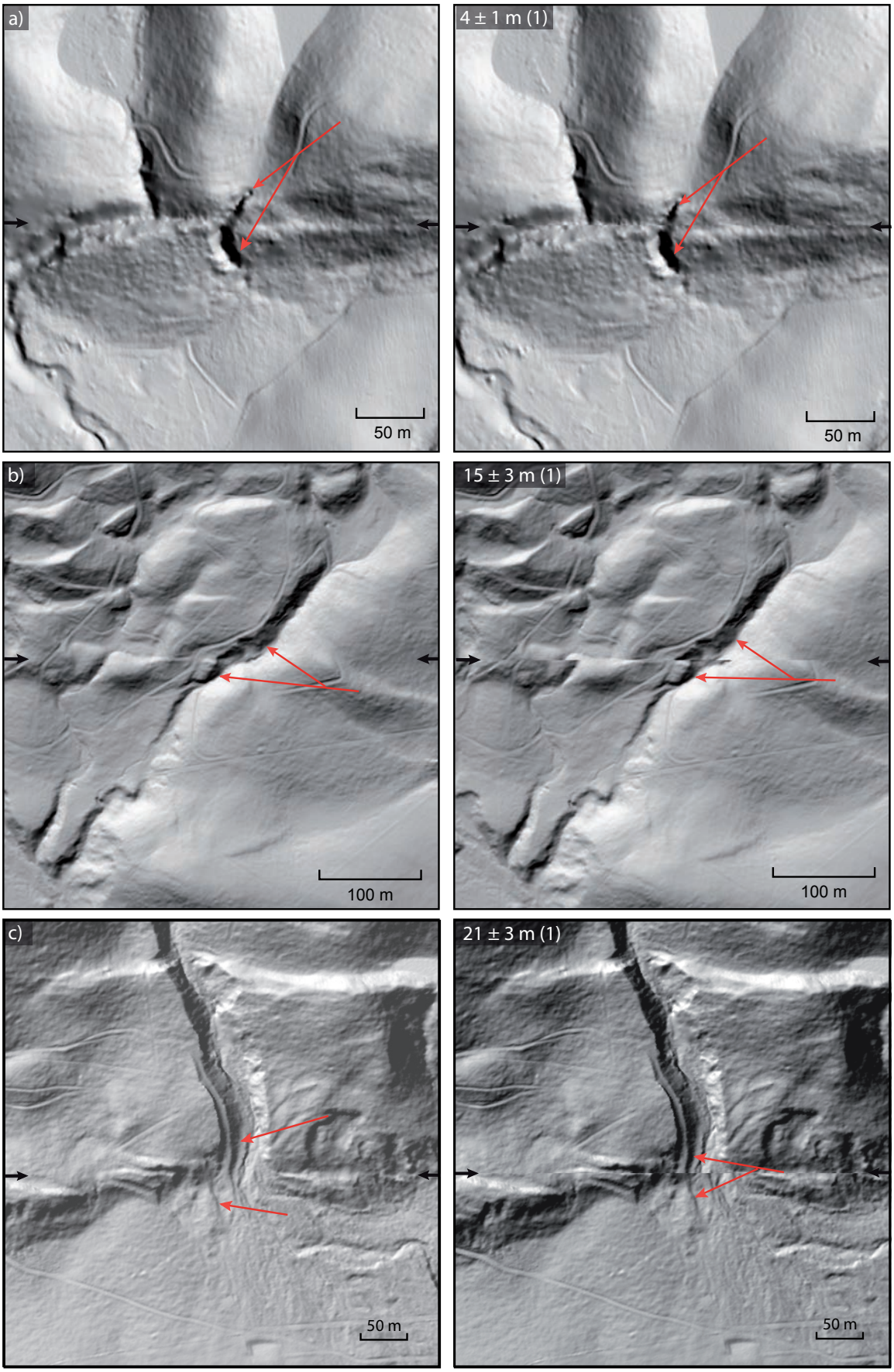
Once a couple of offset marker sections has been recognized and qualified, we measure the lateral offset between the two marker sections. The measurement is performed by restoring, through an along-fault back-slip process, the most likely original position and overall shape of the marker. To perform these restorations, we examined the paired sections under variable sun-shadings and at variable scales so that to tightly define the best correlations. Figure 5.2 shows a few examples of such reconstructions.

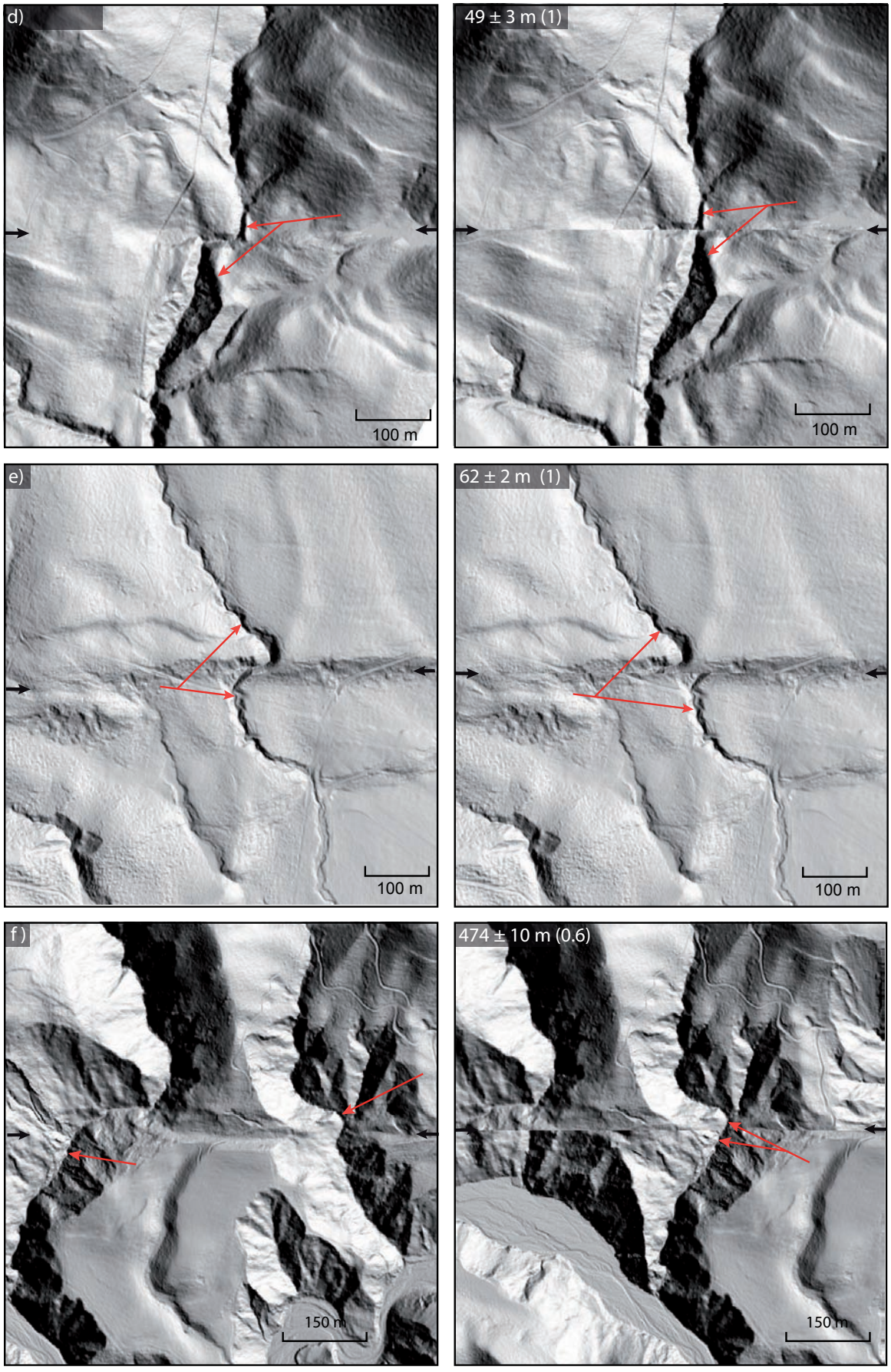
Each offset measurement comes along with an uncertainty that describes the range of on-fault slips that yield a plausible restoration of the original marker shape. This uncertainty principally depends on: i) the strike of the marker with respect to that of the fault trace (uncertainties are smaller when markers are at a high angle to the fault); ii) the degree of degradation of the marker (uncertainties are larger when the marker trace is partly obscured by erosion); iii) the bending of the marker close to the fault trace (the bending makes the marker piercing point more ambiguous to identify); iv) the variation of the trend of the marker on either side of the fault (complex shape are more difficult to restore); v) the possible partition of the slip on several fault branches.

To tighten the uncertainties on the offset measurements, we have performed each of the measurements 3 to 4 times, so that to bracket the range of slips that fairly restores the marker shape. We have also favored large uncertainties, to place ourselves on the safest side. The resulting uncertainties are $\sim$ 10 % of the offset for 45 % of the population, and less than 30 % of the offset for 90 % of the population. It has to be noted that most uncertainties on offset measurements provided in the literature (on NZ faults or others worldwide) are much smaller, generally less than 10 % of the offsets [Knuepfer, 1992, Langridge et al., 2003, Little and Jones, 1998, Zielke et al., 2010]. The offset collection that we present thus stands in a cautious side.

Following this approach, we measured 249 cumulative lateral offsets on the Eastern Hope fault section. Table E-4 in Electronic Supplements provides these measurements and their uncertainties, along with the quality weight that we assigned to the correlations. Note

Figure 5.2 (facing page): Examples of back-slip reconstruction of offset marker pairs. Present attitude is shown to the left, while reconstructed original attitude is shown to the right. Red and black arrows indicate correlated markers and fault trace, respectively. Measured offset values and uncertainties are indicated, along with the weight on the correlation indicated in brackets (see Table E-4). The markers can all be seen in Supp. E-1. Note that, in all cases, the correlations were performed by examining the marker pairs under variable sun shadings so that to properly define the best correlations. Matching is shown here for the marker pairs 53-av (a), 85-cf (b), 110-dh (c), 84-ce (d), S2 (e) and 134-ej (f) (Table E-4). Because of its small offset and uncertainty, the backslip for example (a) was done on the LiDAR data displayed at a higher 50 cm resolution. Note that, while the a-b-c-d-e examples reveal offsets that are among the few values defined as robustly constrained in the overall PDF analysis, the larger and less well constrained offset shown in example f is not retained in the overall analysis.


a)
50 m
4 ± 1 m (1)
50 m
b)
100 m
15 ± 3 m (1)
100 m
c)
50 m
21 ± 3 m (1)
50 m


d)
49 ± 3 m (1)
100 m
100 m
e)
62 ± 2 m (1)
100 m
100 m
f)
474 ± 10 m (0.6)
150 m
150 m

that Table E-4 includes 19 lateral offset data that were previously published [Beauprêtre et al., 2012], based on the analysis of the same LiDAR data at one single site of the fault (Terako, $<$ 1 km long).

c) Statistical analysis of the offsets

The 249 offset measurements are shown in the histogram of Supplement E-7. They range between 2 and 2100 m, with a fairly dense record up to $\sim$ 500 m (Supp. E-7a), and 75 % of the offsets lower than 150 m (Supp. E-7b, and Table E-4). With such a dense data collection over such a long fault section, two issues must be considered.

First, as we aim to recover the successive coseismic slips that added over time to build the measured cumulative offsets, we must keep in mind that each of the paleoearthquakes might have produced a variable slip along the section of the fault under analysis. Both coseismic and cumulative slips have indeed been shown to markedly vary along a rupture or a fault length [e.g. Manighetti et al., 2001, 2005, 2009, Wesnousky, 2008]. The variation is not random nor strongly heterogeneous however, but generally shows a progressive slow decrease in slip from one end of the fault or rupture to its opposite end [Manighetti et al., 2001, 2005, 2009] (Supp. E-8). Abrupt and large slip variations might occur, but most if not all are restricted to the local, narrow, specific zones that separate the distinct segments of the fault (lower slip in these 'inter-segment zones', [e.g. Manighetti et al., 2005, 2007, 2009, Walsh et al., 2003, Davis et al., 2005]. Therefore, to set aside the issue of slip variability along fault length, we must analyze the slip data on sections of the fault that are short compared to the fault length that is likely to have broken, and along its segments only, with no inclusion of the inter-segment areas. Large paleo-earthquakes on the Hope fault are taken to have got magnitudes Mw up to $\sim$ 7 and hence to have broken lengths of several tens of km. Therefore, as the 30 km section that we analyze is divided into 11, 1-3 km long segments, we first analyze the slip data separately along each of these short segments, far away from their inter-segment zones.

Second, dealing with a dense and imperfect (i.e., with variable uncertainties) data collection requires a rigorous, probabilistic approach for computing together the multiple offset data and their corresponding uncertainties, along with the quality weight on the marker pairs. An appropriate approach is to report these quantities in terms of probability density distributions. We therefore adopt this approach [e.g. McGill and Sieh, 1991, Lowell, 1995, McGill and Rubin, 1999, Zielke and Arrowsmith, 2012, Beauprêtre et al., 2012], and present our offset data in the form of Gaussian probability density functions (PDF). Each measured offset value is the center of a Gaussian individual PDF, whose uncertainty is assumed to be $\pm$ 1 σ. The Gaussian is mathematically enhanced or decreased as a function of the quality weight on the measurement. The strength of the statistical PDF approach is that summing the individual PDFs highlights dominant 'peaks' which indicate the most frequent and/or the most precise values within the entire data collection. Best-constrained offset values can thus be clearly extracted. Note that there is no simple way to establish the link between the height of a peak and its 'robustness'; this height depends both on the number of data contributing to the peak and on the uncertainty and quality weight on each of these data. In the following, we thus show together the individual pdfs, the summed PDF curve[1] , and the histogram of the offset values. The later allows depicting more clearly how many data contribute to the summed peaks. Figure 5.3 presents the offset data

[1]The summed PDF curve are represented normalized by the number of offset values, in order to keep an integrated probability density equal to 1

measured along each of the A to K fault segments (the few largest data are not represented for clarity). Each segment dataset includes 7 to 42 measurements, with most segments having more than 20 offset values (Table E-4). In all segment cases, the summed PDF curve shows a large number of pronounced peaks, many result from multiple, overlapping measurements, while the others reflect single offset data. These 'single offset peaks' are similar to the offsets generally discussed in the literature based on few measurements in the field. The peaks are generally well separated and hence well defined. They represent the best-constrained cumulative offset values in the slip record (referred to as BCOV in the following), and are reported in Table 5.1. The density of the peaks decreases as the offsets increase, and is markedly higher in the offset range < 80-100 m. Over that range, the BCOVs form discrete series whose lower terms are generally 2-5 m (segments B, D, G, H, I, J, K; Table 5.1). On each segment, the discrete BCOVs are separated by slip increments that also show a discrete distribution (Supp. E-9). About 70 % of the slip increments are lower than ∼ 25 m on all segments, and 55 % are lower than 15 m. In most segment cases, the slip increments found in the range 0 - 25 m are distributed into a few, roughly similar, distinct groups (Supp. E-9 and Table 5.1).

Table E-10 in Electronic Supplements compares the BCOVs obtained on each segment (largest offsets have been ignored for clarity). We have aligned the values that appear most similar to the first order among the segments; the variability of the offsets per line is ∼ 3 % on average (where there are several values). This qualitative grouping will be statistically refined later. About fifty of such common values are found, 50 % of them are common to a minimum of three distinct and generally distant segments. These common values are denser in the 0 - 100 m slip range. Averaging each of the common values (Table E-10) suggests a discrete distribution of the fault slips. From 2.8 to 130 m, the slip record seems to progressively increase by fairly regular slip increments on the order of 3.6 ± 2 m in 50 % of the cases (Table E-10). The remaining slip increments gather in four dominant groups around 7.3, 9.7, 14.2 and 21.1 m (Supplement E-11). We note that these larger slip increments are roughly multiple of the lowest, most frequent, ∼ 3.6 m value. The cumulative slips recorded along the 11 segments of the fault section therefore show that: i) similar slip values (differing generally by less than 3 %) have been recorded at distinct and distant points along the fault; ii) the recorded cumulative slips vary in a discrete fashion along the fault; iii) the slip increments that separate the successive cumulative slips seem roughly regular, most on the order of ∼ 3.6 m, while a few roughly multiple values are also found.

The finding of numerous slip values being in the same narrow ranges at distinct and distant points along the faults suggests the fair constancy of each slip range along the fault section. This constancy of the slips along strike permits to analyze together the entire offset collection. The summed PDF curve for the whole population reveals a large number of clear peaks (Fig. 5.4 and Table 5.2), which are denser in the 0 - 150 m offset range, with the density increasing as the offsets decrease. As said before, the height of a peak is not sufficient alone to discriminate its robustness as this height depends on multiple factors.

Figure 5.3 (facing page): Statistical analysis of the cumulative lateral offsets measured on the A to K fault segments (Tables 5.1, F-4 and F-10). In each plot, n is the number of offset measurements. For clarity, the few largest offsets have been ignored in the plots. Each figure compares the histogram of the measurements (in yellow), the individual PDFs (in black), and the summed PDF curve (in red). Best-constrained 'peak' offset values (BCOVs) are indicated (vertical lines and numbers above, reported in Tables 5.1 and F-10).

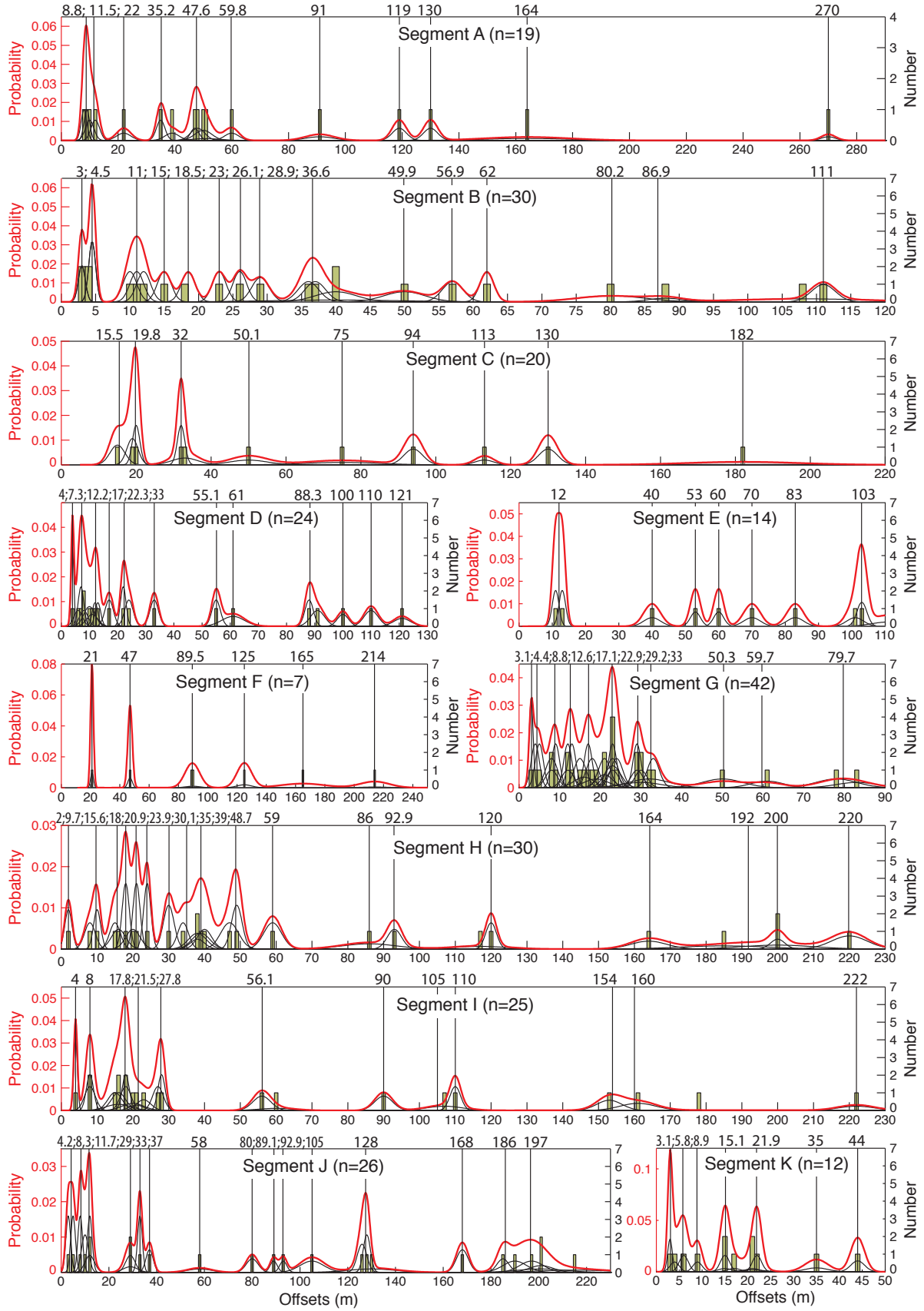

Segment A (n=19)
8.8; 11.5; 22 35.2 47.6 59.8 91 119 130 164 270
Segment B (n=30)
3; 4.5 11; 15; 18.5; 23; 26.1; 28.9; 36.6 49.9 56.9 62 80.2 86.9 111
Segment C (n=20)
15.5 19.8 32 50.1 75 94 113 130 182
Segment D (n=24)
4;7.3;12.2;17;22.3;33 55.1 61 88.3 100 110 121
Segment E (n=14)
12 40 53 60 70 83 103
Segment F (n=7)
21 47 89.5 125 165 214
Segment G (n=42)
3.1;4.4;8.8;12.6;17.1;22.9;29.2;33 50.3 59.7 79.7
Segment H (n=30)
2;9.7;15.6;18;20.9;23.9;30.1;35;39;48.7 59 86 92.9 120 164 192 200 220
Segment I (n=25)
4 8 17.8;21.5;27.8 56.1 90 105 110 154 160 222
Segment J (n=26)
4.2;8.3;11.7;29;33;37 58 80;89.1;92.9;105 128 168 186 197
Segment K (n=12)
3.1;5.8;8.9 15.1 21.9 35 44
Probability
Number
Offsets (m)

Table 5.1: Best-constrained lateral cumulative offsets (BCOVs) measured along each A to K segment. These best-constrained offsets values are derived from the 'peaks' of the summed PDF curves (Fig. 5.3). That is why, for clarity, they are simply referred to as 'peaks' in Table 5.1. Slip increments (referred to as 'increments') are the amounts of slip that separate the successive BCOVs.

Segment A		**Segment B**		**Segment C**		**Segment D**		**Segment E**	
Peaks (m)	Increments (m)	**Peaks (m)**	Increments (m)	**Peaks (m)**	Increments (m)	**Peaks (m)**	Increments (m)	**Peaks (m)**	Increments (m)
8.8	8.8	**3**	3	**15.5**	15.5	**4**	4	**12**	12
11.5	2.7	**4.5**	1.5	**19.8**	4.3	**7.3**	3.3	**40**	28
22	10.5	**11**	6.5	**32**	12.2	**12.2**	4.9	**53**	13
35.2	13.2	**15**	4	**50.1**	18.1	**17**	4.8	**60**	7
47.6	12.4	**18.5**	3.5	**75**	24.9	**22.3**	5.3	**70**	10
59.8	12.2	**23**	4.5	**94**	19	**33**	10.7	**83**	13
91	31.2	**26.1**	3.1	**113**	19	**55.1**	22.1	**103**	20
119	28	**28.9**	2.8	**130**	17	**61**	5.9	**111**	8
130	11	**36.6**	7.7	**182**	52	**88.3**	27.3	**175**	64
164	34	**49.9**	13.3	**312**	130	**100**	11.7	**202**	27
270	106	**56.9**	7	**415**	103	**110**	10	**370**	168
370	100	**62**	5.1	**457**	42	**121**	11	**Segment F**	
1700	1330	**80.2**	18.2			**240**	119	**Peaks (m)**	Increments (m)
		86.9	6.7			**376**	136		
		111	24.1			**406**	30	**21**	21
		201	90			**474**	68	**47**	26
		244	43					**89.5**	42.5
		346	102					**125**	35.5
		800	454					**165**	40
		2100	1300					**214**	49

Segment G		**Segment H**		**Segment I**		**Segment J**		**Segment K**	
Peaks (m)	Increments (m)	**Peaks (m)**	Increments (m)	**Peaks (m)**	Increments (m)	**Peaks (m)**	Increments (m)	**Peaks (m)**	Increments (m)
3.1	3.1	**2**	2	**4**	4	**4.2**	4.2	**3.1**	3.1
4.4	1.3	**9.7**	7.7	**8**	4	**8.3**	4.1	**5.8**	2.7
8.8	4.4	**15.6**	5.9	**17.8**	9.8	**11.7**	3.4	**8.9**	3.1
12.6	3.8	**18**	2.4	**21.5**	3.7	**29**	17.3	**15.1**	6.2
17.1	4.5	**20.9**	2.9	**27.8**	6.3	**33**	4	**21.9**	6.8
22.9	5.8	**23.9**	3	**56.1**	28.3	**37**	4	**35**	13.1
29.2	6.3	**30.1**	6.2	**90**	33.9	**58**	21	**44**	9
33	3.8	**35**	4.9	**105**	15	**80**	22		
50.3	17.3	**39**	4	**110**	5	**89.1**	9.1		
59.7	9.4	**48.7**	9.7	**154**	44	**92.9**	3.8		
79.7	20	**59**	10.3	**160**	6	**105**	12.1		
150	70.3	**86**	27	**222**	62	**128**	23		
185	35	**92.9**	6.9	**309**	87	**168**	40		
322	137	**120**	27.1	**544**	235	**186**	18		
480	158	**164**	44	**760**	216	**197**	11		
825	345	**192**	28			**260**	63		
		200	8						
		220	20						
		300	80						
		570	270						
		730	160						

Thus, as before, the figure shows together the individual pdfs, the summed PDF curve, and the histogram of the offset values. The individual pdfs have been assigned colors that discriminate the quality weights on the corresponding measurements. To further qualify the robustness of the summed PDF peaks, we classify their corresponding BCOVs in three categories: 1) The more robust BCOVs (referred to as 'class 1' in the following; in standard bold in Table 5.2) are those resulting from the combination of at least 4 measurements, and generally 6-7, with these measurements having close values (narrow offset range and hence narrow peaks). Note that this threshold number is decreased to 3 for the offsets $>$ 200 m as the data become sparser. While the individual pdfs do not show all on Fig.4 as some exactly superimpose, the histogram provides a view of the number of data contributing to the BCOV peaks; 2) Slightly less robust BCOVs (referred to as 'class 2' in the following; in bold italic in Table 5.2) are those resulting from the combination of at least 4 measurements, and generally 6-7, but with these measurements having more distributed values (larger offset range and hence larger peaks), so that the resulting BCOV is sort of an average value of a smoothed data subset; 3) The less robust BCOVs (referred to as 'class 3' in the following; standard font in Table 5.2) are those resulting from the combination of less than 4 measurements (or 3 for the offsets $>$ 200 m). These less constrained class 3 BCOVs are shown on figure 4 are they do represent actual measurements, but they are not included in the calculations that follow. Together

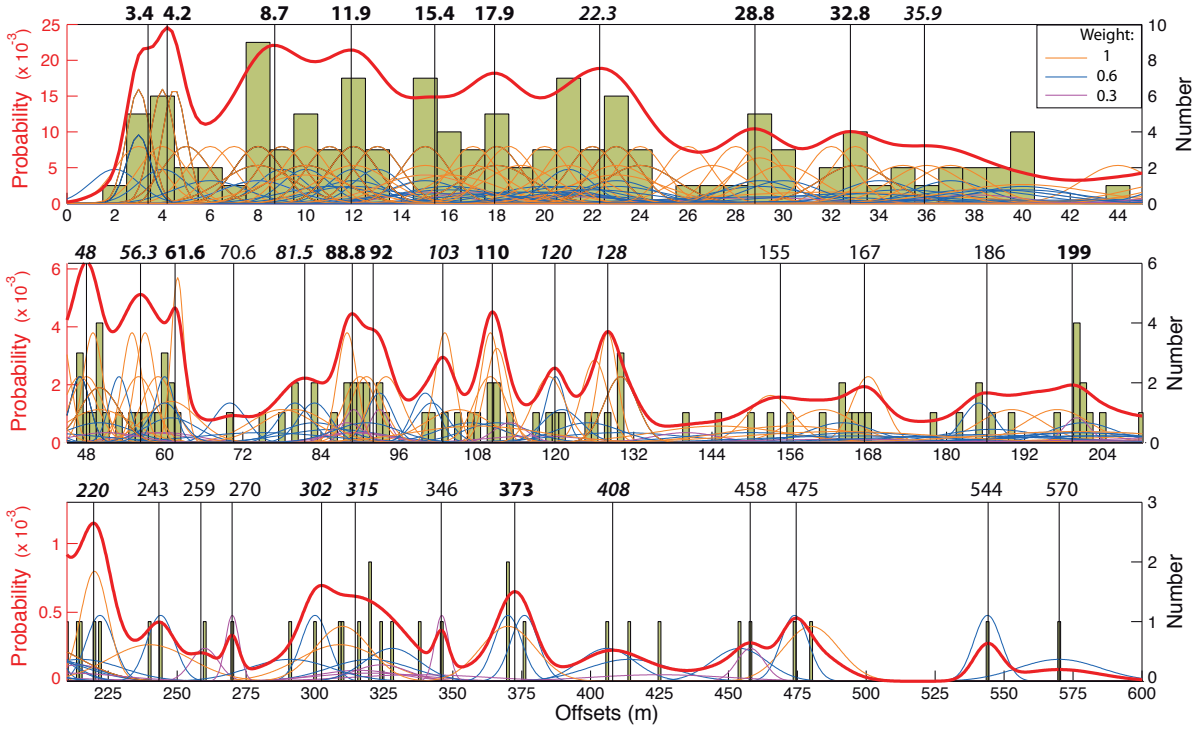


Figure 5.4: Statistical analysis of the entire cumulative lateral offset collection (249 measurements; Tables F-4 and 5.2 and Supp. E-7). For clarity, the dataset is plotted in three following figures and the largest offsets (geq 600 m) are ignored. The figure compares the histogram of the measurements (in yellow), the individual PDFs (in colors discriminating the quality weights), and the summed PDF curve (in red). Best-constrained 'peak' offset values (BCOVs) are indicated (vertical lines and numbers above, reported in Table 5.2). The class 1, class 2 and class 3 BCOVs are in bold, italic-bold and standard font, respectively. See text for more details.

the peaks defined above highlight the cumulative lateral offsets that have been, or have been best recorded along the $\sim$ 30 km long section of the Hope fault. The BCOV record

is extremely long and fairly continuous in the range 3.4 - 600 m, with a solid record of offsets being found up to 400 m (Table 5.2, classes 1 and 2). The BCOVs vary in a discrete fashion, increasing by fairly regular and small steps in the range ∼ 0-400 m. Larger slips follow more irregularly. The slip increments that separate the first six class 1 BCOVs are fairly regular, averaging 3.0 ± 1.2 m[1] . The slip increments that separate the first 13 class 1 and class 2 BCOVs are also fairly regular, though more variable, averaging 4.7 ± 2.9 m[1]. The 7 class 1 slip increments are remarkably similar, averaging 3.1 ± 1.1 m[1]. Averaging the class 1 and class 2 slip increments in the offset range 0 - 150 m yields an average value of 5.7 ± 3.1 m. The histogram of all class 1 and class 2 slip increments is shown in Figure 5.5 (note that other versions of Fig. 5.5, performed with different bin widths, are shown in Supp. E-12; results are similar). It reveals three dominant subsets of increment values, averaging 3.7 ± 0.8 m (10 BCOV values), 7.3 ± 0.7 m (5 BCOV values), and 11.5 ± 1.3 m (4 BCOV values), and hence being clearly distinct within uncertainties. Three additional single increment values are found at 0.8 (gray in Fig. 5.5), 21, and 35 m (not represented for clarity). The 3.7, 7.3 and 11.5 m slip increment values are deduced from a large number of distinct BCOVs, not all in succession, and hence are robustly defined. The two largest of these values are roughly multiple of the smallest 3.7 m value, by a factor of ∼ 2 (7.3 m) and 3 (11.5 m). We note that the single-represented 21 and 35 m values are also fair multiples of the 3.7 m lowest value, by a factor of ∼ 6 and 9, respectively. Though we did not include them in the above calculations, we also note that most slip increments deduced from the Class 3 BCOVs have a value close to the 11.5 m average increment found above.

Most of the offsets that have been previously measured and published on the Eastern Hope fault range between 3.4 and ∼ 150 m with smallest offsets found at 3.4, 4.9 ± 0.2, 6 ± 2, and 10.4 ± 0.2 m [Van Dissen, 1989, Bull, 1991, Knuepfer, 1992, Pope, 1994, Langridge et al., 2003]. Our findings are thus in fair agreement with the prior measurements.

5.3.5 Discussion

a) The question of the time record: age and frequency of the markers

The offset record that we obtain depends on the history of both the fault and the markers that have been affected by the fault. One key issue is to determine whether the fault slip events or the episodes of markers' formation were more frequent. If the fault slipped more frequently than the alluvial markers formed, part of the fault history should be lacking in the marker record. Large, multi-events cumulative offsets and large slip increments should be found, that would attest for the long periods of fault slip with no new record. By contrast, if the markers formed more frequently than the fault slipped, the complete fault slip history should be preserved in the morphology. A broad range of offset values and small slip increments should be found, that would attest for the fairly continuous record of the successive fault slips. At first glance, our results favor the second scenario, as a broad range of offsets (BCOVs) is found (3.4 - 2100 m), while more than 90 % of the slip increments are small and smaller than 13 m. Table E-5 in Supplement provides the available stratigraphic information on the mapped offset markers. This information is clearly insufficient to describe the age and frequency of formation of these markers. It shows however that more than 60 % of them have formed over the last 12 ka. To examine whether the few available ages are solid, we estimated in Table B the fault slip rates that one would infer from relating each measured offset to its reported age. Most

[1]The standard deviation of each increment sub-group captures the actual variability of the increment values, and hence is considered as a fair estimate of the actual uncertainty on the slip increments.

Table 5.2: Best-constrained lateral cumulative offsets (BCOVs) measured along the entire ~ 30 km long fault section. In bold, italic-bold and standard font are the class 1, class 2 and class 3 BCOVs, respectively. Only the classes 1 and 2 are used in calculations and discussion. The approximate numbers of large earthquakes that likely produced the measured cumulative slips and increments are indicated. The earthquake record is continuous up to ≈ 62 m (≈ 16-18 earthquakes), fairly continuous up to ≈ 130 m (≈ 34-37 earthquakes), and then more discontinuous.

BCOVs (m)	Slip increments (m)	Inferred number of large events per increment	Inferred cumulative number of large events
3.4	**3.4**	~ 1	~ 1
4.2	**0.8**	~ 0-1	~ 1-2
8.7	**4.5**	~ 1	~ 2-3
11.9	**3.2**	~ 1	~ 3-4
15.4	**3.5**	~ 1	~ 4-5
17.9	**2.5**	~ 1	~ 5-6
22.3	***4.4***	~ 1	~ 6-7
28.8	***6.5***	~ 2	~ 8-9
32.8	**4.0**	~ 1	~ 9-10
35.9	***3.1***	~ 1	~ 10-11
48.0	***12.1***	~ 3	~ 13-14
56.3	***8.3***	~ 2	~ 15-16
61.6	***5.3***	~ 1-2	~ **16-18**
70.6	9.0	~ 2-3	~ 18-21
81.5	10.9	~ 3	~ 21-24
88.8	***7.3***	~ 2	~ 23-26
92.0	**3.2**	~ 1	~ 24-27
103.0	***11.0***	~ 3	~ 27-30
110.0	***7.0***	~ 2	~ 29-32
120.0	***10.0***	~ 3	~ 32-35
128.0	***8.0***	~ 2	~ **34-37**
155.0	27.0	Etc…	Etc…
167.0	12.0		
186.0	19.0		
199.0	13.0		
220.0	***21.0***		
243.0	23.0		
259.0	16.0		
270.0	11.0		
302.0	32.0		
315.0	***13.0***		
346.0	31.0		
373.0	27.0		
408.0	***35.0***		
458.0	50.0		
475.0	17.0		
544.0	69.0		
570.0	26.0		
790.0	220.0		
824.0	34.0		
1700.0	876.0		
2100.0	400.0		

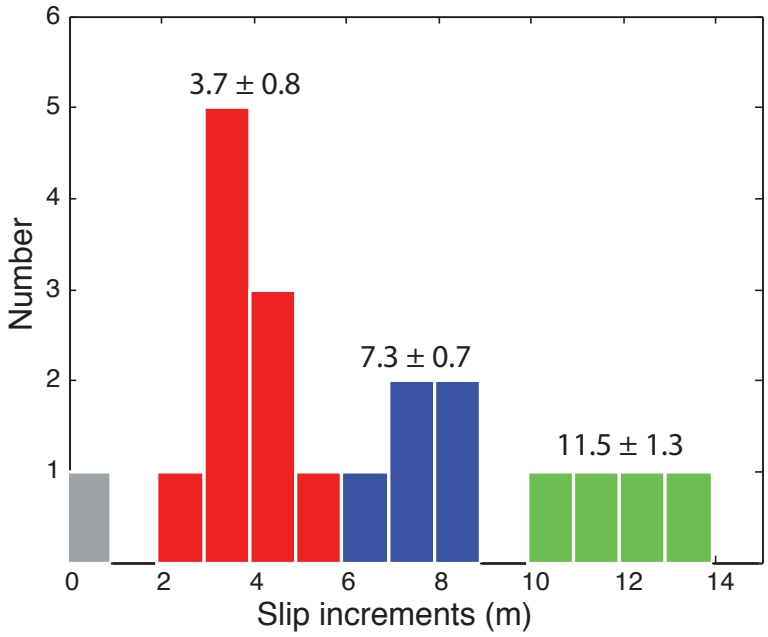


Figure 5.5: Histogram of the slip increments (in range 0 – 15 m) that separate the successive best-constrained cumulative offsets for the entire dataset (i.e., BCOVs of classes 1 and 2). We remind that each BCOV result from multiple offset measurements. Three dominant subsets of increment values are revealed, around 3.7 ± 0.8 m, 7.3 ± 0.7 m, and 11.5 ± 1.3 m (Table 5.2). A few other values supported by less data are found around 0.8 (in grey), 21 and 35 m (not represented for clarity).

inferred slip rates appear to be much lower than the actual Quaternary slip rate of the Eastern Hope fault (23 ± 4 mm/yr, e.g. Langridge et al. [in press]). This suggests that the reported markers' ages are over-estimated (the 249 offsets population is too large to suspect systematic under-estimation of the offsets). We noted before that the slip record, hence the marker density, is denser in the offset range 0-150 m. If the Eastern Hope fault was slipping at 23 ± 4 mm/yr over the time when these up to 150 m offsets formed, this time has been at most 6.5 ± 1 ka. It is noteworthy that this younger age is in keeping with the few available dating reported on alluvial features offset by less than ∼ 150 m (slip of 150 ± 20 m and age of 4.6 ± 0.9 ka in Van Dissen [1989]; slip of ∼ 155 m and age of ∼ 5.77 ka in McCone, unpublished but reported in Bull [1991]; slip of 135 ± 6 m and age of 8.9 ± 2.5 ka in Cowan [1990]; slip of 140 ± 20 m and age of 6.7 ± 1 ka in Knuepfer [1992]; slip of 115 ± 15 m and age of 5 ± 0.2 ka in Langridge et al. [2003]). These available slip and age constraints would yield an average cumulative slip of 140 ± 15 m formed in 6.2 ± 1.7 ka.

Though we do not have precise age data that would clarify the issue of the frequency of the markers' formation, the following four evidences converge to suggest that the alluvial markers formed frequently, over time scales that were likely short compared to the recurrence times of the large earthquakes on the fault:

1. As suggested above, most markers likely formed over the last 6.5 ± 1 ka, which is a period when the rainfalls became more frequent in the Eastern Hope region, as a consequence of the warmer climate that followed the prior glacial stage [McGlone, 1988, Bull, 1991]. The rainfalls then gradually increased toward values of present in the whole period ∼ 7.5-2.5 ka. Strong rainfalls and storms are a major controlling factor of the alluvial dynamics [e.g. Zielke and Arrowsmith, 2012], especially in

regions such as the Eastern Hope where 'there seem to be unlimited sources of bedload for streams' [Bull, 1991] and where the mean drainage-basin slopes are great (> 0.55, e.g. Bull [1991]). The sediment yields along the Eastern Hope fault are actually among the highest known worldwide [O'Loughlin and Pearce, 1982]. Therefore, it is much likely that the alluvial dynamics was high and that a large number of alluvial markers formed during the 7.5-2.5 kyr rainy period.

2. As a matter of fact, we have identified more than 180 offsets and hence marker pairs that likely formed in the last 6-7 ka. Such a great density of slip record over such a short time strongly supports that the recording markers formed at very frequent times.

3. Each of the well-constrained fault offsets (BCOVs) has been recorded by many distinct markers that formed at different locations along the fault. This shows that many different markers formed during the short periods of time that separated the fault slip events (one to a few interseismic time spans).

4. In the northern Island where current rainfalls are less important than in the south, large alluvial terraces have been observed to being formed over the last century. Supplement E-13 shows one of such young and rapidly formed alluvial terrace across the Wairarapa fault.

Together these evidences support that the alluvial markers that recorded the 0 - 150 m fault offsets formed frequently at time intervals that were short - probably a few decades, and likely much shorter than the recurrence times of the large earthquakes on the Eastern Hope fault. Therefore the marker archive is expected to have recorded fairly continuously the large fault slip events that is the successive coseismic slips that were produced by the large earthquakes on the fault.

b) Recovering the fault earthquake slip history

The PDF statistical analysis is powerful to recover the cumulative lateral offsets well recorded and preserved along the 30 km section of the fault (BCOVs). As aseismic slip has not been evidenced on the Hope fault, the cumulative offsets basically result from the addition of a variable number of coseismic slips, with this number increasing with the age of the recording marker. While many sizes of earthquakes might produce slip at the ground surface (surface-breaking earthquakes have generally a magnitude $\geq \sim 6$, however), it is principally the largest ones that produce a slip sufficiently large ($\geq$ 1-2 m) to be discriminated within measurement uncertainties. The use of cumulative offsets to recover the coseismic slips that added over time to build these offsets thus only provides information on the largest earthquakes on the fault. The number of earthquakes inferred from the analysis is thus always a minimum value, as many more small earthquakes might have broken the fault, yet being not distinguishable in the offset data. In the case of the Hope fault however, it has been shown that strain release essentially occurs during large magnitude (Mw ≥ 7) earthquakes [e.g. Langridge et al., in press], while small to moderate earthquakes on the fault are very few (e.g., http://www.geonet.org.nz; Beauprêtre et al. [2012]). We are thus confident that the slip increments that separate the recovered BCOVs are a fair estimate of the coseismic slips that were produced by the large paleo-earthquakes on the fault, at the site of study. We found that the smallest slip preserved along the fault

section presents two close peak values, at 3.4 ± 1 m[2] and 4.2 ± 1 m[2]. Though each of these two offsets is constrained from multiple measurements at different locations on the fault, the two values overlap within uncertainties. Meanwhile, in two cases, the two offsets are recorded on the same fault segments (segments B and G; Table 5.1), what suggests that they result from two distinct slip events. Therefore it is not clear whether the two smallest slip values result from one or from two earthquake slip events. We can only suggest that the two offsets have been produced by the most recent or by the two most recent major earthquakes on the Hope fault at the site of study. The single or the two earthquakes would have produced 3-4 m, or ∼ 3.4 and ∼ 0.8 m of slip, respectively. Hence, whatever the case, the most recent large earthquake would have produced 3-4 m of lateral slip on the analyzed section of the fault. Ten of the BCOVs (class 1 and 2) are found being separated by a similar slip amount, averaging 3.7 ± 0.8 m. This 3.7 ± 0.8 m slip increment is similar to the slip produced by the most recent large earthquake on the fault. It is found separating different offset values (BCOVs), not all in succession, which have thus recorded a variable number of earthquakes over different times. Therefore, we interpret this smallest average slip increment to represent the mean coseismic slip produced by many different large earthquakes on the fault. These large earthquakes would thus have been fairly characteristic (in terms of slip produced). Two other average slip increments are found that are represented by multiple data (7.3 ± 0.7 m, and 11.5 ± 1.3 m; Table 5.2 and Fig. 5.5), and both are roughly multiple of the smallest 3.7 m increment, by a factor of ∼ 2 and ∼ 3. This further supports that most large earthquakes on the Hope fault (in the zone of study) produced fairly similar coseismic slips and hence were roughly characteristic. This does not preclude that smaller size earthquakes might have occurred, as suggested by the slip increment of ∼ 0.8 m found in a single case. Yet the fault obviously broke dominantly in large, fairly characteristic earthquakes that produced 3-4 m of lateral slip at the ground surface (at site of study).

The finding of similar offsets (BCOVs) on distinct and distant segments of the fault suggests that the cumulative slips do not markedly vary along the analyzed fault section, at least along its segments (slip might vary, as commonly observed, in the un-sampled inter-segment zones). The similarity and constancy of the slip increments over a long time span of the fault history additionally suggest that each large coseismic slip did not markedly vary either along the analyzed fault section (but, possibly, in the inter-segment zones). These finding are in keeping with the observation that both coseismic and long-term fault slip profiles have a generic envelope shape where slip hardly varies (but locally) over short sections of the rupture or fault (Supp. E-8; Manighetti et al. [2001, 2005, 2009]).

Figure 5.4 and Table 5.2 show that the slip record is continuous and well preserved up to ∼ 62 m, then almost continuous up to ∼ 130 m, and more discontinuous afterwards. The completeness of the slip record up to ∼ 62 m suggests that 16-18 large characteristic earthquakes as defined above followed to produce the ∼ 62 m slip, while the fairly continuous record up to ∼ 130 m suggests that at least 34-37 of such earthquakes followed to produce the total ∼ 130 m of slip (Table 5.2). As said before, these numbers are minimum values as additional smaller earthquakes might have also occurred yet not being distinguishable within measurement uncertainties. Also, the alluvial record of the fault slip history might have been temporarily discontinuous (i.e., no new marker formed at a specific time), preventing a few slip events to have been recorded. We conclude that a minimum of ∼ 35 large, fairly characteristic earthquakes have broken the Eastern Hope

[2]The uncertainty is difficult to estimate since a peak in a summed PDF curve is not strictly a Gaussian. Yet the width of the peak is a fair approximation of the uncertainty.

fault likely over the last 6-7 ka, each producing 3-4 m of lateral slip at the ground surface at the site of study, and altogether building a cumulative lateral offset of $\sim$ 130 m.

c) Age, length, magnitude and recurrence time of the paleo-earthquakes

The morphological approach that we have followed does not provide any dating of the identified paleo-earthquakes. Surprisingly, though the Hope fault is a major seismogenic structure that poses an elevated seismic hazard, only a few paleoseismic works have been conducted on the fault and have provided slip and/or dating constraints on paleo-earthquakes [Cowan and McGlone, 1991, Bull et al., 1994, Bull and Brandon, 1998a, Langridge et al., 2003, 2008, in press, Langridge and Berryman, 2005, Beauprêtre et al., 2012]. These works combine to show that:

1. The Hope fault broke only once in a large M $\geq$ 7 earthquake over the last $\sim$ century (1888), and this earthquake only broke a rather small segment of the western fault section (Hope river segment, $\sim$ 30 km long), where it produced $\sim$ 3 m of lateral slip;

2. Much of the Hope fault broke during the preceding two centuries ($\sim$ 170-360 yr ago; Langridge et al. [in press]). In particular, at least one, and possibly two large earthquakes broke the eastern section of the fault in that time span. The slips produced by these recent paleo-earthquakes are estimated to $\sim$ 3.4 and $\sim$ 4.9 m by Langridge et al. [2003], and to 3 $\pm$ 1 and 4.5 $\pm$ 1 m by Beauprêtre et al. [2012]. On the western section of the fault, the horizontal slip of the most recent event(s) is estimated between 2.3 and 3.8 m [Langridge and Berryman, 2005], and locally up to 4.5 $\pm$ 0.6 m [Langridge et al., in press];

3. Much of the Hope fault has failed in at least one or two large earthquakes in the range $\sim$ 400-700 yr. Though the slips produced by these older paleo-earthquakes are not clearly defined, amounts up to 5-6 m have been suggested.

The coseismic slips of the few most recent large earthquakes that have been estimated so far are thus in agreement with both the slip of the most recent earthquake and the average coseismic slip of multiple events that we have found in our analysis.

The length of the fault sections broken by the large paleo-earthquakes is unknown. Yet, on the one hand, the fair constancy of the coseismic slips over the analyzed 30 km long section suggests, since slip varies along broken fault lengths [e.g. Manighetti et al., 2005, Wesnousky, 2008], that the corresponding rupture lengths were much greater than 30 km. On the other hand, the fair similarity of the maximum coseismic slips on the western and the eastern fault sections, suggests that these slips were not produced by the same earthquakes (for same reason, i.e., slip varies along rupture length). Finally, large earthquakes have been shown to break a variable number of the major segments that form a fault [Manighetti et al., 2007] (the Hope includes 5 major segments, each with an average length of 40-50 km; Langridge et al. [2003]. Together these suggest that the identified paleo-earthquakes might have broken sections of the Hope fault with lengths ranging between $\sim$ 50 km ($>$ 30 km, and about the length of one single major segment) and $\sim$ 100 km (approximate length of each of the western and eastern fault sections).

According to the maturity criteria suggested by Manighetti et al. [2007], the Hope fault is a fairly mature fault, since it initiated a few Ma ago ($>$ 2 Ma, Langridge et al. [in press]), it produced large cumulative offsets ($>$ 19 km, Langridge and Berryman [2005]),

and it has a high slip rate (23 ± 4 mm/yr[1] ; e.g., Langridge et al. [2003]). Such a mature fault is expected to break in large earthquakes with relatively low slip-to-length ratios, and hence relatively low apparent stress drops [Manighetti et al., 2007]. The largest earthquakes on the fault would thus have a slip to length ratio falling on one or other of the two lowest scaling functions in Supplement E-14 [Manighetti et al., 2007]. Would the paleo-earthquakes had rupture lengths in the range 50 - 100 km, they would have produced fairly low slips in the range ∼ 2-4.5 m (box in Supp. E-14), in keeping with those we observed. Assuming that the paleo-earthquakes broke 50 to 100 km long sections of the Eastern Hope fault, the average fairly characteristic co-seismic slip of 3.7 ± 0.8 m that we determined suggests that these earthquakes had minimum magnitudes Mw 6.9-7.3[2]. The magnitude estimates are minimum values since, on the one hand the maximum coseismic slips produced at surface might have been greater than the ∼ 3.7 m that we measured locally, and on the other hand, coseismic slips measured at surface are generally lower than those produced at depth by the earthquakes [e.g. Manighetti et al., 2007]. The completeness of the slip record up to ∼ 62 m suggests that 16-18 of such earthquakes followed to produce the ∼ 62 m slip, while the fairly continuous record up to ∼ 130 m suggests that at least ∼ 35 of such fairly characteristic earthquakes followed to produce the total ∼ 130 m of slip (Table 5.2). If these earthquakes have occurred in the last 6-7 kyr, as suggested before, they might have followed with average recurrence times on the order of 200 ± 50 yrs. These rough average estimates are in agreement with the few available earthquake ages (recurrence intervals of 180-310 yr on Eastern fault section, and of 81-490 yr on Western fault section; [Cowan and McGlone, 1991, Langridge et al., 2003, Langridge and Berryman, 2005].

5.3.6 Conclusions

Acquired in regions of high alluvial dynamics -as is the case of the Eastern Hope fault, New Zealand, LiDAR data provides an unprecedented vision of the ground morphology and a unique opportunity to identify and measure in great details the fault offsets recorded and preserved in the morphology, especially across its alluvial archive. The approach to measure the cumulative fault offsets and derive the coseismic slips that added over time to build these slips, is similar to that followed for decades by the geologists and paleoseismologists [e.g. Lensen, 1968, Peltzer et al., 1988, McGill and Sieh, 1991, Gaudemer et al., 1995, Van der Woerd et al., 2002, 2006, Liu et al., 2004, Rockwell et al., 2009b,a, Langridge et al., in press]. Only the number of data differs. While most prior works based on field measurements and on optical air and satellite image analysis reported a few to a few tens of offset measurements, the LiDAR data now allows collecting 10-20 times more measurements in the same areas [Cunningham et al., 2006, Frankel and Dolan, 2007, Zielke et al., 2010, Zielke and Arrowsmith, 2012]. The density and richness of the so-recovered data collections impose to process the data in a different manner. While most prior works focused their efforts to tighten the uncertainties on the few accessible measurements, dealing with a dense collection of data with variable uncertainties requests to integrate all these slips and uncertainties together so that to derive and retain only the statistically robustly constrained fault offset values. A paradox then arises, in that such an increase in data density yields to an apparent decrease in number of retained well-constrained slip values. The greater the information, the more complex it is and

[1] estimated at an offset alluvial fan dated using 14C

[2] Magnitude calculations done as in Beauprêtre et al. [2012].

hence the more difficult it is to extract the robust parts of it. In the present work, we have measured 249 cumulative fault offsets, and only eventually retained 26 statistically well-constrained slip values (Table 5.2). Thus, though the approach is powerful to recover the well-recorded and -preserved fault slips, it clearly yields to discard many data, a few might be misleading but most are actual fault slips that are either too few represented in the data collection or having too large uncertainties. Though the retained well-constrained slip values are few, they are robust and hence provide an unprecedented record of the fault slip history. As a matter of fact, the LiDAR data that we have analyzed here provide the longest, fairly continuous slip record ever obtained on the Hope fault, and more broadly on a seismogenic fault. The slip record is remarkably continuous in the offset range 0 - 62 m, almost continuous up to $\sim$ 130 m, and still fairly continuous up to $\sim$ 400 m. The slip increments that separate the successive best-constrained cumulative offsets are remarkably regular. Most are on the order of 3.7 $\pm$ 0.8 m, while a few others are found, all roughly multiple of this smallest increment. Our work thus reveals that the very large majority of the strong paleo-earthquakes that broke the Eastern Hope fault were fairly characteristic at the site of study, each producing 3-4 m of lateral slip at the ground surface, with minimum magnitude Mw 6.9-7.3. The completeness of the slip record up to $\sim$ 62 m shows that at least $\sim$ 17 of such large earthquakes have followed to produce the 62 m slip, while at least $\sim$ 35 of such earthquakes were fairly continuously recorded in the morphology (building $\sim$ 130 m of slip). It seems that the $\sim$ 35 most recent large earthquakes broke the Eastern Hope fault over the last 6-7 ka, while the $\sim$ 17 last events might have broken the fault in the last $\sim$ 3 ka. Large earthquakes on the Eastern Hope fault might thus repeat every $\sim$ 200 $\pm$ 50 yrs on average (as previously suggested, Cowan and McGlone [1991], Langridge et al. [2003], Beauprêtre et al. [2012], making the forthcoming event a possible near issue.

Acknowledgments

This work has been funded by the French National Research Agency (ANR Project CENTURISK no. Risknat09_456076).

5.4 Comparaison aux résultats de sub-surface

Nous venons de décrire les déplacements cumulés et cosismiques mesurés et déduits en surface le long d'une section de 30 km de la faille Hope comprenant le site de Terako étudié au chapitre 3, (situé sur le segment B de cette section, Supp. E-1).

La figure 5.6 est un rappel de la figure (Fig. 3.19, Chap. 3) qui compare les fonctions de densité de probabilité (PDF) sommées des décalages mesurés à la surface (en bleu) et dans la paléosurface (en rouge) au site de Terako. Sur cette figure, la répartition des décalages (66 valeurs) est représentée à l'aide d'un histogramme où sont également différenciées les valeurs de surface et de sub-surface. Ce graphique montre clairement que les plus petits décalages et donc les plus récents sont préservés en surface, tandis que la sub-surface préserve aussi de plus grands décalages cumulés et donc les plus anciens. Ce graphique montre également que les données de sub-surface complètent les lacunes dans l'enregistrement de surface. L'analyse des informations en surface décrit 34 forts événements avec un glissement cosismique moyen de 3.3 ± 0.3 m se succédant pour créer un déplacement cumulé de 111 m. L'analyse des informations en sub-surface décrit 26 forts événements avec un glissement cosismique moyen de 4.4 ± 0.9 m se succédant pour créer un déplacement cumulé de 108 m (Table 3.3).

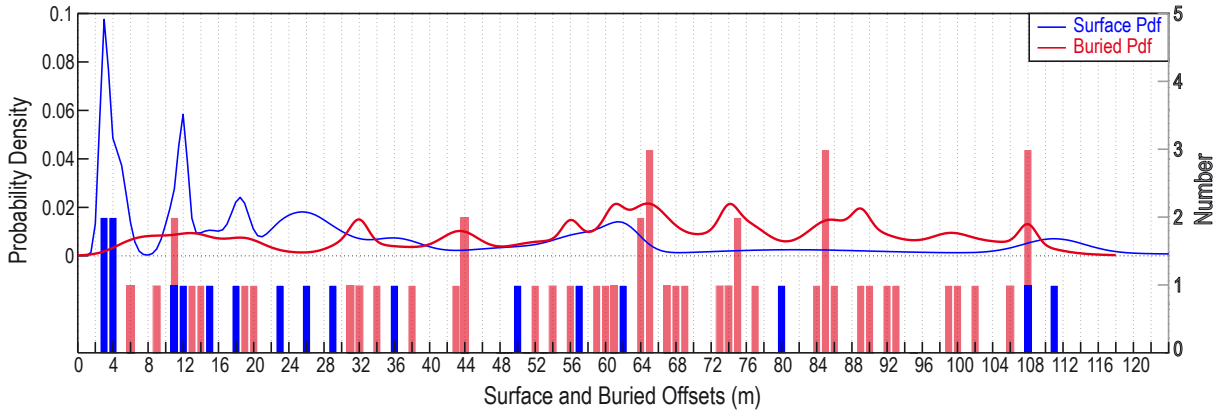


FIGURE 5.6 – *Comparaison entre les décalages en surface (en bleu) et en sub-surface (en rouge) au site de Terako (Fig. 3.19). La distribution des décalages est représentée par l'histogramme. Les courbes représentent les PDFs sommées de chacun des ensembles.*

Les déplacements mesurés en surface au site de Terako (segment B) ont été inclus dans l'analyse globale de la bande LiDAR. L'ensemble des mesures de déplacements effectuées sur la bande LiDAR couvrent des valeurs allant de 2 à 2100 m. Celles obtenues à l'aide du GPR couvrent des valeurs de 6 à 108 m, cette gamme plus étroite étant liée à l'âge de la paléosurface mise en évidence, et à la longueur des profils GPR. La figure 5.7 compare l'ensemble des déplacements cumulés mesurés dans les données LiDAR et les déplacements cumulés mesurés dans la sub-surface au site de Terako. Il est à noter que les incertitudes (I) sur les valeurs de décalage pour la surface sont attribuées à 2 σ (σ=I/2) dans le calcul des PDF, tandis que pour la sub-surface l'incertitude est attribuée à σ (σ=I), pour tenir compte de l'incertitude plus grande sur les corrélations des marqueurs enfouis de part et d'autre de la large zone de faille à Terako. Les PDFs sommées sont normalisées par le nombre total de valeurs, soit 249 pour la surface, et 48 pour la sub-surface. Ceci signifie que les amplitudes des PDFs sommées ne sont pas comparables, mais leur forme globale l'est. La représentation est similaire à celle de la figure précédente. Pour la gamme de

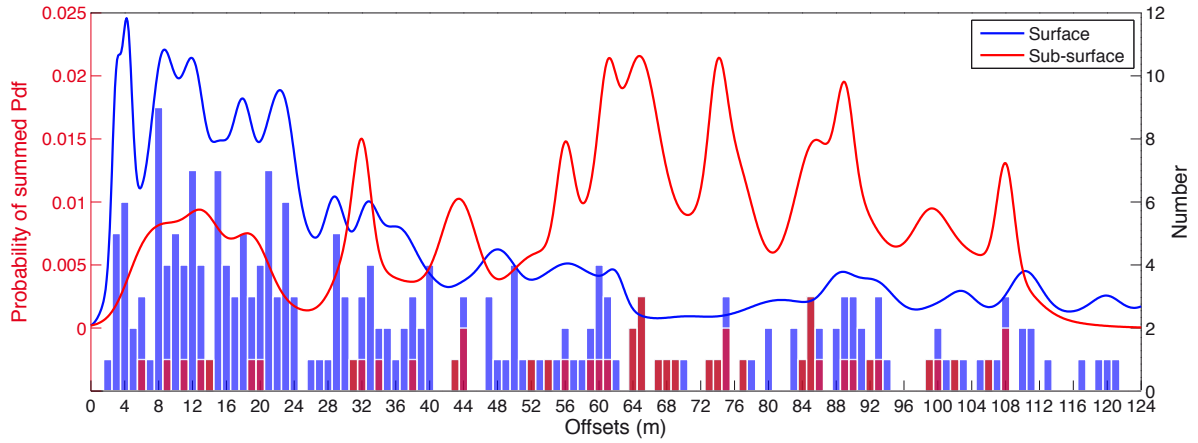


Figure 5.7 – *Comparaison entre les décalages de surface obtenus sur une longueur de 30 km le long de la faille et les décalages de sub-surface obtenus en un site sur cette section, longue de 500 m. Afin que les informations soient comparables, seuls les décalages cumulés inférieurs à 115 m sont représentés.*

valeurs de déplacements cumulés de 0 à 124 m, la comparaison des informations de surface et de sub-surface confirme les conclusions du chapitre 3. La surface préserve les décalages cumulés les plus faibles, et donc les plus récents, tandis que la sub-surface préserve aussi des décalages cumulés plus grands, et donc de plus anciens. Ceci s'observe également sur l'histogramme de la figure 5.4, où la densité de mesures de décalages en surface décroît avec l'augmentation du décalage cumulé : les marqueurs plus anciens ayant enregistré de grands décalages cumulés sont probablement enfouis ou érodés. A partir de ces PDFs sommées, nous avons extrait des valeurs de décalages bien contraintes (BCOV), 19 en surface et 14 en sub-surface, sur une gamme de 3 à 110 m. 8 de ces BCOV parmi les 14 extraites des données de sub-surface concordent avec celles de surface et 4 correspondent à des lacunes dans l'enregistrement de surface. Entre 0 et 36 m, la surface a préservé 9 BCOV tandis que la sub-surface n'en a préservé que 4. Cette différence de 5 valeurs peut traduire le fait que la plupart des marqueurs de ce jeune âge ne sont pas encore enfouis.

Dans les précédentes analyses (Chap. 3 et § c)), nous avons montré que les BCOV croissent par incréments de glissement successifs jusqu'à 130 m et 108 m de déplacement total en surface et en sub-surface, respectivement. La figure 5.8 décrit la distribution de ces incréments de glissement. En surface, les incréments de glissement se distribuent autour de trois valeurs moyennes de 3.7 ± 0.8 m (11 inc.), 7.3 ± 0.7 m (5 inc.), et 11.5 ± 1.3 (4 inc.). La population totale d'incréments traduit l'enregistrement quasi-complet des derniers $\sim$ 35 derniers forts séismes (Table 5.2, chacun ayant produit un glissement cosismique très similaire ($\sim$ 3.7 m ; 3.65 m (7.3/2) ; et 3.8 m (11.5/3), et .

En sub-surface, les incréments se distribuent également autour de trois valeurs moyennes de 4.4 ± 0.9 (8 valeurs), 8.6 ± 0.6 (4 valeurs), et 11.8 ± 1.3 m (4 valeurs). Ces valeurs sont proches de celles trouvées en surface. La population totale d'incréments traduit l'enregistrement quasi-complet des derniers $\sim$ 26 forts séismes (Table 3.3), chacun ayant produit un glissement cosismique similaire ($\sim$ 4.4 m ; 4.3 m ; et 3.9 m) (Fig. 5.8). Ces glissements cosismiques sont similaires, dans les gammes d'incertitudes, à ceux estimés en surface. En comparaison, pour des déplacements cumulés en surface de 103 et 110 m, on estime un nombre de 27 à 29 séismes au minimum. D'autre part, il semble apparaître systématiquement que les incréments de sub-surface sont en moyenne 0.5 m plus grands que ceux

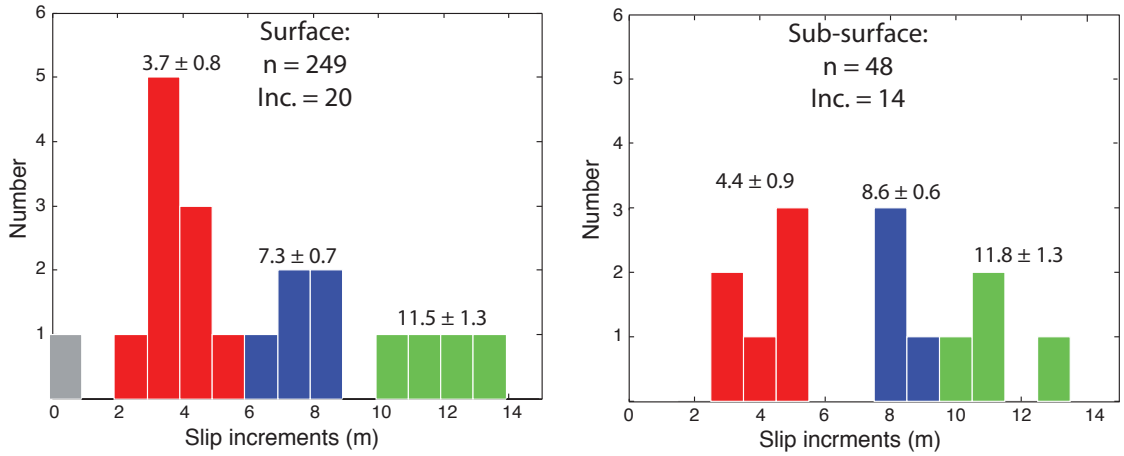


FIGURE 5.8 – *Comparaison des histogrammes des incréments de glissement obtenus en surface (à gauche) et en sub-surface (à droite) inférieurs à 15 m. Les 249 décalages de surface fournissent 20 valeurs d'incréments inférieures à 15 m. Les 48 décalages de sub-surface fournissent 14 incréments de glissement inférieurs à 15 m.*

mesurés en surface. Ceci peut expliquer pourquoi pour une même gamme de déplacements cumulés, le nombre de séismes estimé en sub-surface tend vers le minimum, voire est inférieur à celui estimé en surface. Nous avons ici très peu de marqueurs visibles à la fois en surface et en sub-surface qui nous permettraient de vérifier si, comme à Te Marua, les déplacements préservés en surface sont plus faibles qu'en sub-surface pour un même marqueur morphologique, mais les incréments de glissement systématiquement inférieurs en surface par rapport à ceux de sub-surface nous font tendre vers la même conclusion.

Les informations provenant de 184 valeurs de déplacements cumulés mesurés en surface (dans la gamme 3 à 124 m) sont donc en accord avec les informations provenant des 48 valeurs de décalages mesurées en sub-surface. Ceci confirme la capacité du géoradar à apporter des informations paléosismologiques fiables pouvant être intégrées aux analyses morphologiques de surface, et également aux estimations d'aléa sismique. Ici, plus particulièrement, les données LiDAR d'une précision comparable à celle du GPR, nous aident à combler l'absence de données GPR sur cette portion de la faille Hope. En effet, l'ensemble des sites explorés sur cette portion (Fig. 2.2) présentent une couche conductrice, probablement argileuse, qui rend le GPR inutilisable.

5.5 Conclusions

L'objectif de ce chapitre était d'estimer les déplacements cosismiques produits par les forts séismes ayant rompu la Faille Hope à partir d'une analyse classique morphotectonique de la morphologie et de la topographie le long la faille Hope sur une portion de 30 km. Si l'approche est classique, les données ne le sont toutefois pas car les données LiDAR sont de très haute résolution et capables de 'voir sous la végétation', et de fait chères et donc rares. L'approche GPR, quant à elle originale, possède une résolution similaire, ce qui nous a permis de comparer les résultats de ces deux approches.

Les données LiDAR fournissent une vision détaillée et continue de la morphologie, et de l'interaction du réseau de drainage avec la faille Hope, apportant 10 à 20 fois plus de mesures de décalages de marqueurs que les analyses morphologiques précédentes. Cette

quantité de mesures (249) nous a permis d'effectuer une analyse statistique, rendant plus robustes et objectives les valeurs de déplacements cumulés obtenues par rapport aux estimations précédentes basées sur une dizaine de mesures peu répétitives [Knuepfer, 1992, Cowan and McGlone, 1991]. Le biais interprétatif est très réduit ici, les incertitudes sur les corrélations des marqueurs et sur les mesures étant prises en compte dans l'analyse tandis que toutes les corrélations incertaines sont ignorées. L'analyse statistique révèle une première quantité de déplacement de 3.4 $\pm$ 1 m attribuée au glissement produit par le fort séisme le plus récent. Elle révèle également 10 valeurs de décalages cumulés séparées par un glissement similaire de 3.7 $\pm$ 0.8 m, interprété comme le glissement cosismique moyen des forts séismes sur la faille, et 9 valeurs de décalages cumulés séparées de quantité de glissement de 2 ou 3 fois ce glissement moyen. Ces valeurs de décalage cumulé (séparées d'incréments égaux à une, deux ou trois fois le glissement cosismique moyen) fournissent un enregistrement quasi complet des déplacements produits par les 35 derniers forts séismes sur la faille Hope. Combinés aux âges des marqueurs disponibles dans la littérature, il apparaît que ces 35 séismes se sont produits au cours des 6-7 milles dernières années avec un temps de récurrence moyen de 250 $\pm$ 50 ans et une magnitude de 6.9-7.3. Ces résultats sont en bon accord avec les résultats des études précédentes [Beauprêtre et al., 2012, Langridge et al., in press] et suggère que le segment Est de la faille de Hope est susceptible de rompre prochainement.

Le site de Terako sur lequel nous avons mené notre première étude géoradar appliquée à la paléosismologie se situe sur la portion de 30 km de la faille Hope couverte par les données Lidar. La comparaison des résultats obtenus en surface et en sub-surface montre un très bon accord des déplacements cumulés, du glissement cosismique du dernier événement, des glissements cosismiques moyens, du nombre de forts séismes, et du temps de récurrence moyen estimé. La précision, la fiabilité et la robustesse statistique des résultats géoradar sont donc renforcées par cette cohérence des résultats avec ceux de l'analyse LiDAR. Néanmoins, nous comparons des résultats ponctuels à ceux moyennés sur une distance de 30 km, et une petite différence systématique de 0.5 m sur l'estimation du glissement moyen pourrait-être liée 1) à la variabilité de la quantité de glissement le long de la rupture, ou 2) aux processus d'érosion et de sédimentation qui modifient la morphologie des marqueurs en surface introduisant un biais dans les décalages par rapport à ceux mesurés en subsurface (phénomène décrit dans le chapitre 4). De plus, lors de la comparaison des données de surface et de sub-surface, nous avons mis de nouveau en évidence la tendance de la surface à mieux préserver les petits déplacements et donc les plus récents, et de la sub-surface à mieux préserver les grands déplacements et donc les plus anciens. Ce résultat, plutôt intuitif, est pour la première fois confirmé par un grand nombre d'observations. Comme les estimations du glissement cosismique sont moyennées sur plusieurs valeurs d'incréments de glissements d'âges différents, un biais systématique en surface peut apparaître, tandis qu'en profondeur ces incréments restent inchangés.

En un site ponctuel ($<$ 1km), nous avons obtenu un total de 66 mesures de déplacements cumulés en combinant les données de surface (18 mesures) et de sub-surface (48 mesures). Sur la bande LiDAR d'une longueur de 30 km, nous avons obtenu un total de 259 mesures de décalages. L'analyse statistique séparée des résultats concorde, alors que les données existantes [Knuepfer, 1992, Langridge et al., 2003] étaient trop éparses pour réaliser ce genre d'analyse. Ceci soulève deux questions : (1) à partir de quelles quantités de mesures l'analyse statistique aboutit-elle à des résultats robustes ? (2) à partir de quelles quantités de mesures les résultats obtenus sont-ils stables ? A la vue du nombre grandissant d'études décrivant un grand nombre de mesures de déplacements cumulés [Klinger et al.,

2011, Zielke et al., 2010, Zielke and Arrowsmith, 2012] au cours de ces dernières années, il devient nécessaire de tester la fiabilité de l'analyse statistique sur des populations plus ou moins grandes et distribuées aléatoirement.

CHAPITRE 6

INVESTIGATION GÉORADAR MULTI-SITES DE LA FAILLE DE WAIRARAPA – RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES

Sommaire

6.1 Introduction 228
6.2 Connaissances sur la faille de Wairarapa 229
6.2.1 Géométrie et cinématique de la faille 229
6.2.2 Séisme de 1855 233
6.2.3 Séismes préhistoriques 235
6.3 Acquisition et traitement des données 236
6.4 Le site de Mikimiki 237
6.4.1 Description 237
6.4.2 Acquisition et traitement des données GPR 240
6.4.3 Analyse des MNT de sub-surface 245
6.4.4 Bilan 246
6.5 Le site d'Underhill 248
6.5.1 Description 248
6.5.2 Acquisition et traitement des données GPR 251
6.5.3 Description des MNT de sub-surface 256
6.5.4 Bilan 256
6.6 Le site de Pigeon Bush 259
6.6.1 Description 259
6.6.2 Acquisition et traitement des données GPR 261
6.6.3 Description des MNT de sub-surface 266
6.6.4 Bilan 270
6.7 Conclusions préliminaires 270

6.1 Introduction

Les déplacements cosismiques et cumulés varient significativement le long des ruptures et des failles. Alors que certains auteurs avaient suggéré que ces variations étaient fortement hétérogènes [Somerville et al., 1999, Mai and Beroza, 2002], des études plus récentes menées sur des collections très denses de données de distributions de déplacements cosismiques [Manighetti et al., 2005, Perrin et al., 2012] et de déplacements long-termes [Manighetti et al., 2001, 2009] montrent que ces distributions présentent des propriétés génériques communes. L'une de ces propriétés est d'être caractérisée par un déplacement qui décroit progressivement depuis une valeur maximum à l'une des extrémités de la rupture ou de la faille, jusqu'à zéro à l'autre extrémité (Fig. 1 et Supp. E-8c). Cette décroissance quasi-progressive, observée dans plus de 70 % des cas de ruptures et failles au monde (du moins dans les populations analysées par les auteurs cités ci-dessus), montre que le déplacement ne varie pas de façon quelconque le long des failles et des ruptures, mais au contraire de façon déterministe et relativement simple. Cette variation doit être prise en compte lorsque l'on cherche à déterminer le glissement maximum ou le glissement moyen produit par un séisme, en vue de quantifier sa magnitude. En d'autres termes, une mesure de déplacement locale peut révéler un glissement bien différent –généralement inférieur, à la valeur recherchée pour estimer correctement la magnitude. Dans tous les cas d'étude précédents à l'exception du chapitre 5, nous n'avons pu analyser qu'un seul site sur les failles investiguées. Les mesures de déplacements restent donc locales et les magnitudes estimées sont des valeurs vraisemblablement minima.

Dans le projet CENTURISK, les objectifs initiaux étaient d'échantillonner chaque faille en plusieurs points distants de sa trace, de sorte à estimer les déplacements cosismiques en ces différents points et à pouvoir ainsi examiner la variabilité de ces glissements. De tels sites multiples n'ont pas pu être trouvés sur toutes les failles ; d'autres ont été trouvés mais n'ont pas encore pu être investigués ou analysés dans le seul cadre de cette thèse, faute de temps. Une faille s'est néanmoins prêtée aisément à ce type d'analyse multi-sites : la faille de Wairarapa, le long de laquelle de nombreux sites appropriés aux investigations GPR ont pu être identifiés.

Cette faille est par ailleurs remarquable, car elle a rompu en 1855 lors d'un très fort séisme qui aurait produit jusqu'à $\approx$ 18 m de déplacement latéral en surface [e.g. Rodgers and Little, 2006]. Si cette quantité de déplacement est réelle, le séisme de 1855 serait l'un des plus forts au monde en termes de déplacements produits (Fig. 6.1, Manighetti et al. [2007]). Une autre particularité de ce séisme est qu'il a été accompagné par un tsunami avec des vagues de plus de 9-10 m, alors que la rupture a été décrite comme principalement décrochante et secondairement inverse [e.g. Rodgers and Little, 2006, Little et al., 2009]. Enfin, la faille de Wairarapa se situe à proximité de la capitale néozélandaise, Wellington, ce qui fait d'elle une source majeure d'aléa sismique pour cette ville et pour toute sa région. Pour ces raisons, la faille de Wairarapa a été beaucoup étudiée par les tectoniciens et les paléosismologues [e.g. Lensen and Vella, 1970, Grapes and Wellman, 1988, Grapes, 1991, Rodgers and Little, 2006, Little et al., 2009, Carne and Little, 2012]. Aucune étude GPR n'a cependant été menée à ce jour sur cette faille.

Nous avons mené des campagnes GPR pseudo-3D à 5 sites distants de $\sim$ 10 km le long de la faille, soit sur une longueur d'environ 45 km. Pour compléter ces investigations de sub-surface, nous avons également acquis la couverture LiDAR de la faille sur une bande d'une longueur de 70 km. Dans ce chapitre, nous présentons les résultats préliminaires obtenus en 3 des 5 sites investigués. Les données Lidar sont présentées, tandis que les données

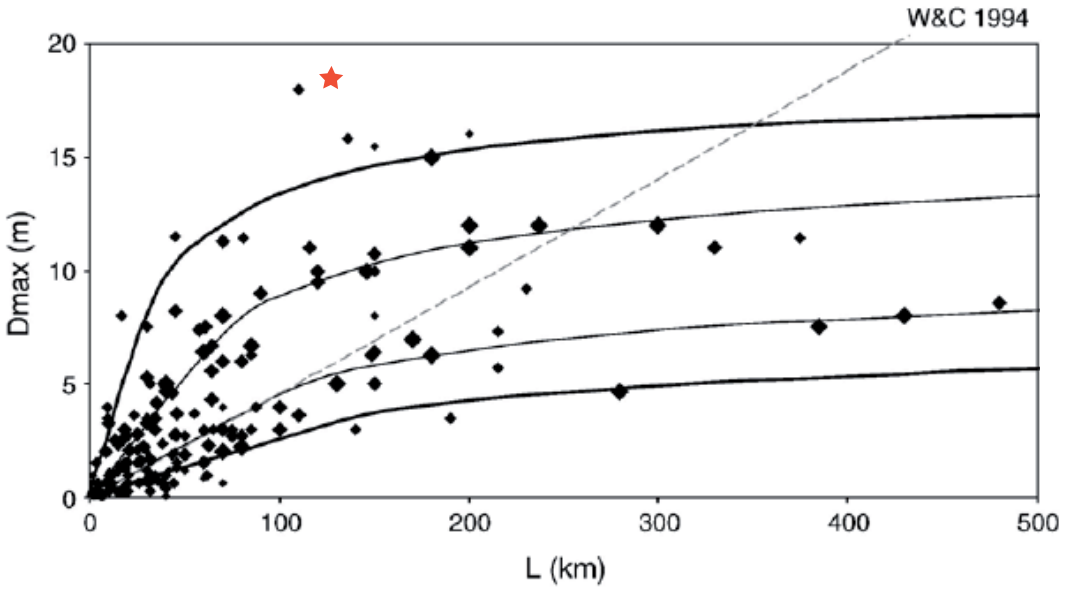


FIGURE *6.1 – Valeurs maximales de déplacements cosismiques mesurées en surface en fonction de la longueur de rupture pour environ 250 séismes historiques intracontinentaux. Le séisme de Wairarapa est représenté par l'étoile rouge. Les courbes noires représentent les fonctions théoriques déduites du modèle de rupture multi-segment [Manighetti et al., 2007]. 'W&C1994' indique la régression de Wells and Coppersmith [1994].*

GPR sont traitées et les réflecteurs éventuellement identifiés sont présentés sous forme de MNT, comme dans les études précédentes. L'analyse de ces réflecteurs ainsi que l'analyse de la morphologie de surface n'ont cependant pas pu être menées, faute de temps. Seules des analyses préliminaires sont donc présentées. Les autres sites seront analysés dans les 6 prochains mois, dans le cadre d'un contrat CDD financé par le projet CENTURISK. Néanmoins, le traitement des données GPR et des données LiDAR révèle déjà, sans ambiguïté, la présence de nombreux marqueurs alluviaux décalés préservés en surface, et la présence de marqueurs similaires –bien que plus complexes à extraire, en profondeur. Les investigations GPR le long de la faille de Wairarapa valident donc une fois de plus le potentiel de l'approche de paléosismologie géophysique, et promettent des résultats riches d'informations qui aideront à estimer l'aléa sismique lié à cette faille particulièrement sismogène.

6.2 Connaissances sur la faille de Wairarapa

6.2.1 Géométrie et cinématique de la faille

La faille de Wairarapa fait partie du faisceau de failles de l'Ile du Nord (cf. § 1.2.3), orienté NW-SE (Fig. 6.3). Ce faisceau est composé également des failles majeures de Wellington (décrite précédemment), d'Ohariu et de Shepard's Gully. Ces failles décrochantes dextres accommodent la composante latérale de la convergence oblique entre les plaques australienne et pacifique. Le raccourcissement est accommodé principalement au niveau de la fosse d'Hikurangi, au large de la côte Est de l'île du Nord. Comme la marge active évolue rapidement [e.g. Wallace et al., 2004] (Fig. 1.15), les failles de la plaque chevauchante évoluent également rapidement. Les failles de Wairarapa et Wellington n'auraient pas accommodé plus de 20 km de glissement latéral depuis leur initiation [Begg and Mazengarb,

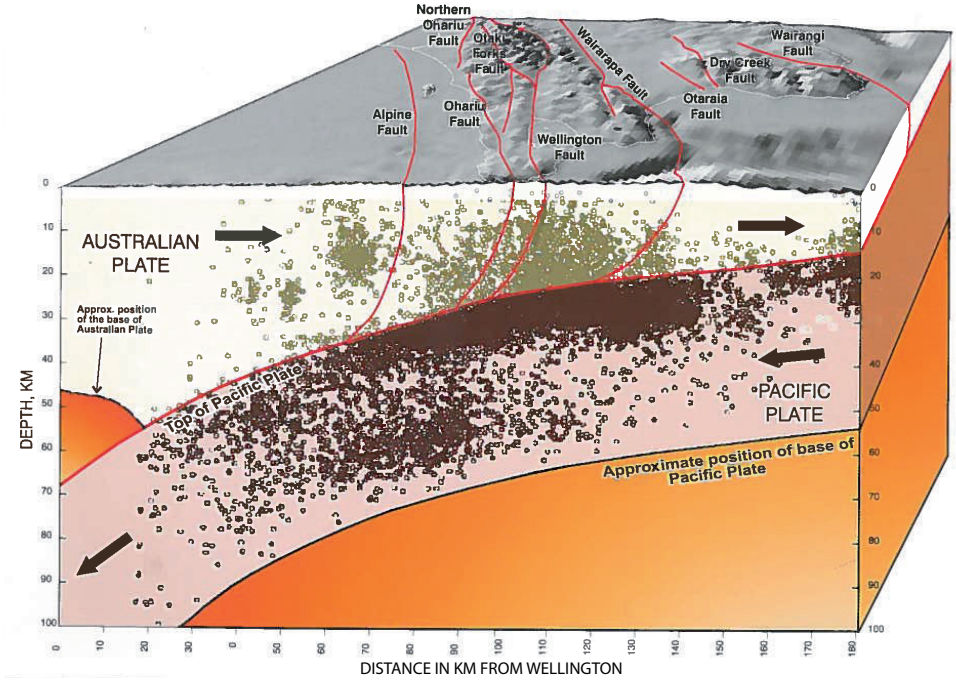


Figure *6.2 – Diagramme schématique illustrant la position de l'interface de subduction sous la région de Wellington et de Wairarapa ainsi que sa possible relation avec les grandes failles actives décrochantes de la plaque chevauchante [Begg and Johnston, 2000]. Les points représentent les micro-séismes (Mw ≤ 4) enregistrés entre 1987 et 1993 dans une bande large de 20 km autour du plan de coupe.*

1996b, Berryman et al., 2002] et seraient d'anciens chevauchements réactivés en décrochements depuis seulement 2 Ma [Beanland, 1995, Begg and Mazengarb, 1996a, Kelsey et al., 1995, Nicol et al., 2007]. A proximité de la surface, ces failles ont un pendage quasi-vertical, et présentent une composante inverse mineure qui soulève généralement le compartiment ouest par rapport au compartiment est [e.g. Berryman, 1990, Heron et al., 1998, Rodgers and Little, 2006]. Leurs plans rejoignent probablement en profondeur l'interface de subduction mais la nature de cette interaction est mal comprise (Fig. 6.2) [Wallace et al., 2004]. Les modélisations de dislocation élastique faites à partir de données GPS et de sismicité près de Wellington, suggèrent que le plan de subduction d'Hikurangi se trouve à environ 20-25 km de profondeur, et que cette partie de l'interface de subduction est actuellement bloquée et accumule de la déformation [Reyners, 1998, Darby and Beavan, 2001, Wallace et al., 2004].

La faille de Wairarapa s'étend sur 120 km de long en direction du Nord-Est (N 45°), depuis la côte de la baie de Palliser au Sud, puis le long de la bordure ouest de la large vallée de Wairarapa (Fig. 6.3), jusqu'au sud de Hawkes Bay. A l'ouest de la faille, culmine la chaîne Rimutaka à 940 m d'altitude formée de greywackes du socle mésozoïque fortement érodés et incisés (Fig. 6.4). A l'Est, la vallée de Wairarapa se situe dans un bassin d'âge Cénozoïque tardif rempli par un empilement de strates alternant sédiments détritiques et marins (Fig. 6.4). Cet empilement atteint une épaisseur de 2.5 - 3 km au sud, le long de la faille. Il est recouvert en grande partie par des sédiments fluviatiles quaternaires de la terrasse Waiohine qui est la plus jeune et la plus étendue des surfaces d'aggradation dans la vallée de Wairarapa. Cette terrasse est caractérisée par l'absence de couverture loessique et s'est formée à partir de la coalescence des cônes alluviaux des rivières Tauwharenikau, Waiohine, Waingawa, Ruamahanga, au cours de la dernière période glaciaire (12 - 24 ka).

A l'est et au sud, la terrasse est couverte de silts holocènes [Grapes, 1991].

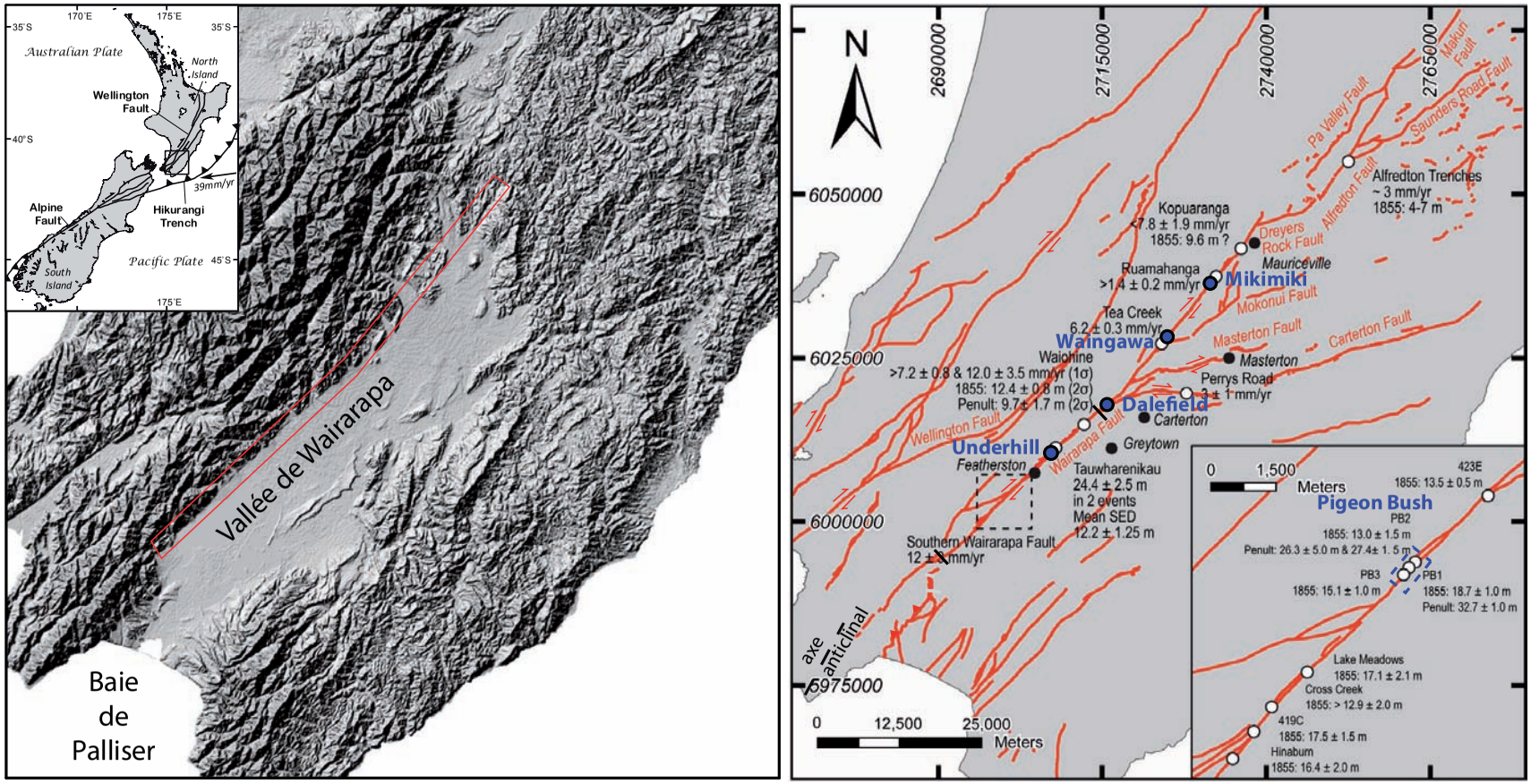


FIGURE 6.3 – *Cartes du sud de l'Ile du Nord de la Nouvelle Zélande, localisées dans l'encart. A gauche un MNT ombré décrit la topograhie de la région, le cadre rouge décrit la couverture de la bande LiDAR. A droite, la carte des failles actives (en rouge, d'après* http://maps.gns.cri.nz/website/af/*) et des mesures de vitesses de glissement et de déplacements cosismiques (cercles blancs et noirs) [d'après Carne, 2009]. Les tirets noirs sur la faille de Wairarapa correspondent aux limites des segments décrits dans le texte. Les études ont été menées par Schermer et al. [2004] à Alfredton, Villamor et al. [2008] à Kopuaranga et Ruamahanga, Van Dissen and Berryman [1996], Grapes and Wellman [1988] à Tea Creek, Rodgers and Little [2006] à Tauwharenikau, et [Little et al., 2009, Rodgers and Little, 2006] sur la partie sud de la faille. En bleu les 5 sites investigués à l'aide du GPR pseudo-3D.*

Basée sur sa géométrie, la faille de Wairarapa est décrite divisée en 3 segments dans la littérature (Fig. 6.3). Le segment central, où la trace de la faille est simple (i.e. une seule branche), et découpée en sous-segments disposés en échelon [Carne and Little, 2012] qui forment un escarpement haut de 5 à 20 m.
Au sud, la faille se divise en plusieurs branches (> 2) dont l'expression morphologique est ténue, ce qui fait suggérer à Schermer et al. [2009] que la faille puisse être plus récente au sud ($\approx$ 50 ka). La déformation se répartit entre 1) le système de failles de Wairarapa-Mukamuka à l'ouest, à dominante décrochante dextre avec une composante inverse mineure associée à un anticlinal qui soulève les plages de la baie de Palliser (Fig. 6.3), 2) un chevauchement oblique à l'est, qui n'atteint pas la surface. Ce chevauchement serait relié au segment central par une série de failles décrochantes courtes et discontinues [Schermer et al., 2009]. Les traces de rupture observées en surface et les tranchées paléosismologiques suggèrent que ce segment sud de la faille aurait rompu lors du séisme de 1855 mais pas lors de l'avant dernier séisme. Les données bathymétriques et de sismique réflexion montrent qu'au moins ces 2 branches de la faille se prolongent en mer dans la baie de Palliser [Barnes et al., 2005].
Au nord, la faille se divise également en plusieurs branches de direction est-nord-est au nord de Carterton, appelées les failles de Carterton, de Masterton et de Mokonui. La prolongation du segment central selon sa direction nord-est est clairement définie jusqu'à Mauriceville. Plus au nord encore, la faille de Wairarapa rejoint avec une trace discontinue des failles ayant des vitesses de glissement plus faibles telles que la faille d'Alfredton [Schermer et al., 2004] (`http://maps.gns.cri.nz/website/af/`) qui a rompu lors du séisme de Pahiatua en 1934 [Schermer et al., 2004]. Les vitesses de glissement latéral estimées varient le long des différents segments : sur le segment nord, cette vitesse est estimée à 1.5-7.1 mm.an^{-1} [Villamor et al., 2008], et sur le segment central à 9.2-11.9 mm.an^{-1} (H/V = 5-10) [Carne, 2009]. Sur le segment sud, la vitesse latérale n'est pas connue mais la vitesse de mouvement inverse est estimée à moins d'1 mm.an^{-1}.

6.2.2 Séisme de 1855

La faille de Wairarapa a rompu le 23 janvier 1855. D'après l'extension des effets ressentis et des modélisations de dislocation, Darby and Beanland [1992] et Grapes and Downes [1997] ont estimé la magnitude de ce séisme à Mw = 8.1-8.2. Les évidences géologiques suggèrent maintenant que la magnitude aurait pu être plus élevée [Rodgers and Little, 2006]. Le séisme a rompu la faille de Wairarapa sur une longueur d'environ 120 km à terre et probablement sur plusieurs dizaines de kilomètres en mer ainsi que sur une largeur atteignant possiblement l'interface de subduction sous la région de Wellington où se situe l'hypocentre (Fig. 1.21) [e.g. Darby and Beanland, 1992, Beavan and Darby, 2005]. Les journaux de l'époque font état, suite à ce séisme, du déclenchement de nombreux glissements de terrain, mais aussi d'un tsunami avec des vagues atteignant 9-10 m de hauteur et d'un soulèvement régional (1.2 m dans le port de Wellington et jusqu'à 6 m à Turikae Head, Begg and McSaveney [2005]). Ces mouvements verticaux suggèrent que la rupture de la faille de Wairarapa s'est déclenchée ou s'est propagée sur l'interface de subduction [e.g. Darby and Beanland, 1992] ainsi que sur le chevauchement du segment sud de la faille soulevant les plages de Turikae Head [McSaveney et al., 2006]. Les dégâts se sont étendus de la ville de Napier au Nord, jusqu'à Kaikoura dans l'ile du Sud. La ville de Wellington a été sévèrement touchée, mais moins que lors du séisme de 1848 (Fig. 1.21). Les géologues de l'époque ont décrit une longueur de rupture de 145 km (probablement surestimée en raison de l'absence de cartes précises) et des déplacements verticaux de

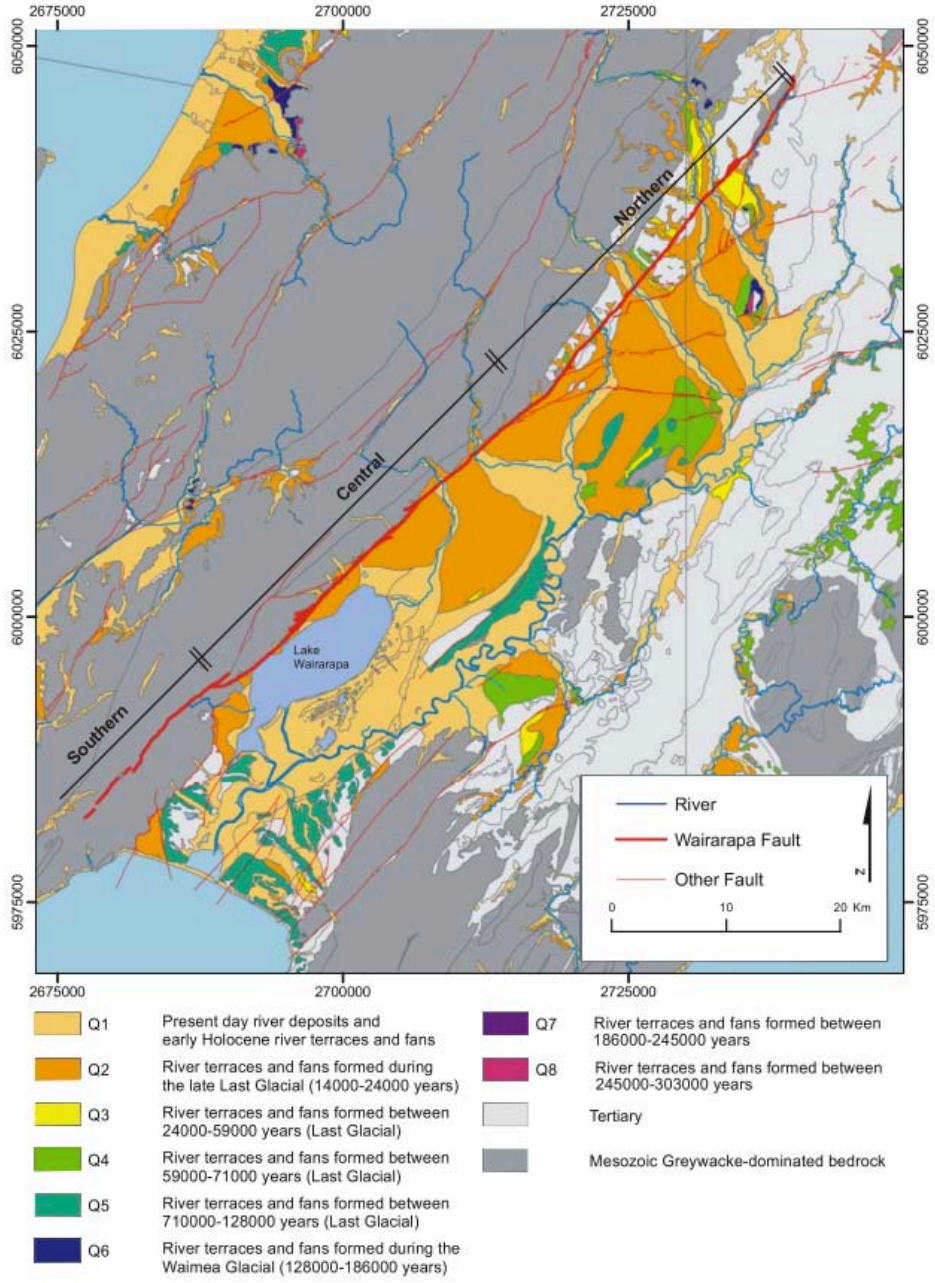


Figure *6.4 – Carte géologique simplifiée de la vallée de Wairarapa [Villamor et al., 2008].*

1.8-2.7 m [Townend et al., 2005]. Les 3 segments majeurs de la faille auraient rompu sur une longueur de rupture estimée aujourd'hui à 120 km à terre et 40 km au plus en mer [Downes and Grapes, 1999, Rodgers and Little, 2006]. De récentes études suggèrent également que le déplacement cosismique latéral, mesuré sur des marqueurs morphologiques décalés (i.e. des talus de terrasses et des cours d'eau), sur la portion centrale de la faille au sud de Featherston a été en moyenne de 15 - 16 m avec une valeur maximum observée à "Pigeon Bush" de 18.7 m (cf. § 6.6), accompagnée d'un déplacement vertical de 2.5 m [Little and Begg, 2005, Rodgers and Little, 2006]. Le déplacement latéral cosismique serait moitié moindre au nord de Carterton [voir Villamor et al., 2008, pour une compilation des mesures de déplacements].

6.2.3 Séismes préhistoriques

Les données paléosismologiques sur la faille de Wairarapa proviennent essentiellement de tranchées faites à travers la faille et d'observations de plages soulevées. Une tranchée à Tea Creek (Fig. 6.3), sur le segment nord de la faille, révèle la rupture du séisme de 1855 ainsi que les 4 précédentes ruptures dont les âges sont estimés à 1330-1570, 2560-2960, 4220-4870 et 6040-6480 cal. an BP [Van Dissen and Berryman, 1996]. Ces ruptures se seraient donc répétées avec un temps de récurrence moyen de 1500-1600 ans (Fig. 6.5).
Les plages soulevées à Turikae Head, à l'extrémité sud de la faille, montrent l'évidence de soulèvement brutaux en 95 (1855) ($\leq$ 6.4 m), 2060-2380 ($\leq$ 15.5 m) , 4710-5350 ($\leq$ 21 m) et 6610-6920 ($\leq$ 24 m) cal yr B.P. [McSaveney et al., 2006], soit se répétant tous les 1900 ans en moyenne (Fig. 6.5). Huit tranchées menées en deux sites sur les segments sud et central de la faille (à Riverslea et Cross Creek), mettent en évidence cinq paléoséismes au cours des derniers 5200 ans, à 95 (1855), 920-800, 2340-2110, 3690-3070, et 5209-4842 cal. âge B.P. Trois de ces événements correspondent à ceux mis en évidence à Turikae Head, et deux sont additionnels (Fig. 6.5). L'ensemble des données suggèrent un temps de récurrence moyen de 1230 $\pm$ 190 ans. En revanche, seuls les séismes de 1855 et 5209-4842 B.P. peuvent être corrélés à ceux mis en évidence à Tea Creek, 40 km au nord. Ceci suggère que les forts séismes passés n'ont pas rompu systématiquement l'intégralité de la faille, certains ne rompant que les segment sud et centre ou le segment nord. Toutefois, seules les informations provenant d'une tranchée à Tea Creek contraignent les dates des séismes dans la partie nord de la faille ; d'autres tranchées ou études seraient donc nécessaires pour confirmer ces âges [Van Dissen and Berryman, 1996, Little et al., 2009].

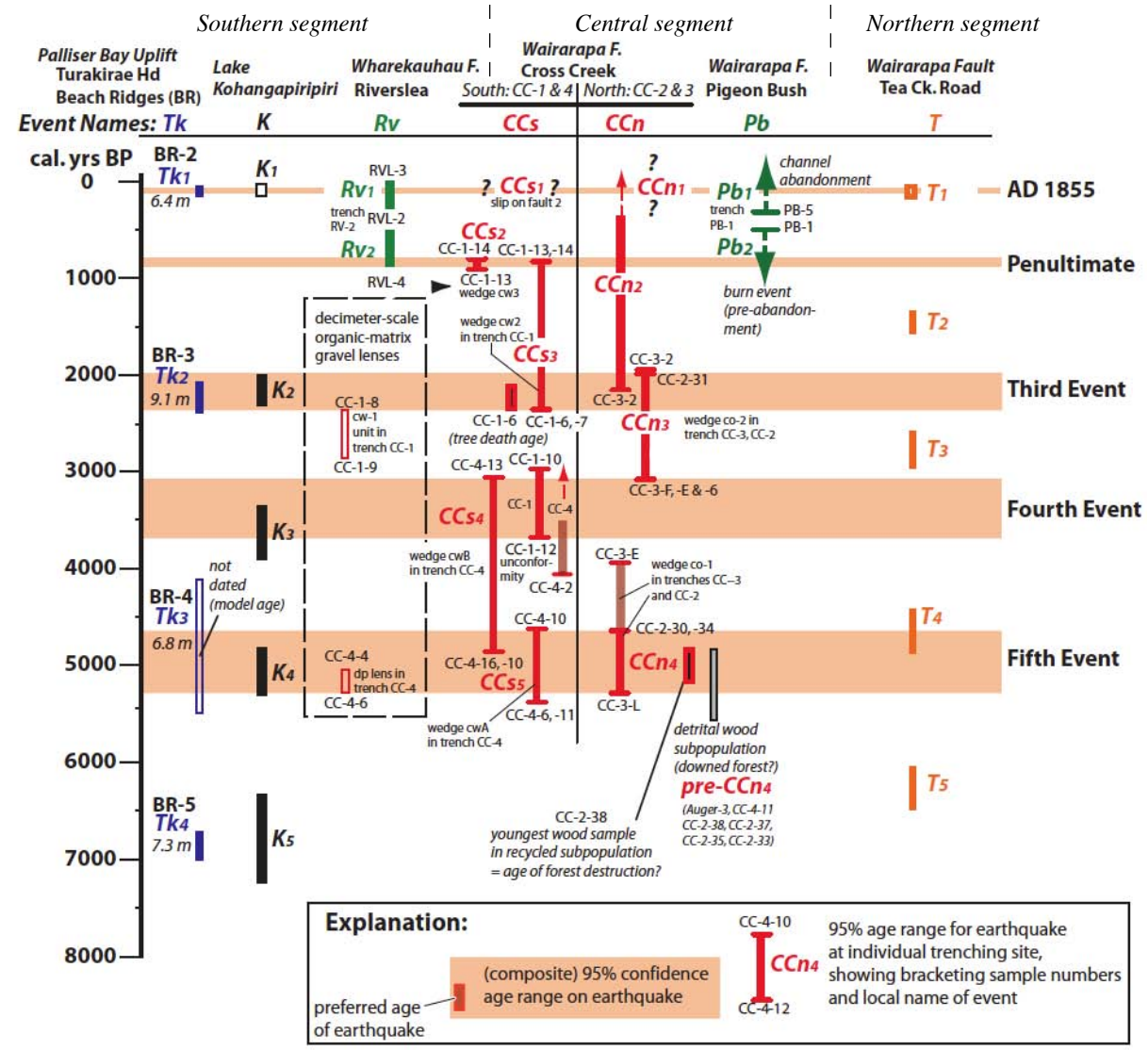


Figure 6.5 – *Ages des séismes déduits des observations et des datations faites sur les plages soulevées de Turikae Head [McSaveney et al., 2006], sur des sédiments lacustres [Cochran et al., 2007], et dans différentes tranchées sur 4 sites [Little et al., 2009, Van Dissen and Berryman, 1996] le long des 3 segments de la faille de Wairarapa (Fig. 6.3) [d'après Little et al., 2009]. Les bandes horizontales colorées représentent les gamme d'âges de chaque séisme déduites de la combinaison de l'ensemble des données exceptées celles de Tea Creek Road, où les événements 2, 3 et 4 semblent s'intercaler entre ceux trouvés plus au sud.*

6.3 Acquisition et traitement des données

Nous avons mené des acquisitions GPR pseudo-3D sur 5 sites le long de la faille de Wairarapa (en bleu, Fig. 6.3). Nous présentons ici les résultats préliminaires obtenus à trois de ces sites, dont deux, Pigeon Bush et Underhill, sont situés sur le segment central de la faille, et un, Mikimiki, est situé sur son segment nord. L'ensemble des sites se trouvent sur une terrasse d'aggradation datée à 12-24 ka, ou sur des terrasses d'érosion plus récentes [Lee and Begg, 2002]. Pour comparer nos observations de sub-surface à l'enregistrement de surface, nous avons acquis la couverture LiDAR complète de la zone de faille (Fig. 6.3, sur $\sim$ 70 km de longueur). Nous avons également réalisé des MNT GPS en chacun des sites.

Données de surface – Les données LiDAR ont été acquises par New Zealand Aerial Mapping entre les 8 et 9 avril 2012 à l'aide d'un système LiDAR Optech ALTM 3100EA. Le nuage de points LiDAR obtenu a été classifié à l'aide du logiciel TerraSolid Lidar afin de séparer les réflexions sur le sol de celles au dessus du sol (sur les arbres, constructions, etc). Ces classifications automatiques ont ensuite été vérifiées et améliorées manuellement, surtout dans les zones à végétation dense. Pour cela, les orthophotos aériennes acquises simultanément ont été utilisées comme références. Les données LiDAR correspondant aux échos sur le sol ont ensuite été triangulées sur une grille de 1 x 1 m^2 en utilisant l'outil "blast2dem" développé par Isenburg et al. [2006]. Nous disposons ainsi d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) à 1 m de résolution sur lequel nous pouvons superposer les photographies aériennes orthorectifiées d'une résolution de 20 cm. Par ailleurs, afin de localiser précisément les profils GPR, deux couples de GPS RTK de marque Trimble ont été utilisés (cf. § 3.2.1).

Acquisition et traitement des données GPR – Nous avons suivi un protocole d'acquisition et de traitement des données GPR identique à celui décrit dans le chapitre 2. 40 profils parallèles à la faille ont été acquis sur chaque site, séparés de 5 m et répartis de part et d'autre de la trace de la faille. Plusieurs profils perpendiculaires (4-6) ont également été acquis en chacun des sites. Les données GPR ont été acquises à l'aide d'une antenne blindée 250 MHz et d'une antenne non-blindée RTA 100 MHz reliées à une même unité d'acquisition. Le déclenchement régulier des acquisitions est assuré tous les 20 cm par une roue codeuse et simultanément sur les 2 antennes. Les données sont ensuite éditées manuellement afin de supprimer les traces erronées, de leur assigner leurs coordonnées X Y obtenues à partir des données GPS, et une altitude obtenue à partir des données Lidar. Les données sont ensuite traitées de façon classique avec 1) une correction du T0, 2) un "Dewow", 3) un filtre passe bande, 4) une suppression des battements, 5) une conversion temps profondeur, et enfin 6) une correction topographique. Ces étapes sont communes à l'ensemble des sites ; les deux dernières nécessitent la connaissance des vitesses de propagation dont l'estimation en chaque site sera décrite par la suite ainsi que les traitements particuliers appliqués à chaque jeu de données

6.4 Le site de Mikimiki

6.4.1 Description

Le site de Mikimiki (Fig. 6.6) est situé au nord de Masterton, le long de la Highway 2, entre les rivières Waipoua et Ruamahanga que la faille de Wairarapa recoupe perpendiculairement. Ces rivières ont incisé la terrasse d'aggradation la plus récente(12-24 ka) et ont laissé chacune une série de terrasses d'érosion (*fill-cut terraces*) , qui descendent au nord-est et au sud-ouest en direction de leurs rivières respectives (Fig. 6.7). Les dépôts de terrasses affleurent le long de la Highway et sont composés de galets gréseux de taille centimétrique à pluri-décimétrique inclus dans une matrice sableuse à silteuse.

De l'autre côté de la rivière Ruamahanga, à 1 km au nord-est, la faille de Wairarapa continue de recouper les terrasses alluviales d'érosion de cette rivière. Ce site a préservé des décalages latéraux de 20 à 35 m mesurés sur deux talus de terrasses et deux chenaux abandonnés [Villamor et al., 2008]. Les datations OSL faites dans des tranchées à travers un des chenaux décalés fournissent des âges de 18-28 ka, c'est à dire des âges remontant à la précédente période interglaciaire. Or ces terrasses, dénuées de lœss, sont plus récentes que

la dernière période glaciaire. Les âges obtenus correspondent probablement à de l'héritage et l'âge de dépôt des terrasses d'érosion n'est donc pas connu.

Figure *6.6 – Panorama du site de Mikimiki pris depuis le sud-est. Au premier plan, apparaît la surface plane des terrasses alluviales coupées et déplacées verticalement par l'escarpement de faille très raide au second plan. A l'arrière plan on aperçoit les montagnes de la chaine de Tararua.*

La trace de la faille au niveau du site de Mikimiki est linéaire et simple, et forme un escarpement très raide (de 5 à 7 m de hauteur, Fig. 6.6). Quelques failles secondaires normales de part et d'autre forment de petits escarpements ($<$ 50 cm) (Fig 6.8). La faille de Wairarapa a décalé verticalement la surface des terrasses d'environ 5-7 m, et latéralement leurs talus d'environ 43 - 54 m au nord-est du site (en vert moyen et violet respectivement, Fig 6.8) [Villamor et al., 2008].

Alors que le site est situé à proximité de la rivière Waipoua, se sont les terrasses alluviales de la rivière Ruamahanga qui couvrent la majeure partie du site. Les terrasses de la rivière Waipoua sont très étroites ($\sim$ 100 m) avec des talus orientés ESE-WNW et faisant généralement face au sud-sud-ouest (en rose et orange sur le Fig. 6.8). De plus, ces talus sont très raides indiquant que ces terrasses sont récentes. Ceci est confirmé par la hauteur de l'escarpement qui est plus faible ($\sim$ 2 m) dans cette partie du site traduisant un déplacement vertical moindre et donc plus récent.

Les terrasses d'érosion de la rivière Ruamahanga s'étendent sur la majeure partie du site ($\sim$ 800 m), leurs talus font face au nord-est et sont peu pentés, indiquant que ces terrasses sont plus anciennes (Fig. 6.8). Les talus sont orientés globalement NNW-SSE et s'incurvent en direction de la rivière dans le compartiment supérieur de la faille. Ils intersectent la faille avec un angle d'environ 45°et n'ont pas de contrepartie dans cet alignement de l'autre côté de la faille, témoignant de son mouvement latéral (Fig. 6.8).
Nous avons distingué les talus majeurs en traits épais sur la Figure 6.8b des talus secondaires en traits fins. Les premiers correspondent au passage d'une terrasse d'érosion à l'autre ; les derniers correspondent aux bords des lits abandonnées de la rivière qui a divagué sur la surface des terrasses. Nous avons attribué les talus secondaires entre les talus majeurs jaune en orange (Figure 6.8b), à la rivière Ruamahanga car ils sont parallèles au talus jaune de cette dernière et quasiment perpendiculaires au talus orange de la rivière Waipoua .
Les surfaces relativement planes des terrasses s'étagent d'ouest en est de la plus ancienne (au dessus du talus jaune, Fig. 6.8b) à la plus jeune (bordée par le talus en gris sur la Figure 6.8b). Elles sont séparées par les talus majeurs de hauteur inférieure ou égale à 1 m. Les talus sur le compartiment supérieur sont de manière générale plus hauts que ceux situés sur le compartiment inférieur en raison de la composante verticale mineure de la faille. Selon leur orientation et en tenant compte du mouvement dextre de la faille, certains talus ont pu être corrélés de part et d'autre de la faille, alors que d'autres n'ont pas de contrepartie claire. Ces dernières ont pu être érodées par des incisions plus récentes de la

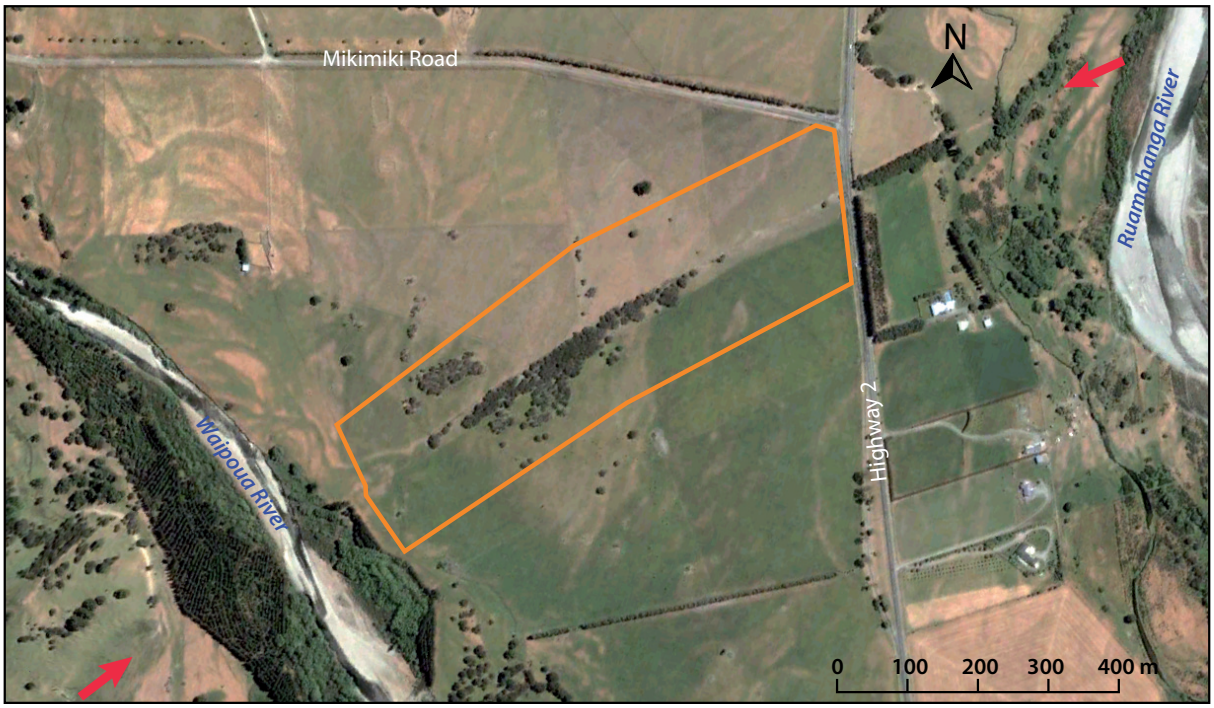


FIGURE *6.7 – Image Google Earth du site de Mikimiki. La trace de la faille de Wairarapa est indiquée par les flèches rouges. Le cadre orange décrit la zone investiguée à l'aide du géoradar.*

rivière. Sur la figure 6.8b, on voit que les talus sont déplacés latéralement de quantités qui croissent en s'éloignant de la rivière, de $\sim$ 54 m pour le talus violet [Villamor et al., 2008] à un peu plus de 100 m pour le talus jaune. Ceci est en accord avec le schéma classique de terrasses alluviales progressivement déplacées par une faille décrochante (e.g. Fig. 3,Tapponnier et al. [2001b]). On remarque également l'absence de talus secondaires dans la partie est du site avec une surface de terrasse plane découpée et déplacée verticalement par quelques failles secondaires.

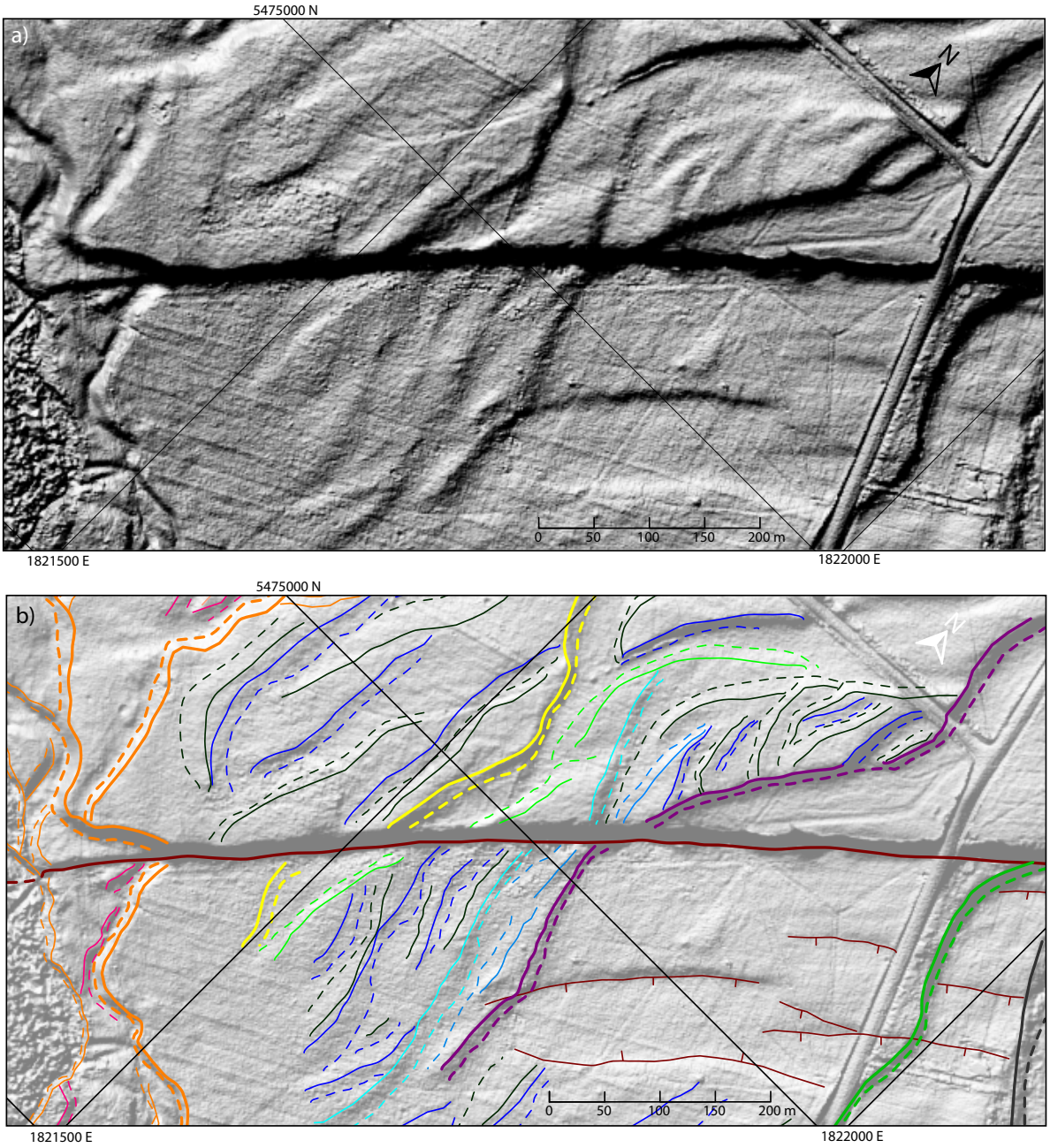


Figure *6.8 – Analyse de la surface du site de Mikimiki traversé par la faille de Wairarapa ; a) MNT LiDAR ombré, illuminé depuis l'ouest. Les zones 'granuleuses' sont liées à la présence de végétation ; b) Cartographie préliminaire des traces de failles et des marqueurs morphologiques principaux. Les talus des terrasses de la rivière Waipoua sont cartographiés en orange pour ceux faisant face au sud-ouest et en rose pour ceux faisant face au nord-est. Pour la rivière Ruamahanga, les talus sont représentés en bleu foncé pour ceux faisant face au nord-est et en vert pour ceux faisant face au sud-ouest. Les talus ayant leur contre-partie identifiée sur le compartiment opposé de la faille sont distingués par différentes couleurs. La base du talus est représentée en pointillés et le sommet en trait plein.*

6.4.2 Acquisition et traitement des données GPR

L'extension du site nous a permis de réaliser des profils GPR longs de 800 m perpendiculairement aux talus des terrasses et parallèlement à la faille (Fig. 6.9). Ces profils ont été réalisés, comme sur les précédents sites, à l'aide de deux antennes GPR et sont espacés

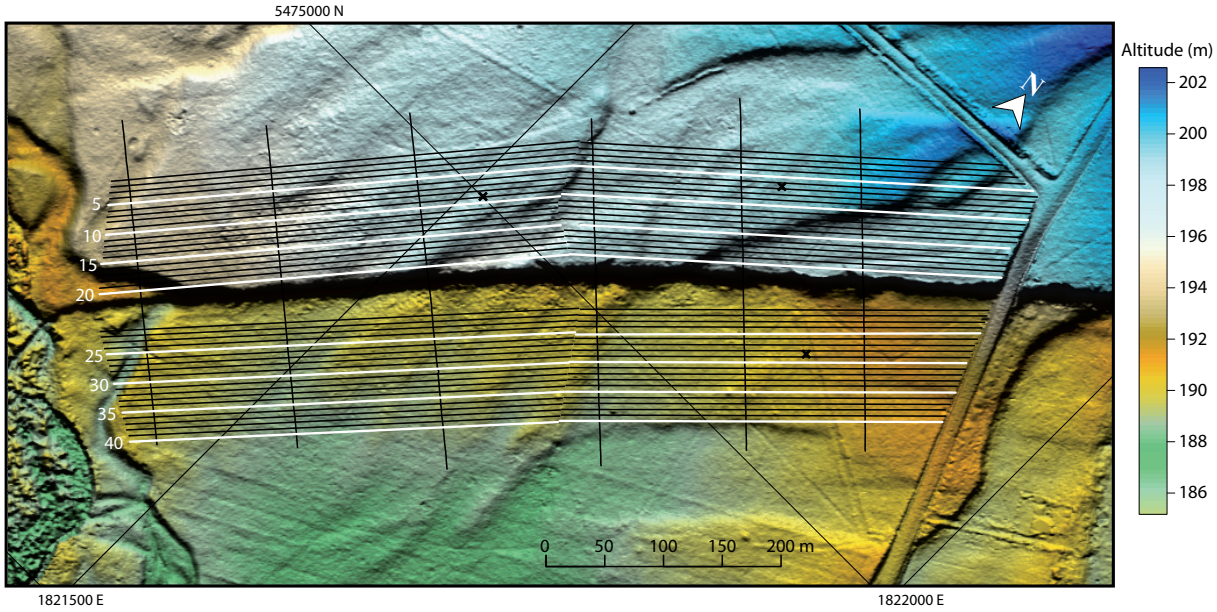


FIGURE *6.9 – Géométrie d'acquisition GPR au site de Mikimiki. 40 profils GPR longs de 800 m, espacés de 5 m ont été acquis parallèlement à la faille, ainsi que 6 profils GPR perpendiculaires longs de 280 m et 3 CMP (croix).*

régulièrement de 5 m. Les profils ont été stoppés à une centaine de mètres de la rivière Waipoua au sud-ouest du site car les dépôts des terrasses les plus récentes sont très fins, voire absents, et le substratum tertiaire affleure. La résistivité faible de ce substratum [Von Borstel and Ingham, 2004] rend la pénétration du géoradar nulle. Au nord-est du site les profils ont été arrêtés le long de la Highway 2, à 450 m de la rivière Ruamahanga. 6 profils GPR ont été acquis perpendiculairement à la faille ainsi que 3 sondages CMP.

Analyse de vitesse

Les 3 sondages en point milieu commun (CMP) ont été menés en différents points du site (Fig. 6.9), dans les zones où la pénétration était la plus grande sur les profils GPR. Ils ont été acquis à 2 fréquences de 100 Mhz et 200 Mhz et en mode TE. L'analyse de vitesse réalisée sur ces CMP montre une variabilité de vitesse de 9.7-13.3 cm.ns^{-1} pour les données 100 MHz, et de 9.7 à 12.5 cm.ns^{-1} pour les données 200 MHz, avec des valeurs de vitesses plus généralement situées entre 9.7 et 12.2 cm.ns^{-1} pour chaque CMP. L'ensemble des profils de vitesse décrit une augmentation de la vitesse avec la profondeur. D'après ces minces informations, nous avons choisi d'utiliser une vitesse moyenne pour l'ensemble du site qui augmente linéairement avec la profondeur (v=9.95 cm.ns^{-1} à T0, v=11.07 cm.ns^{-1} à 100 ns, v=12.2 cm.ns^{-1} à t=200 ns), avec une variabilité d'environ 10% ($\pm$ 1.1cm.ns^{-1} à 100 ns). Ces valeurs de vitesse seront utilisées pour la correction 'Normal Moveout' (NMO), la correction topographique et la conversion temps profondeur.

Traitement GPR additionnel

Les données GPR ont été traitées en suivant les étapes décrites dans le chapitre 2. Après l'édition des données, un filtre passe-bande et une soustraction de la valeur moyenne de chaque trace ont permis de retirer le bruit instrumental (*dewow*). La suppression des battements (*ringing*) a été réalisée sur les données 250 MHz, en soustrayant la trace moyenne calculée sur une fenêtre glissante large de 51 traces. Lors du traitement des

données 100 MHz, cette étape a été retirée afin de ne pas supprimer un fort réflecteur, en profondeur, quasi-parallèle à la surface. Les données 100 MHz ont ensuite été corrigées de la séparation entre antennes de 2 m à l'aide d'une correction NMO. L'ensemble des données a enfin été normalisé par la valeur RMS de chaque trace, puis converti des temps en profondeur et enfin corrigé de la topographie.

Visualisation et pointés des données

Afin d'améliorer la visualisation des données et notamment de la continuité des réflecteurs, nous avons d'abord testé différents gains. Pour ce jeu de données. Des gains de type AGC se sont révélés les plus appropriés pour mettre en évidence deux réflecteurs. Sur les données 250 MHz, un AGC sur une fenêtre temporelle de 50 ns permet d'isoler un réflecteur proche de la surface, entre 1 et 2 m de profondeur (Fig. 6.12), dénommé Horizon 1 par la suite. Cet horizon présente une topographie plus rugueuse que la surface avec une succession de creux et de bosses. On retrouve cet horizon, et cette topographie, d'un profil à l'autre, mais uniquement sur la moitié nord-est du site car le réflecteur s'arrête contre le talus violet de la terrasse centrale.

Sur les données 100 MHz, un AGC sur une fenêtre temporelle de 80 ns isole un fort réflecteur situé à environ 4-5 m de profondeur. Ce réflecteur, l'horizon 2 (Fig. 6.13) est également visible sur les données 250 MHz mais il présente une amplitude faible et peu de continuité en raison de sa profondeur. Ce réflecteur peut être suivi sur toute la longueur d'un profil et d'un profil à l'autre sur l'ensemble du site.

Afin d'améliorer la visibilité de la continuité de ces deux réflecteurs, nous appliquons, après les gains, une moyenne glissante sur une fenêtre large de 5 traces, à l'ensemble des données.

De même que dans les études précédentes, nous avons réalisé un pointé des deux horizons identifiés à l'aide d'un outil de pointé semi-automatique (Fig. 2.16). La première arrivée de l'horizon 1 (Fig. 6.10) étant caractérisée par une diminution d'amplitude, nous avons choisi de pointer l'amplitude minimum de la réflexion, recherchée sur une fenêtre en profondeur large de 10 cm et respectant un seuil maximum d'amplitude. Nous avons également utilisé le critère de similarité (Fig. 2.16) (i.e. cross-corrélation entre les traces) calculé sur une fenêtre deux fois plus large car l'horizon présente par endroit des sauts.

Concernant le pointé de l'horizon 2 sur les données GPR 100 MHz (Fig. 6.11), nous avons utilisé les mêmes critères, mais sur des fenêtres plus larges afin de tenir compte de la différence de longueurs d'onde des données (i.e. de fréquences). Les pointés sont ensuite exportés et interpolés sur une grille de 2 x 2 m^2.

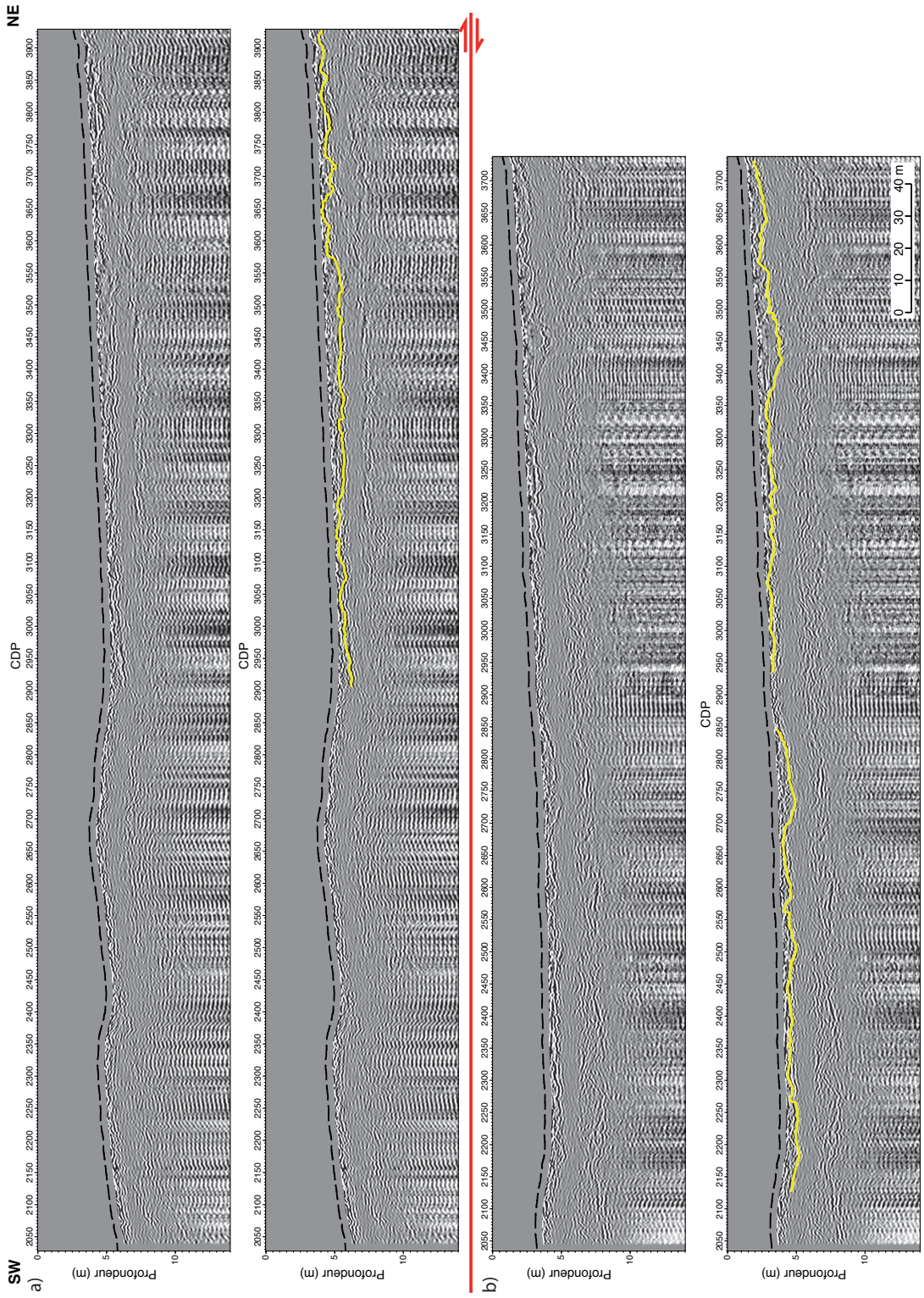


FIGURE 6.10 – *Exemple de deux profils 250 MHz acquis sur le site de Mikimiki de part et d'autre de la faille de Wairarapa (schématisée par une ligne rouge). Pour chacun des exemples a) et b), le profil est représenté avec et sans le pointé (ligne jaune) de l'horizon 1. La ligne en tireté noir correspond à la surface. Seule la moitié nord-est des profils est représentée.*

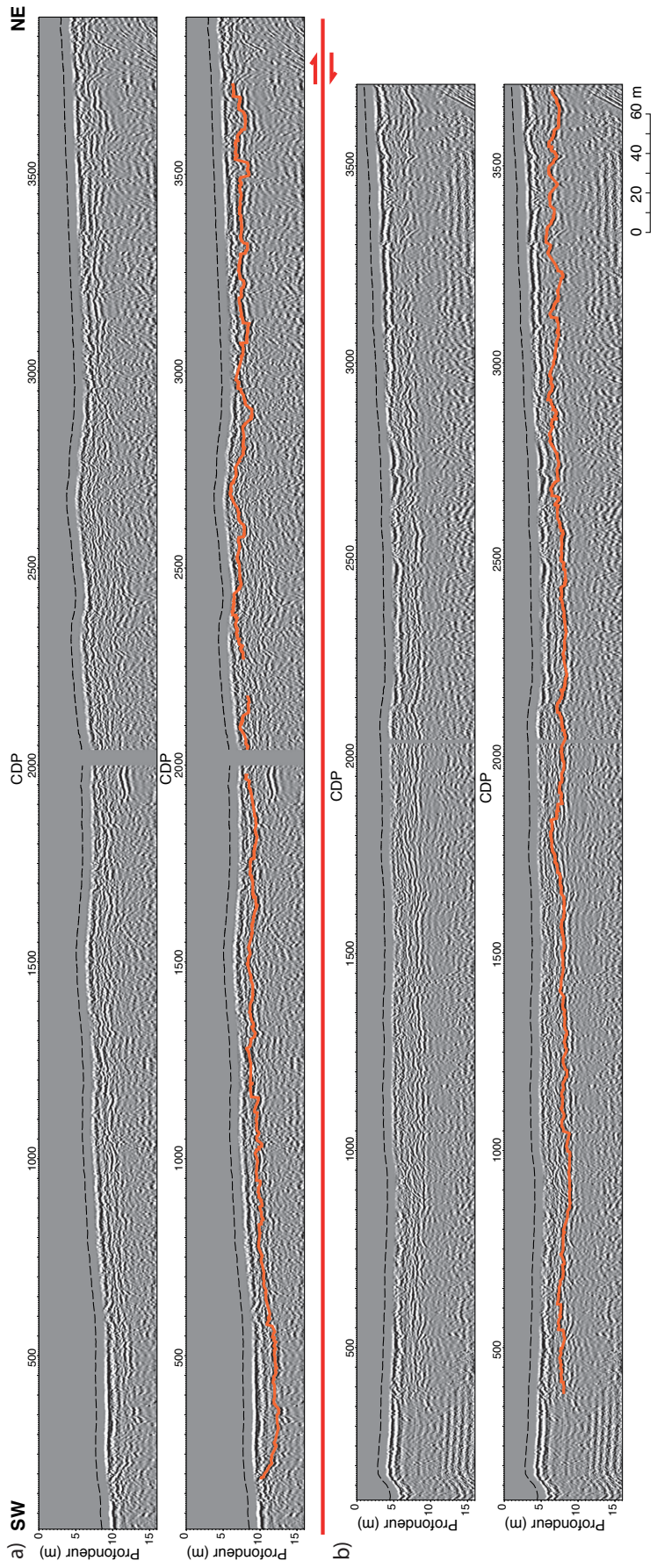


Figure 6.11 – *Exemple de deux profils 100 MHz acquis sur le site de Mikimiki de part et d'autre de la faille de Wairarapa (schématisée par la ligne rouge). Pour chacun des exemples a) et b), le profil est représenté avec et sans le pointé (ligne orange) de l'horizon 2. La ligne en tireté noir représente la surface.*

6.4.3 Analyse des MNT de sub-surface

L'horizon 1 (Fig. 6.12) se limite à la surface de la terrasse de la rivière Ruamanhanga la plus récente du site. Cette surface est limitée au sud-ouest par le talus supérieur de cette terrasse, déplacé latéralement de $\sim$ 54 m [Villamor et al., 2008]. Alors qu'en surface, la terrasse apparaît plane (Fig. 6.8), la paléosurface que décrit l'horizon 1 est coupée de plusieurs incisions, visibles sur le MNT ombré (Fig. 6.12). Ces incisions suivent la ligne de plus grande pente et correspondent probablement à des chenaux abandonnés. Elles sont peu profondes (0.5 à 1 m) et larges de 10-20 m (Fig. 6.12). Une fine couche de sédiments est venue combler ces incisions les rendant aujourd'hui totalement invisibles en surface.

Ces incisions s'arrêtent contre la faille ne se prolongent pas de façon simple dans l'autre compartiment. Ceci indique qu'elles ont été latéralement déplacées par le mouvement de la faille. Certaines de ces incisions ont pu être corrélées de part et d'autre de la faille selon leur orientation et leur position relative les unes par aux autres. Comme l'horizon 1 est limité par le bord de la terrasse incurvé sur le compartiment supérieur de la faille, l'extension transversale est très limitée dans la partie sud-ouest. Celle-ci est d'autant plus réduite qu'à proximité de la faille, sur le compartiment supérieur, l'érosion du sommet de l'escarpement a amené le réflecteur à proximité surface, voire en surface, rendant le pointé impossible. Nous n'avons donc pas pu identifier de contreparties aux incisions situées les plus au sud-ouest du compartiment inférieur.

Sur le MNT de l'horizon 1 sont également visibles quelques failles secondaires (en rouge, Fig. 6.12), parallèles à la faille principale, qui déplacent verticalement la paléosurface. Certaines d'entre elles sont visibles en surface (Fig. 6.8).

L'horizon 2 (Fig. 6.13) couvre quasiment l'intégralité de la surface investiguée. Comme décrit précédemment, au sud-ouest du site, le milieu devient conducteur et le réflecteur s'interrompt. Le MNT de l'horizon apparaît très bruité, on y distingue la trace NE-SW des profils GPR. Ce bruit ne provient pas d'erreurs de correction topographique, car si tel était le cas, on pourrait suivre les profils sur l'intégralité de leur longueur. Ce bruit provient donc des données GPR. Il est probablement lié à la combinaison de la faible résolution des données 100 MHz et au pointé du réflecteur pour lequel il est difficile de suivre la première arrivée (Fig. 6.11).

Malgré ce bruit, des structures apparaissent et notamment les talus de terrasses majeurs qui coïncident avec ceux visibles sur le MNT de surface (Fig. 6.13). D'autres structures perpendiculaires à la faille et notamment quelques incisions apparaissent en profondeur alors qu'elles ne sont pas visibles en surface (Fig. 6.13). Étant donné la 'direction' du bruit sur ce MNT, il est difficile de distinguer des structures parallèles à la faille, comme notamment les failles secondaires visibles en surface et sur l'horizon 1.

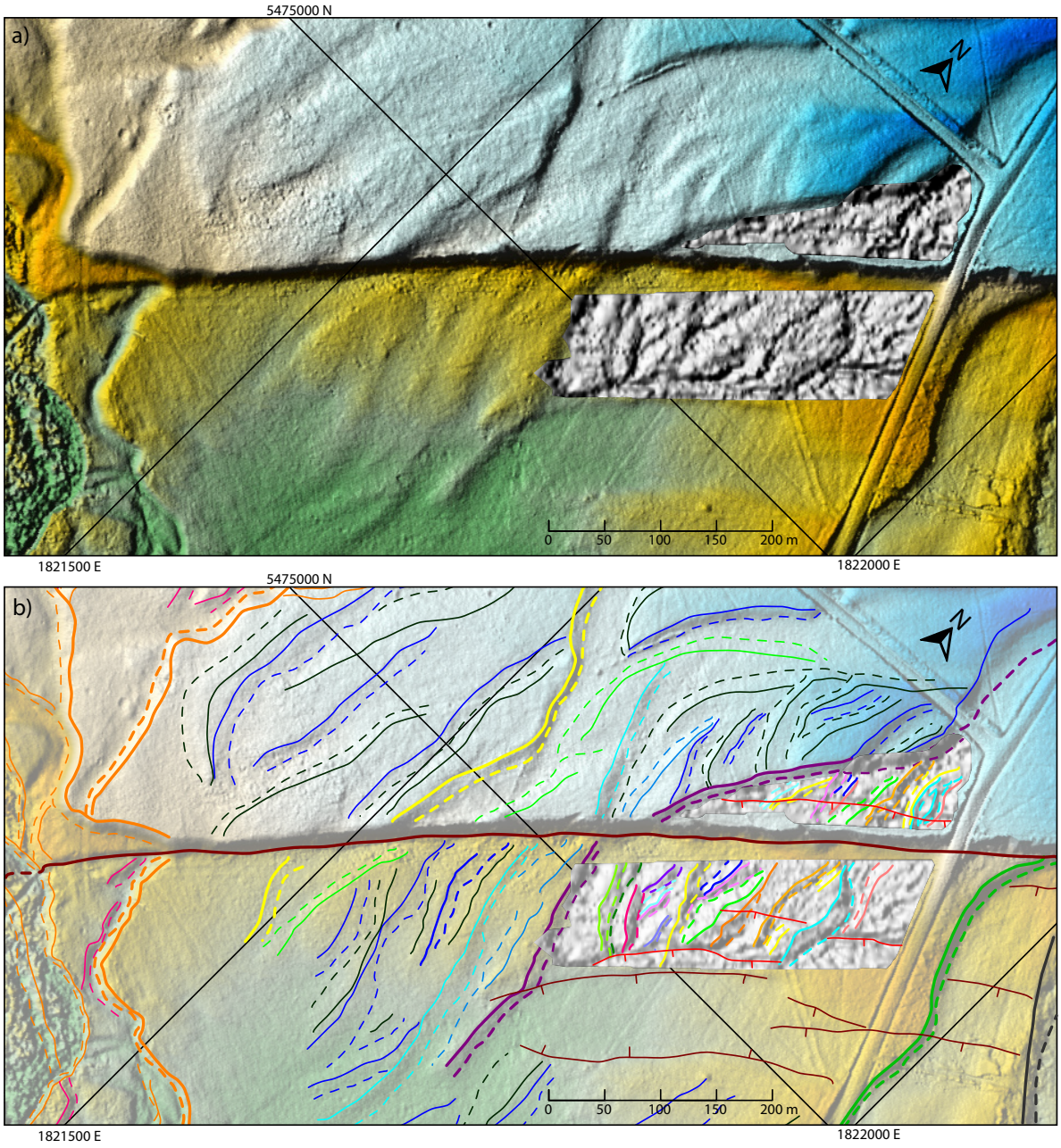


Figure *6.12 – Analyse du MNT de l'horizon 1 ; a) MNT ombré de l'horizon 1 avec en arrière-plan le MNT LiDAR de la surface, l'échelle de couleur est identique à celle de la figure 6.9 ; b) Représentation des MNT comme en a) avec la cartographie préliminaire des différentes incisions distinguées par différentes couleurs (cf. Fig. 6.8 pour la surface). Les traits pointillés représentent la base des talus et les traits pleins leurs sommets. Les marqueurs possiblement corrélés de part et d'autre de la faille ont des couleurs identiques.*

6.4.4 Bilan

Bien que préliminaire, l'étude de ce site montre des résultats encourageants. Au premier ordre, la morphologie de surface révèle une série de marqueurs morphologiques (i.e. des terrasses alluviales d'érosion). L'analyse morpho-tectonique détaillée de celle-ci devrait fournir un premier jeu de mesures de déplacements, d'autant plus riche que nous pourrons étendre l'analyse aux zones plus larges couvertes par les données LiDAR. Concernant le sub-surface, nous avons mis en évidence deux horizons qui contiennent également une

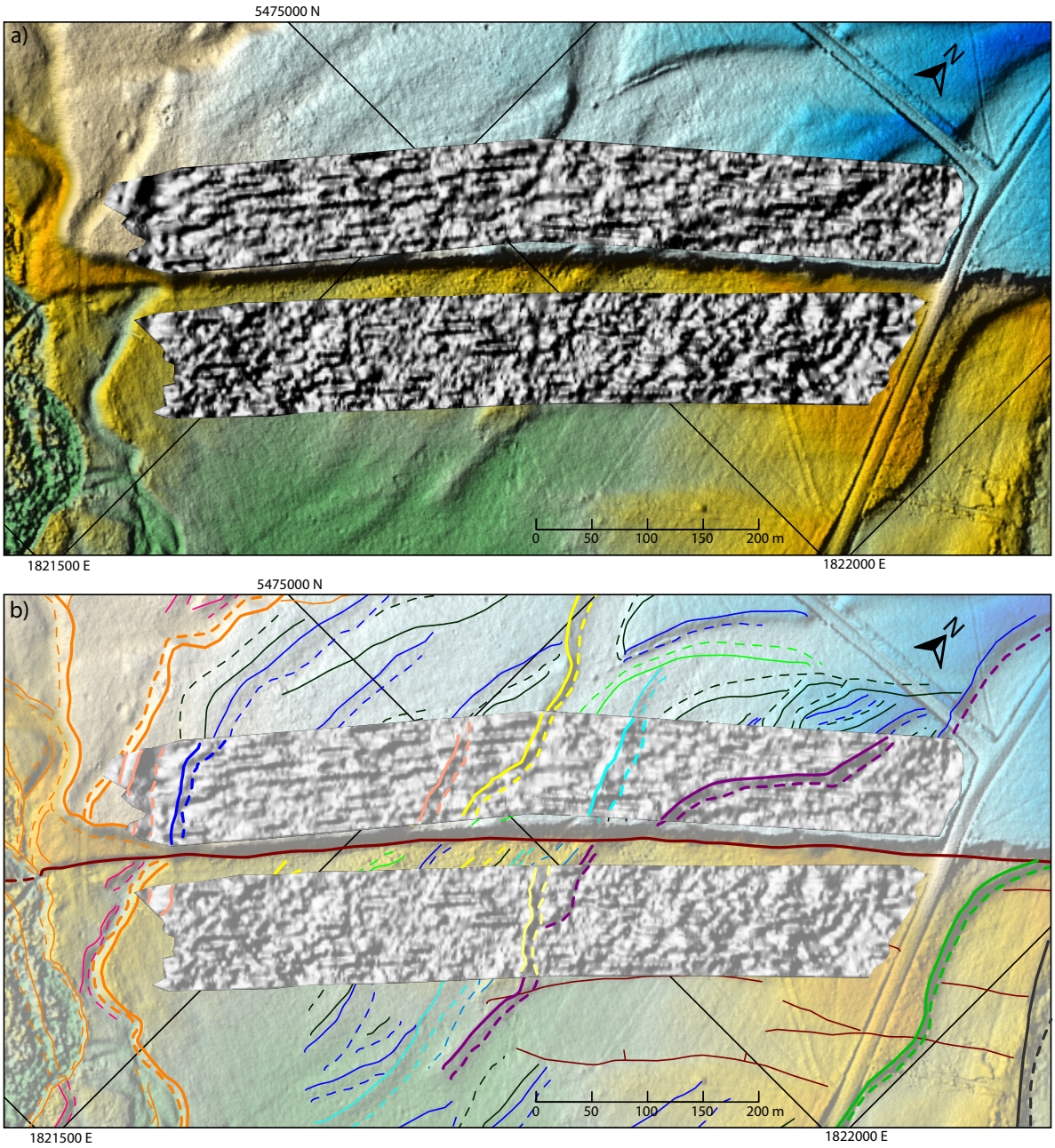


FIGURE *6.13 – Analyse du MNT de l'horizon 2 ; a) Superposition du MNT ombré de l'horizon 2 sur le MNT Lidar en arrière-plan ; b) Cartographie préliminaire des marqueurs morphologiques identifiés sur les différentes surfaces. La superposition des MNT permet de voir les coïncidences entre les talus de terrasses en surface et en sub-surface. Ces coïncidences sont mises en évidence par des couleurs de traits identiques sur (b). Les lignes horizontales qui 'rayent' le MNT correspondent à du bruit.*

série de marqueurs morphologiques. L'horizon 1 révèle notamment une série d'incisions, invisibles en surface, recouvertes par une fine couche de sédiments qui a probablement protégé ces marqueurs de l'érosion. Cet exemple est relativement similaire à celui du site de Terako où une série d'incisions comblées probablement rapidement après leur formation ont été préservées de l'érosion. Malgré leur proximité avec la surface, elles y sont totalement invisibles.

Concernant l'horizon 2, le MNT apparaît fortement bruité probablement en raison

de 1) la fréquence basse de l'antenne, 2) la profondeur du réflecteur ; ces deux facteurs réduisant la résolution des données ; 3) la difficulté de suivre la première arrivée de l'horizon. Plusieurs filtres spatiaux classiques (médian, passe-bas, etc) ont été appliqués pour tenter de retirer le bruit, mais les larges fenêtres nécessaires lissent l'ensemble des données. Un filtre médian directionnel adapté à la direction des profils devrait réduire ce bruit sans trop affecter les marqueurs morphologiques. Dès à présent, des marqueurs morphologiques importants sont visibles malgré le bruit du MNT. Certains correspondent à des marqueurs morphologiques visibles en surface, mais d'autres sont des structures enfouies uniquement. La large extension spatiale de l'horizon 2 devrait permettre de corréler certains des marqueurs identifiés et donc de mesurer des déplacements cumulés latéraux certainement importants.

6.5 Le site d'Underhill

6.5.1 Description

Le site d'Underhill est situé à environ 4 km au nord-est de la ville de Featherston et à 35 km au sud-ouest du site de Mikimiki (Fig. 6.3), sur la rive droite de la rivière Tauwharenikau que la faille de Wairarapa recoupe quasi-perpendiculairement. La faille est simple et linéaire de ce côté de la rivière et forme un escarpement raide de 6-10 m de haut dans lequel affleurent les dépôts alluviaux composés de galets gréseux inclus dans une matrice sableuse à silteuse jaunâtre (Fig. 6.14). Ces dépôts correspondent au remplissage fluviatile de la terrasse d'aggradation de Waiohine et de ses terrasses d'érosion abandonnées par la rivière qui coule maintenant plus au nord (Fig 6.15). Les surfaces des terrasses sont délimitées par des talus qui dessinent les paléoméandres de la rivière (Figs 6.15 et 6.16). Ces terrasses s'étagent entre 2 et 30 m au dessus de la rivière, et sont limitées par des talus hauts de 0.5 à plus de 10 m (Fig. 6.14).

La large terrasse d'érosion au centre de la figure 6.16 où nous avons mené nos investigations géoradar (Fig. 6.15) est limitée à l'ouest par un haut talus de terrasse (5-6 m sur le compartiment inférieur, $>$ 10 m sur le compartiment supérieur) décalé latéralement par la faille d'environ 80 m ($\pm$ 10 m, en vert sur la figure 6.16). Un ruisseau coule actuellement au pied de ce talus (en bleu moyen, Fig. 6.16). Il est défléchit au passage de la faille d'environ 57 m ($\pm$ 10 m). Dans la partie centrale du site, la surface est soulevée et bombée (Fig. 6.18) dans le compartiment supérieur par le jeu d'une faille secondaire inverse (Fig. 6.16). Elle est également coupée par deux ruisseaux intermittentsqui sont défléchis au niveau de la faille d'environ 33 m ($\pm$ 4 m) et qui coulent le long du pied de l'escarpement (en pointillés bleu clair et violet, Fig. 6.16). Ces déflections peuvent résulter dans différentes proportions, de la somme 1) du déplacement produit lors des séismes, 2) de changement de direction du ruisseau en raison du relief créé par l'escarpement de faille (cf. le passage du talus rose pâle par le ruisseau en pointillés bleu, Fig. 6.16) et, 3) de modifications et de canalisations de ces ruisseaux par l'homme. Au nord-est de la terrasse d'érosion, un paléoméandre de la rivière est encore visible dont sa forme en éventail traduit sa fermeture progressive (Fig. 6.16). Les bras de cet éventail ont été déplacés latéralement d'environ 46 ($\pm$ 4 m) par le mouvement de la faille. Enfin, l'extrémité nord-est de la terrasse d'érosion est limitée au sud par un talus de terrasse (en marron, Fig. 6.16) et, au nord, par la rivière qui a en partie érodée la terrasse. Ce talus est latéralement déplacé par la faille et l'intersecte avec un angle faible, ce qui entache l'estimation du déplacement de 37 m d'une large incertitude ($\pm$ 10 m).

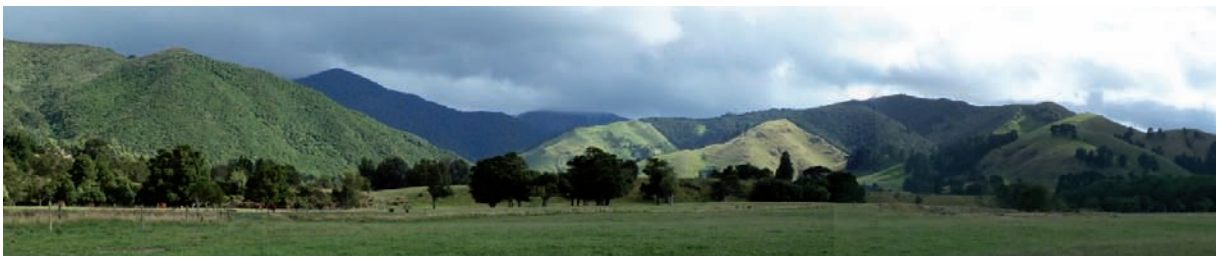


FIGURE 6.14 – *Panorama du site d'Underhill. Au premier plan apparaît la surface légèrement bombée des terrasses. Au second plan au centre, l'escarpement de faille sépare verticalement les surfaces bombées des terrasses. A gauche de la photographie, les arbres couvrent un talus de terrasse haut de plus de 10 m séparant la terrasse d'aggradation de Waiohine de sa première terrasse d'érosion.*

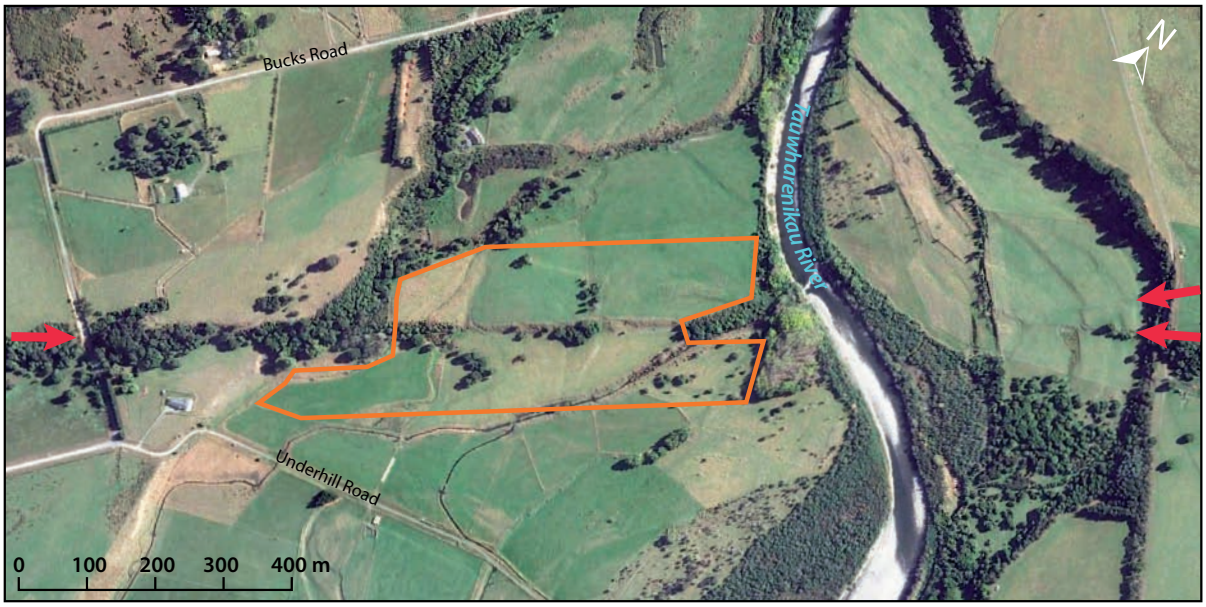


FIGURE 6.15 – *Image Google Earth du site d'Underhill. La trace de la faille est indiquée par les flèches rouges. Le cadre orange représente la zone investiguée à l'aide du géoradar. L'escarpement de faille et les bords de terrasses sont généralement couverts d'arbre, ce qui les fait apparaître clairement sur l'image.*

La rive opposée de la rivière a déjà fait l'objet d'analyses morphotectoniques et de datations (Fig. 6.17). La faille y est divisée en deux branches parallèles sur lesquelles se répartit le glissement latéral et vertical. La branche sud-est forme un escarpement haut de 3-4 m et la branche nord haut d'environ 1 m [Rodgers and Little, 2006]. Les deux branches de la faille coupent et déplacent trois cours d'eau abandonnés (Fig. 6.17). Leurs déplacements cumulés d'environ 24 m suggèrent que les deux plus récents événements, dont la rupture de 1855, ont été enregistrés par ces chenaux [Rodgers and Little, 2006].

Un profil de sondage magnétotellurique long de 1.5 km, réalisé sur cette rive de la rivière fournit un modèle de résistivité électrique du sous-sol sur les 4 premiers kilomètres de profondeur [Von Borstel and Ingham, 2004]. Ce profil indique une épaisseur d'environ 800 m de dépôts alluviaux (avec une résistivité de 300 Ωm) reposant sur des greywackes altérés (avec une résistivité de 70 Ωm) dans le compartiment nord-ouest de la faille, et sur les sédiments cénozoïques (présentant une résistivité faible de 8 Ωm) dans le compartiment sud-est.

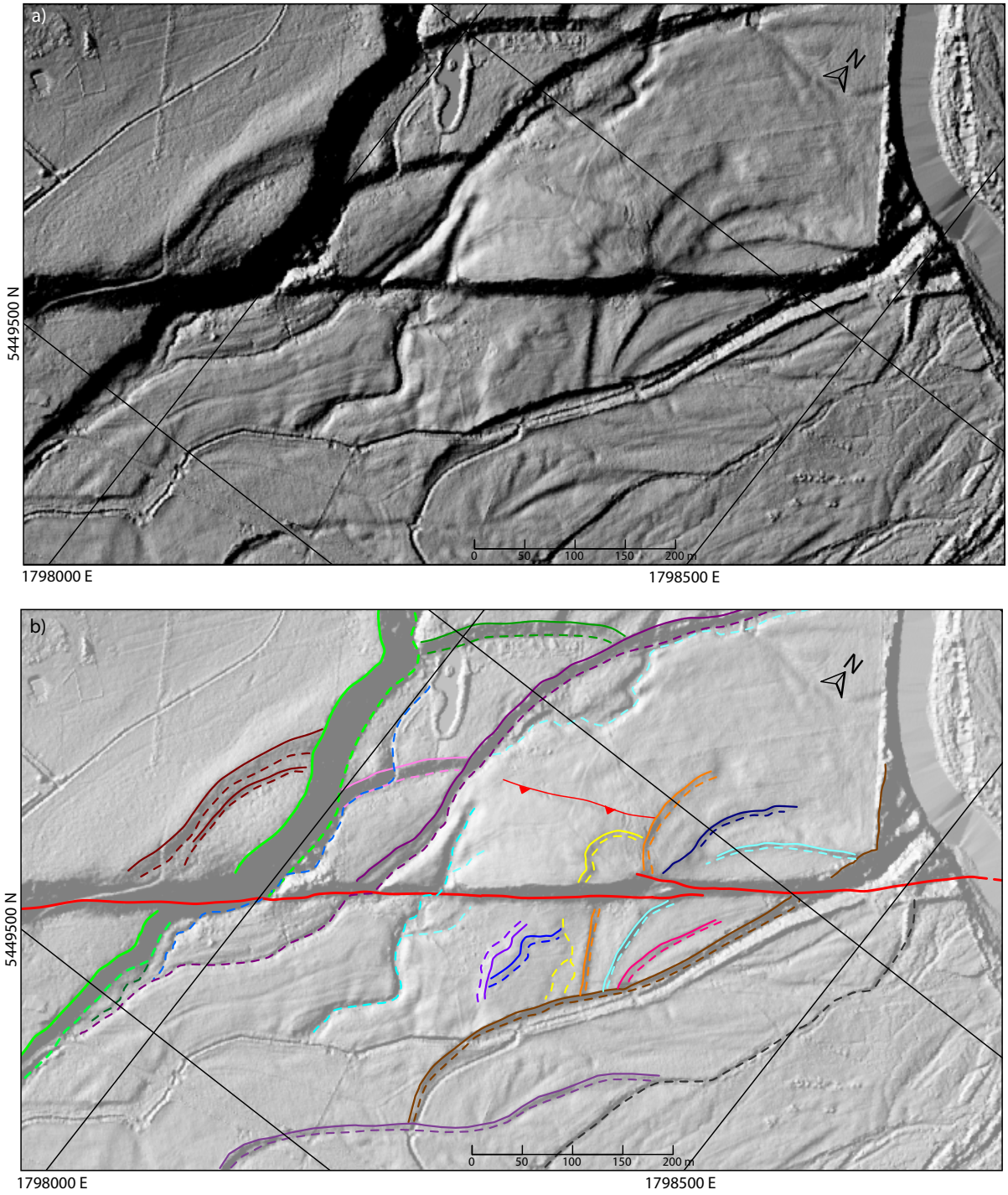


Figure 6.16 – *Analyse de la morphologie de la surface du site d'Underhill traversé par la faille de Wairarapa. a) MNT ombré LiDAR du site, illuminé depuis l'ouest, b) Cartographie préliminaire des marqueurs morphologiques principaux identifiés à la surface. Les traits pleins représentent le sommet des talus de terrasses, les traits pointillés leurs bases ainsi que les thalwegs. Les couleurs distinguent les différents marqueurs et soulignent leurs possibles corrélations à travers la faille.*

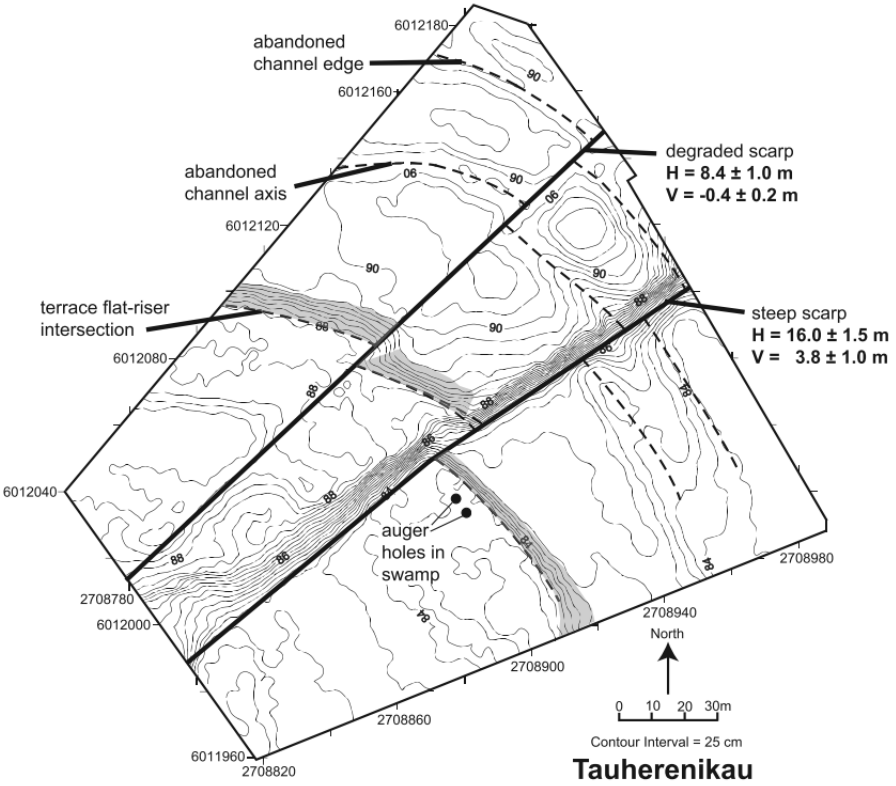


FIGURE *6.17 – Analyse morphotectonique de la rive gauche de la rivière Tauwahrenigau [Rodgers and Little, 2006]. Trois chenaux abandonnés sont déplacés par deux branches de la faille. Les déplacements cumulés sont attribués aux glissements cosismiques produits par les deux derniers séismes.*

6.5.2 Acquisition et traitement des données GPR

La zone d'investigation GPR se situe sur la terrasse d'érosion décrite précédemment. Elle est large de 450 m sur le compartiment supérieur de la faille et de 600 m sur le compartiment inférieur (Fig. 6.18). Sur le compartiment supérieur de la faille, les cours d'eau étant asséchés, nous avons pu les traverser lors des acquisitions. En revanche, sur le compartiment inférieur, les ruisseaux étaient emplis d'eau. Ceci nous a forcé à interrompre les acquisitions, parfois sur de larges zones (Fig. 6.18).

Analyse de vitesse

4 sondages CMP ont été menés en différents points du site à 2 fréquences 100 MHz et 200 MHz et en mode TE. L'analyse de vitesse réalisée sur ces CMP montre une variabilité de vitesse de 9.5-12.7 cm.ns^{-1} pour les données 100 MHz et de 8.9 à 13.2 cm.ns^{-1} pour les données 200 MHz, avec des valeurs de vitesses plus généralement situées entre 10 et 12 cm.ns^{-1}. Chaque CMP couvre cette même gamme de vitesses. Les profils de vitesse, quant à eux, décrivent une augmentation de la vitesse avec la profondeur. D'après les informations dont nous disposons, nous choisissons d'utiliser une vitesse moyenne pour l'ensemble du site qui augmente linéairement avec la profondeur (v=10.2 cm.ns^{-1} à T0, v=10.95 cm.ns^{-1} à 100ns, v=11.73 cm.ns^{-1} à t=200 ns). La variabilité latérale des vitesses d'après ces CMP est d'environ 5% (± 0.6 cm.ns^{-1} à 100 ns). Ces vitesses seront utilisées lors de plusieurs étapes du traitement des données.

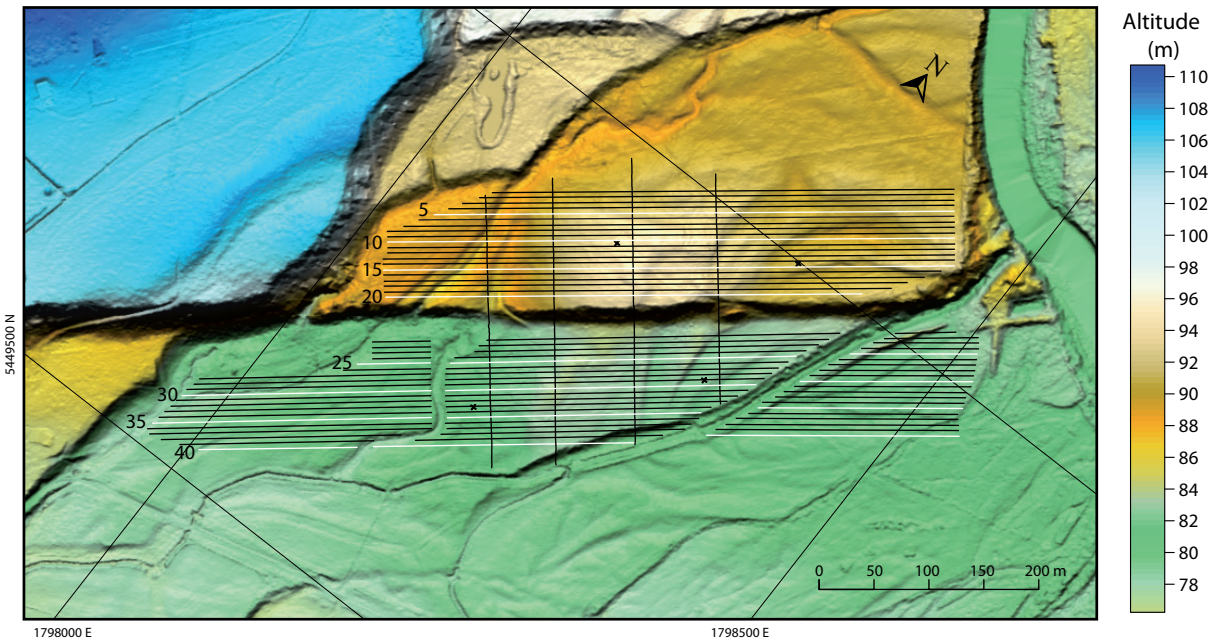


Figure *6.18 – Géométrie d'acquisition GPR au site d'Underhill. 40 profils GPR longs de 450 m en moyenne, espacés de 5 m ont été acquis parallèlement à la faille, ainsi que 4 profils GPR perpendiculaires longs de 250 m et 4 CMP (croix).*

Traitement GPR additionnel

Le traitement des données GPR a été réalisé selon les étapes décrites dans le chapitre 2. Concernant les données 100 MHz, de même que pour le site de Mikimiki, nous avons retiré l'étape de suppression des battements afin de préserver la continuité de réflecteurs parallèles à la surface. L'onde directe dans l'air, elle, est supprimée lors de la correction NMO ; par contre l'onde directe dans le sol apparaît clairement au sommet des profils (Fig. 6.19). Elle réduit de par sa forte amplitude la dynamique de l'image. De plus, un filtre de vitesses appliqué dans le domaine F-K a été utilisé afin de retirer, en partie seulement, les hyperboles de diffractions aériennes.

Concernant les données 250 MHz, le traitement est similaire à celui décrit pour le site de Mikimiki.

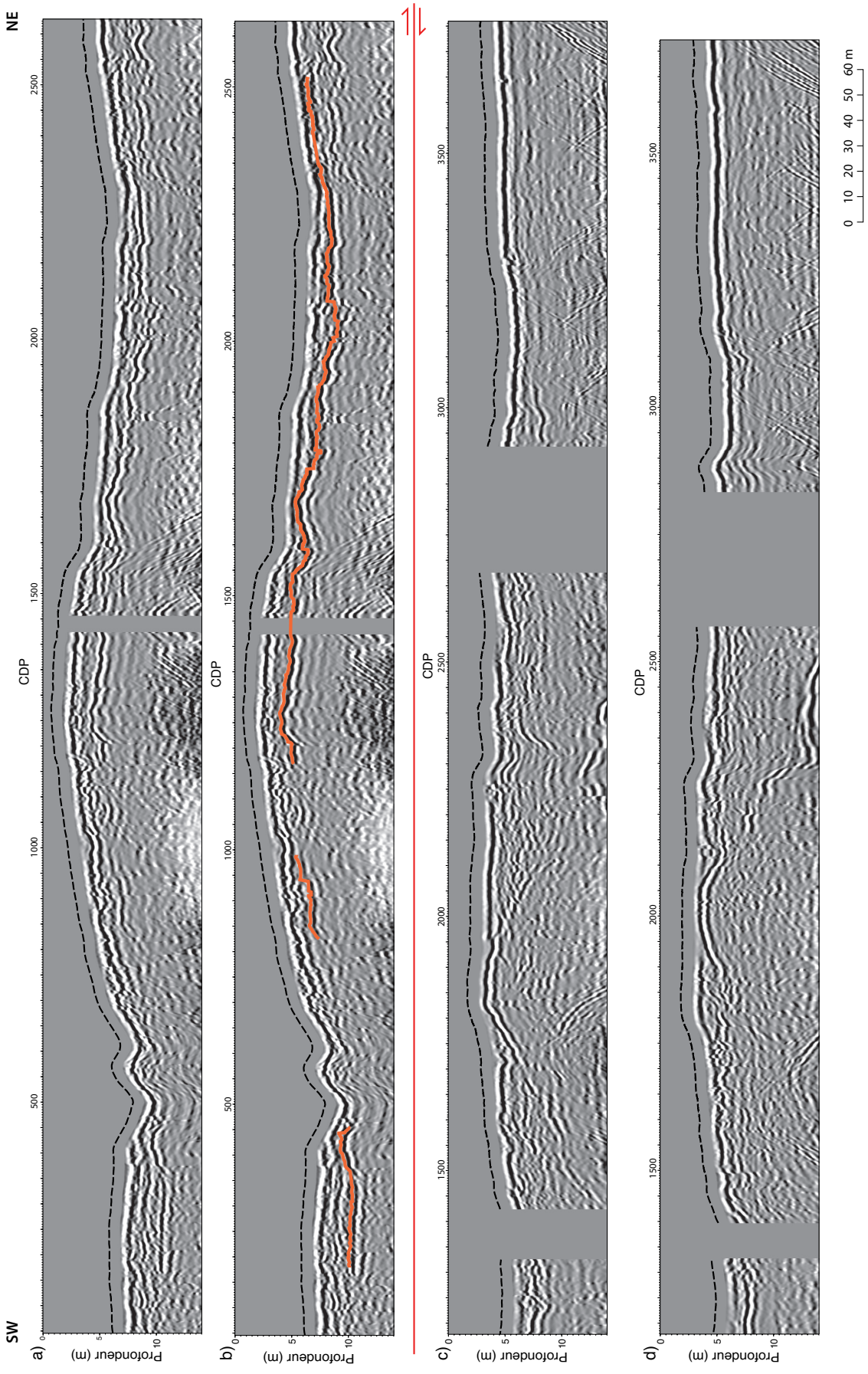


FIGURE 6.19 – *Exemple de trois profils 100 MHz acquis sur le site d'Underhill de part et d'autre de la faille de Wairarapa (schématisée par la ligne rouge). En a) et b) un exemple de profil GPR situé sur le compartiment supérieur est représenté avec et sans le pointé de l'horizon 2 (en orange). En c) et d) sont représentés deux profils successifs situés sur le compartiment inférieur. On remarque qu'il y est difficile de distinguer un réflecteur continu.*

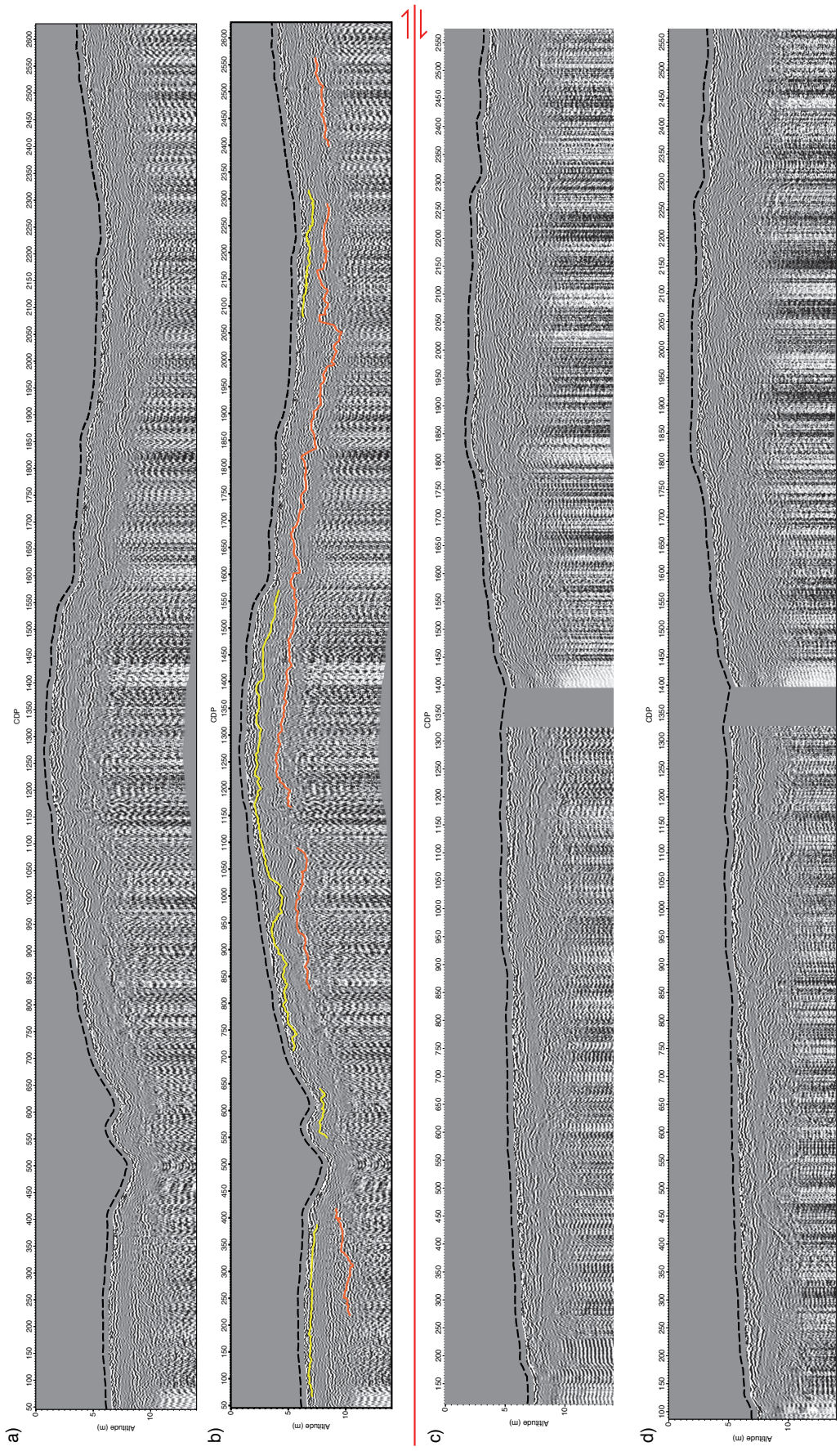


Figure 6.20 – *Exemple des trois profils 250 MHz, correspondant aux profils de la figure 6.19. Les lignes jaune et orange représentent respectivement le pointé des horizons 1 et 2. De même que pour les données 100 MHz, il est difficile d'identifier et d'isoler un réflecteur continu dans le compartiment inférieur de la faille.*

Visualisation et pointés des données

Afin de mettre en évidence des réflecteurs et d'améliorer la visibilité de leur continuité, nous avons testé différents gains. En faisant varier la largeur des fenêtres temporelles des gains AGC, nous avons isolé deux forts réflecteurs continus dans la partie centrale des profils du compartiment supérieur. Un premier fort réflecteur apparaît sur les données 250 MHz à proximité de la surface (1-3 m de profondeur). On le retrouve partiellement sur les données 100 MHz lorsqu'il atteint des profondeurs supérieures à 2 m, les deux premiers mètres du sol étant masqués par les ondes directes sur les données 100 MHz.
Un second fort réflecteur est isolé à l'aide de l'AGC à 4-5 m de profondeur, à la fois dans les données 100 MHz et 250 MHz. Étant donné la profondeur de ce réflecteur, proche, voire au delà, de la limite de pénétration de l'antenne 250 MHz, sa continuité est altérée sur les données 250 MHz. Afin d'améliorer sa lisibilité, nous avons appliqué une moyenne glissante sur une fenêtre large de 5 traces à l'ensemble des données, après l'application des gains.

Concernant le compartiment inférieur de la faille, nous avons testé différents types de gains, mais les réflecteurs ont des amplitudes très similaires, y compris sur de larges fenêtres de temps, ne permettant pas d'isoler un réflecteur en particulier. Nous avons donc tenté d'appliquer un AGC sur une fenêtre de temps étroite afin d'égaliser l'amplitude de l'ensemble des réflecteurs et ainsi de les rendre tous visibles. Malgré ceci, nous n'avons trouvé aucun réflecteur continu sur une longueur suffisante sur un même profil et pouvant être corrélé d'un profil à l'autre. Un traitement plus poussé, à l'aide d'attributs ou d'outils de reconnaissance de forme sera nécessaire ultérieurement afin de mettre en évidence d'éventuels marqueurs dans les données GPR.

De même que précédemment, nous avons réalisé un pointé des horizons à l'aide d'un outil de pointé semi-automatique (Fig. 2.16). L'horizon 1 a été pointé dans son intégralité sur les données 250 MHz. La première arrivée de cet horizon 1 est caractérisée par une diminution d'amplitude ; nous avons donc choisi comme premiers critères de recherche automatique l'amplitude minimum de la réflexion, recherchée dans une fenêtre large de 20 cm et respectant un seuil d'amplitude de -0.5 (les amplitudes sont normalisées entre -1 et 1). Le second critère choisi est l'utilisation du critère de similarité (Fig. 2.16) calculé sur une fenêtre en profondeur de 70 cm.

L'horizon 2 a été pointé dans un premier temps sur les données 250 MHz, dans les zones où il se situait au dessus de la limite de pénétration. La première arrivée de cette réflexion est caractérisée par une augmentation d'amplitude ; nous avons donc choisi comme premiers critères de recherche automatique, l'amplitude maximum de la réflexion recherchée dans une fenêtre large de 20 cm et supérieure à un seuil d'amplitude de 0.5. De même que précédemment, nous nous sommes aidés du critère de similarité afin de suivre le réflecteur automatiquement.
Nous avons complété le pointé de l'horizon 2 à l'aide des profils 100 MHz dont la profondeur de pénétration est plus importante. Sur les données 100 MHz, l'horizon 2 est caractérisé par une première arrivée négative (inversement aux données 250 MHz, probablement en raison d'une polarité inversée des antennes) ; nous avons donc défini comme critères de pointé, l'amplitude minimum recherchée dans une fenêtre large de 40 cm, avec un seuil d'amplitude de -1.5 (l'amplitude des données étant comprise entre -2.5 et 2.5). De nouveau, nous avons utilisé le critère de similarité afin de rechercher le réflecteur sur une fenêtre de profondeur plus large. L'ensemble des pointés a ensuite été interpolé sur une grille de 2 x 2 m^2 afin d'être exporté dans un logiciel de SIG.

6.5.3 Description des MNT de sub-surface

L'horizon 1 (Fig. 6.21) est situé à environ 1-3 m de la surface dans le compartiment supérieur de la faille. Ce compartiment est soulevé et bombé dans la partie centrale du site par le jeu d'une faille inverse secondaire. L'horizon 1 couvre une large surface dans cette zone. La continuité du réflecteur est interrompue par les deux ruisseaux qui incisent le compartiment supérieur (en pointillés violet et bleu clair, Fig. 6.21). Une troisième incision est visible sur l'horizon 1 (Fig. 6.16) juste à l'est des deux ruisseaux et parallèlement à ces derniers. Alors que plusieurs incisions apparaissent clairement sur les profils GPR pris individuellement (Figs 6.19 et 6.20), l'interpolation ne permet pas de les relier clairement dans la zone centrale bombée (Fig. 6.16). Cet échec de l'interpolation est probablement lié à la largeur, relativement étroite, de ces incisions et à leur direction formant un angle faible avec les profils GPR.

L'horizon 2 couvre la quasi-intégralité de la surface investiguée dans le compartiment supérieur (Figs 6.18 et 6.22). Il est également interrompu, comme l'horizon 1, par les incisions des deux ruisseaux qui rendent l'extension du MNT trop réduite dans la partie ouest du site pour y déceler d'éventuels marqueurs (Fig. 6.22). Plusieurs incisions se dessinent plus à l'est parallèlement aux ruisseaux existants comme sur l'horizon 1 (en jaune, vert, orange et bleu moyen, Fig. 6.22). Le soulèvement de la partie centrale du site est probablement responsable de la migration vers le sud-ouest de ces ruisseaux. Le MNT de sub-surface révèle alors leurs précédentes positions, avant leurs abandons et leurs enfouissements. De plus, les incisions rouge et verte sur la figure 6.22 pourraient correspondre à la source du bras du ruisseau bleu clair étêté sur le compartiment inférieur (Fig. 6.22).
D'autre part, des traces linéaires apparaissent parallèlement à la faille dans la moitié nord-est du site. Il peut s'agir des méandres visibles en surface orientés selon cette direction (en orange, bleu clair et bleu foncé, Fig. 6.16), ou bien de failles secondaires. Dans le doute, nous les avons représentées par des traits pleins gris sur la figure 6.22.

L'absence d'horizon dans le compartiment inférieur se révèle problématique. Les deux réflecteurs mis en évidence dans le compartiment supérieur sont soit érodés, soit trop profonds pour être détectés, car il est évident que les deux terrasses de part et d'autre de la faille se sont formées en même temps. Le mouvement vertical de la faille a pu amener, par érosion du compartiment supérieur, les deux réflecteurs à proximité de la surface, tandis que le compartiment inférieur a pu subir une sédimentation plus importante.

6.5.4 Bilan

Ce second site est de nouveau situé sur des terrasses alluviales d'érosion récentes, mais à la différence des sites précédemment investigués, les données GPR ne nous permettent pas d'identifier de marqueurs morphologiques de part et d'autre de la faille. Seuls des marqueurs dans le compartiment supérieur ont pu être mis en évidence.

En surface, la faille a clairement déplacé latéralement et verticalement les terrasses alluviales d'aggradation et d'érosion. Les déflections des ruisseaux intermittents sont probablement en majeure partie également liées au mouvement latéral de la faille. Des bras de méandres dessinant un éventail sont également visibles de part et d'autre de la faille. Leur corrélation est relativement directe et des décalages pourront être mesurés plus précisément lors des reconstructions de formes par glissement inverse le long de la faille. Les premières estimations des déplacements latéraux s'étalent entre $\sim$ 30 et 80 m. Si l'on considère un glissement cosismique similaire à ceux produits par les deux derniers événements ($\sim$ 12 m [Rodgers and Little, 2006]), le plus petit déplacement estimé de 33 $\pm$ 4 m pourrait être le

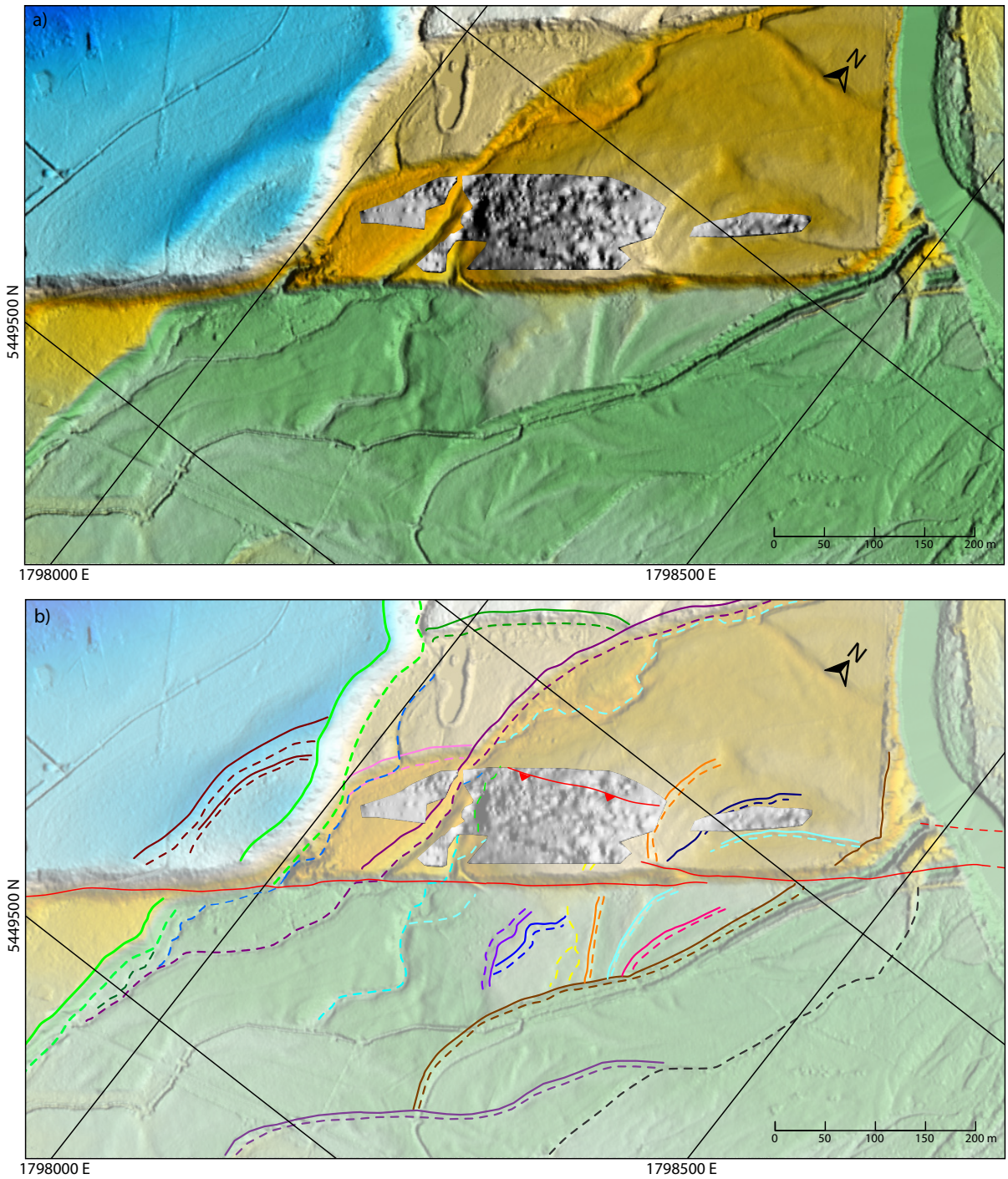


FIGURE 6.21 – *MNT de l'horizon 1 pointé sur les données GPR 250 Mhz sur le site d'Underhill, sur le compartiment supérieur de la faille de Wairarapa ; a) Superposition du MNT ombré de l'horizon 1 sur le MNT LiDAR ; b) Cartographie préliminaire des marqueurs morphologiques visibles sur l'horizon 1 ainsi que ceux identifiés précédemment à la surface (cf. Fig. 6.16).*

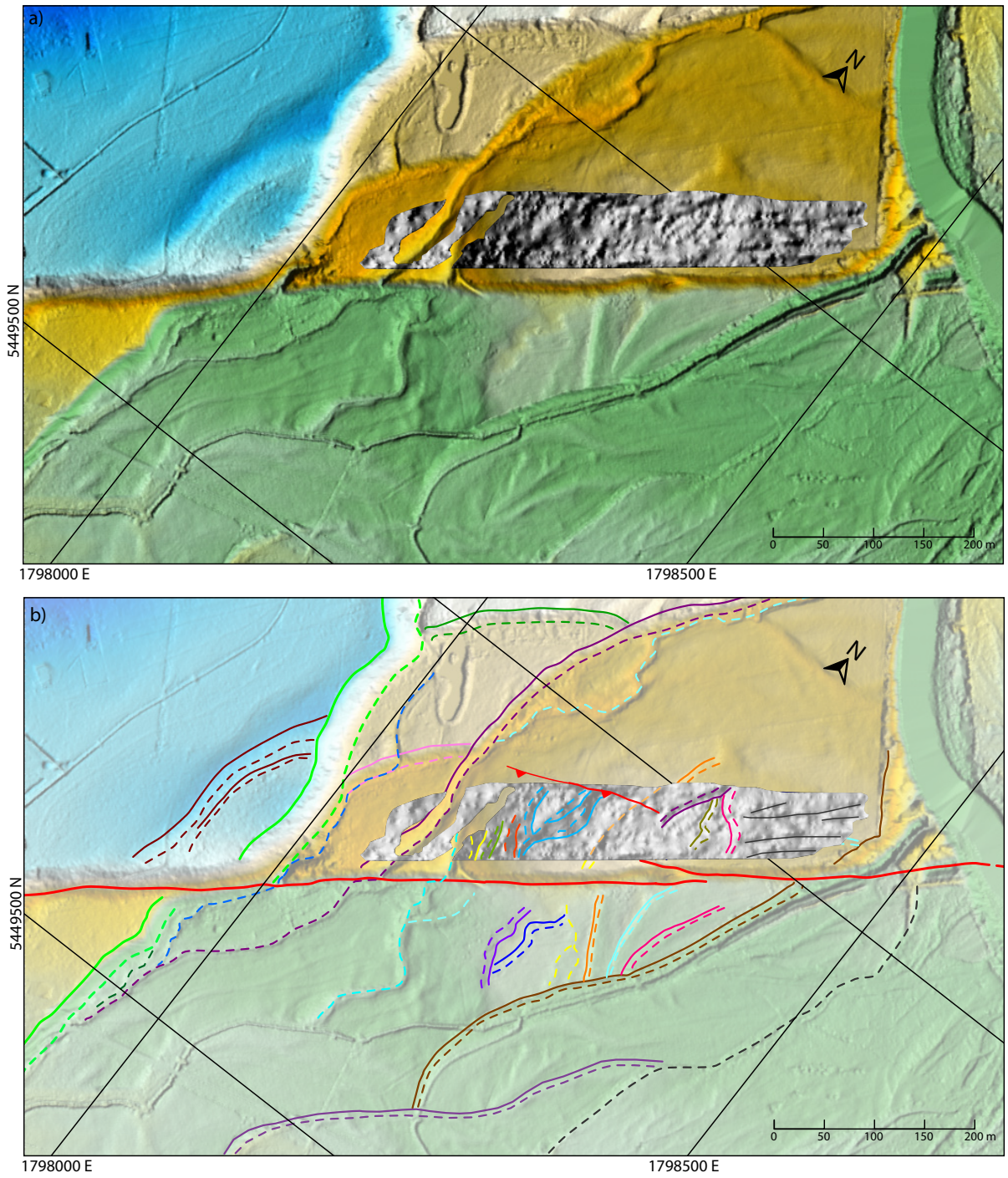


Figure 6.22 – *MNT de l'horizon 2 pointé sur les données GPR 100 et 250 Mhz ; a) Superposition du MNT ombré de l'horizon 2 sur le MNT LiDAR de la surface ; b) Cartographie préliminaire des marqueurs morphologiques visibles sur l'horizon 2 ainsi que ceux identifiés précédemment en surface (cf. Fig. 6.16) ; Les thalwegs et la base des talus sont représentés par des traits pointillés ; les crêtes séparant deux incisions successives ainsi que le sommet des talus sont indiqués par des traits pleins.*

résultat de la somme des déplacements cosismiques produits par les trois derniers séismes.

Nous avons mis en évidence deux réflecteurs dans le compartiment supérieur de la faille, le premier se situe entre 1-3 m de profondeur et le second autour de 4-5 m de profondeur. Sur les profils GPR, la topographie irrégulière de ces réflecteurs apparaît clairement et l'on a mis en évidence plusieurs incisions. En ce qui concerne le réflecteur 1, alors que des incisions sont visibles sur chaque profil GPR successif pris séparément, l'interpolation entre les profils ne parvient pas à les relier, exceptée une. Le MNT du réflecteur 2, quant à lui, révèle plusieurs incisions perpendiculaires à la faille et parallèles aux ruisseaux existants. Ces incisions suggèrent que la source du ruisseau représenté par des pointillés bleu clair (Fig. 6.13) a pu migrer au cours du temps, peut-être sous la poussée du soulèvement brutal du compartiment supérieur. Plusieurs structures parallèles à la faille sont également visibles sur ce second horizon dont la nature est plus difficile à définir en raison de leur direction, également parallèle aux paléo-méandres identifiés en surface.

De nombreux points sont encore à améliorer sur ce site, dont en priorité : d'une part l'interpolation des incisions de l'horizon 1. Il est possible de les cartographier directement à partir des profils GPR. Ceci pourra éventuellement permettre de corréler les incisions d'un profil à l'autre mais cela introduira une part de subjectivité. Nous pourrons éventuellement nous aider d'un outil de reconnaissance de forme pour corroborer ces corrélations. D'autre part, il est nécessaire de tenter de mettre en évidence des marqueurs dans le compartiment inférieur de la façon la plus objective possible, en utilisant par exemple des calculs d'attributs ou des reconnaissances de forme. Ce travail sera fait au cours des prochains 6 mois (contrat CDD Centurisk).

6.6 Le site de Pigeon Bush

6.6.1 Description

Le site de Pigeon Bush est le site le plus connu et le plus étudié de la faille de Wairarapa car il a préservé deux cours d'eau étêtés (Fig. 6.23) qui mettent en évidence le déplacement cosismique dextre des deux séismes les plus récents [Grapes and Wellman, 1988]. Ceux-ci incluent le plus grand déplacement cosismique jamais mesuré en surface, auparavant, sur une faille décrochante au monde [Rodgers and Little, 2006].

Le site est localisé à 4 km au sud-ouest de Featherston et à une dizaine de kilomètres du site d'Underhill (Fig. 6.3). Il est situé sur la terrasse d'aggradation de Waiohine, à quelques centaines de mètres à l'avant du piémont de la chaîne Rimutaka (Fig. 6.24). La faille forme un escarpement faisant face au sud-est, pouvant atteindre 20 m de haut, et qui est totalement érodé au passage des cours d'eau. La faille déplace verticalement la surface de la terrasse d'aggradation Waiohine, dont les dépôts affleurent dans l'escarpement (Figs 6.23 et 6.24). Le compartiment supérieur est donc profondément incisé par les cours d'eau (Fig. 6.25). Les cours d'eau majeurs dessinent d'ailleurs une courbure à l'amont de la faille (Fig. 6.25) témoignant de son mouvement principal dextre. La trace de la faille apparaît divisée en petits segments de 0.8 - 1 km de long séparés par des zones de relais compressives (Fig. 6.26). Au pied de la faille, une série de cônes alluviaux apparaissent plus ou moins étendus selon qu'ils ont été plus ou moins éloignés de leur source par le mouvement latéral de la faille [Wang and Grapes, 2008] (Fig. 6.26). Les dépôts de terrasses sont donc en partie enfouis sous une épaisseur d'environ 1 m de silt au niveau des cônes et également sous des dépôts de colluvions et de tourbes dans les marécages (Fig. 6.24). La couche de silt a été datée par OSL à 7 $\pm$ 0.5 ka et 4.3 $\pm$ 0.5 ka [Wang and Grapes, 2008]. Au delà, le

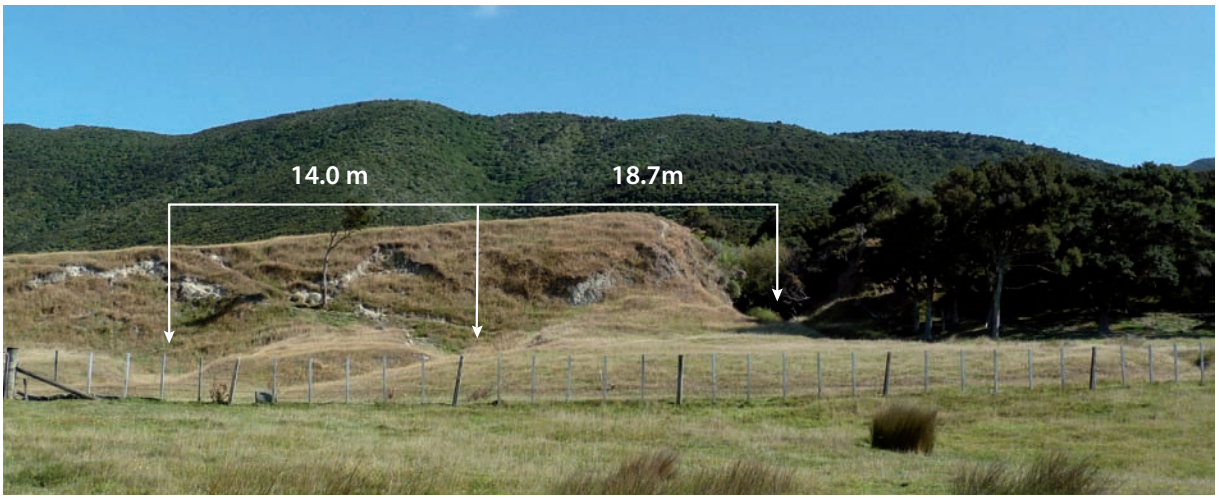


Figure 6.23 – *Photo des deux cours d'eau étêtés incisant un cône alluvial et leur source incisant profondément le compartiment supérieur de la faille. Les déplacements cosismiques indiqués ont été mesurés sur une carte microtopographique obtenue à l'aide de GPS RTK [Rodgers and Little, 2006].*

Figure 6.24 – *Panorama du site de Pigeon Bush. Au premier plan, les joncs surlignent une zone marécageuse qui couvre une grande partie de la zone investiguée dans le compartiment inférieur de la faille. Ces marécages et la tourbe qu'ils contiennent, peuvent être responsables d'une diminution de la profondeur de pénétration. Au second plan apparaît l'escarpement de faille dont la hauteur varie de 0-20 m et dans lequel affleurent les dépôts de la terrasse d'aggradation. A l'arrière plan s'élèvent les montagnes de la chaîne Rimutaka (Fig. 6.3).*

compartiment inférieur est plat et très peu incisé car il se situe à une altitude très faible par rapport au niveau de la mer.

Cinq cours d'eau recoupent perpendiculairement la faille à Pigeon Bush et ont leur partie aval nettement latéralement décalée par le mouvement de la faille. Parmi eux, les deux cours d'eau étêtés (PB1, Rodgers and Little [2006], en orange sur la figure 6.26), décrits précédemment, sont décalés de leur source de 18.7 $\pm$ 1 m latéralement et $\geq$ 1.25 $\pm$ 0.5 m[1] verticalement pour l'un et 32.7 $\pm$ 1 m latéralement et $\geq$ 2.25 $\pm$ 0.5 m[1] pour le second, soit un incrément de glissement de 14 $\pm$ 1 latéralement et 1 $\pm$ 0.5 m verticalement [Rodgers and Little, 2006] (Fig. 6.23). Juste à l'est, un second cours d'eau (en vert sur la figure 6.26) intersecte la faille avec un angle plus faible. Les données LiDAR dont nous disposons permettent de distinguer la trace subtile de ces deux contreparties étêtées sur le compartiment inférieur (représentées en petits pointillés verts sur la figure 6.26). Les déplacements latéraux de ces deux cours d'eau étêtés sont du même ordre que ceux de PB1, soit $\sim$ 18 et 33 m.

Les deux cours d'eau et le talus situés à la bordure nord-est la zone d'investigation GPR (PB2, Figs 6.3, 6.26 et 6.25, Rodgers and Little [2006]) ont enregistré des décalages

[1]Le déplacement vertical ne tient pas compte de l'incision post-glissement de la source, et représente donc une valeur minimum.

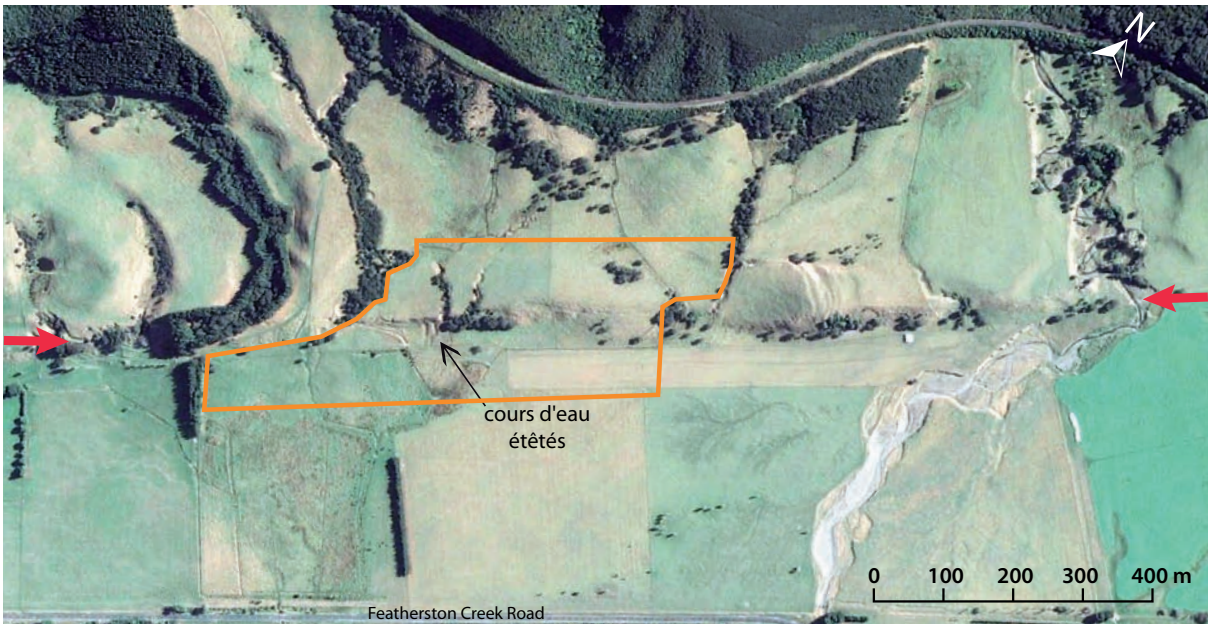


FIGURE *6.25 – Image Google Earth du site de Pigeon Bush. Les deux cours d'eau étêtés ainsi que leur source sont indiqués. L'ensemble du réseau de drainage dessine une courbure à proximité de la faille, traduisant son mouvement dextre. Le compartiment inférieur est plat alors que le compartiment supérieur, soulevé par la composante verticale de la faille, est profondément incisé comme en témoigne la gorge formée par le petit ruisseau intermittent sur la photo 6.23. En orange la zone investiguée.*

latéraux de 13.0 ± 1.5 m, 26.3 ± 5 m et 27.4 ± 1.5 m. Ces cours d'eau coulent actuellement parallèlement à la faille, au pied de l'escarpement.

Le cours d'eau qui borde la zone d'investigation GPR au sud-ouest (PB3, Figs 6.3, 6.26 et 6.25, Rodgers and Little [2006]) a son talus (en rose pâle sur la Fig. 6.26) décalé de 15.1 ± 1 m. Sur l'image Google Earth et sur le MNT Lidar (Figs 6.25 et 6.26, respectivement) plus étendus que le MNT GPS sur lequel a été mesuré ce déplacement, il apparaît que le glissement se répartit sur deux branches de la faille. La somme des déplacements latéraux mesurés au niveau de chacune des branches de la faille indique un déplacement total de l'ordre de 25 m (± 5 m).

6.6.2 Acquisition et traitement des données GPR

La zone d'acquisition géoradar couvre les deux cours d'eau étêtés et leur source (Fig. 6.27). L'extension latérale est limitée sur le compartiment supérieur de la faille par deux cours d'eau profondément incisés séparés d'environ 450 m (PB2 et PB3, Fig. 6.26). Sur le compartiment inférieur, l'extension est limitée au nord-est par un cours d'eau et au sud-ouest par une large haie, séparés l'un de l'autre d'environ 650 m. De nombreuses interruptions d'acquisition au passage des ruisseaux et des marécages entraînent de larges lacunes sur les profils GPR (Fig. 6.27). La géométrie incurvée de l'escarpement nous a également poussés à réduire la longueur des profils sur le compartiment supérieur.

Analyse de vitesse

3 sondages CMP ont été menés en différents points du site, dans les zones où la pénétration sur les profils était la plus grande. L'analyse de vitesse réalisée à partir de ces CMP montre une variabilité de vitesse de 8 à 11.8 cm.ns^{-1} pour les données GPR 100 MHz

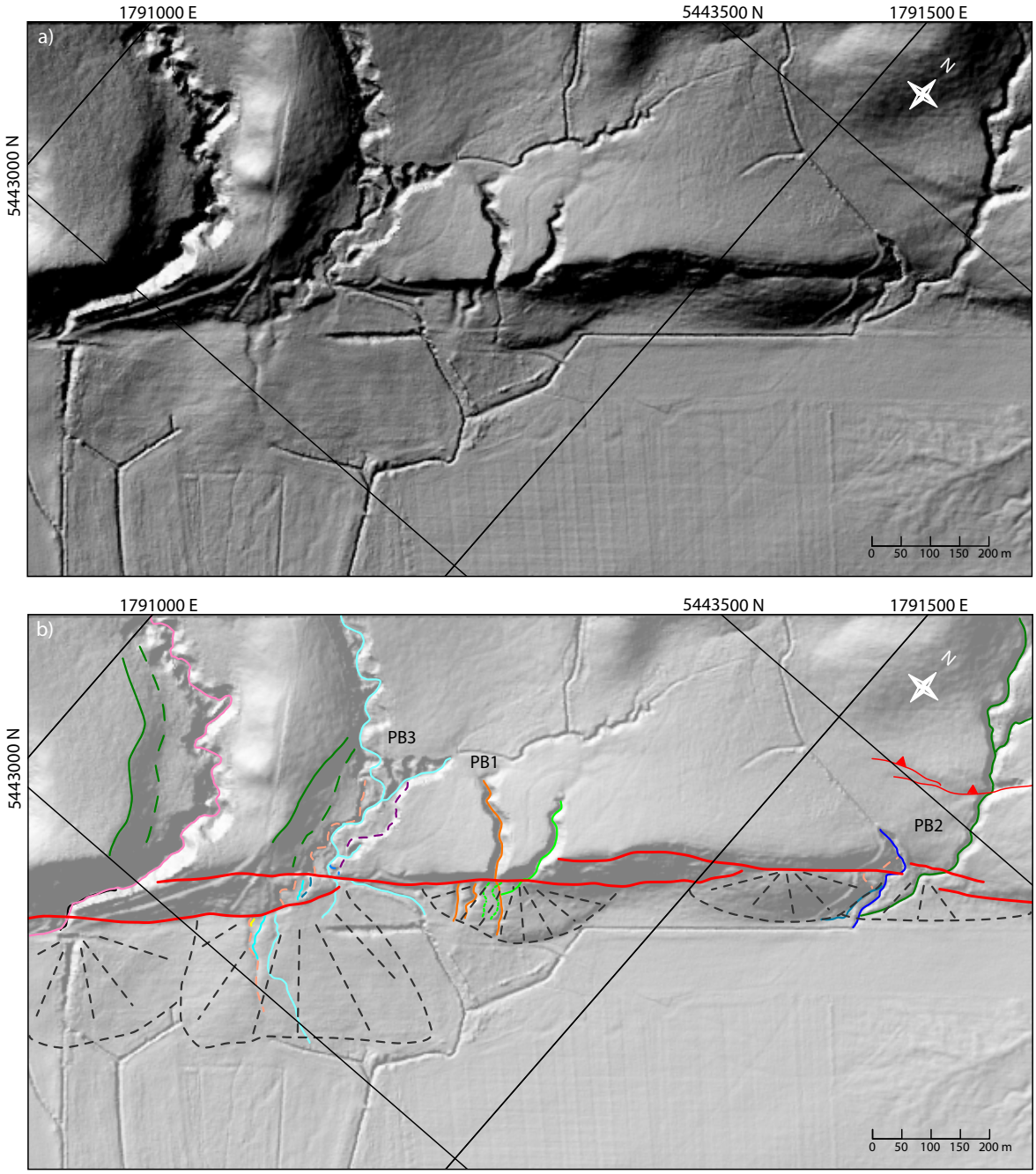


Figure *6.26 – Analyse de la surface du site de Pigeon Bush ; a) MNT ombré LiDAR de la surface du site, illuminé depuis l'ouest ; b) Cartographie préliminaire des traces de failles (en rouge) et des marqueurs morphologiques visibles en surface ; les différentes couleurs distinguent les différents marqueurs ; la base des talus est représentée en traits pointillés et les cônes alluviaux sont représentés par des traits pointillés gris.*

et de 8.6 à 11.2 cm.ns^{-1} pour les données GPR 200 MHz, avec des valeurs de vitesses plus généralement situées entre 9 et 10.3 cm.ns^{-1}. L'ensemble des CMP décrit cette même gamme de vitesse, constante avec la profondeur. Nous choisissons donc d'utiliser une vitesse moyenne pour l'ensemble du site de 9.7 cm.ns^{-1} avec une variabilité de $\pm$ 0.7cm.ns^{-1}, soit d'environ 7%.

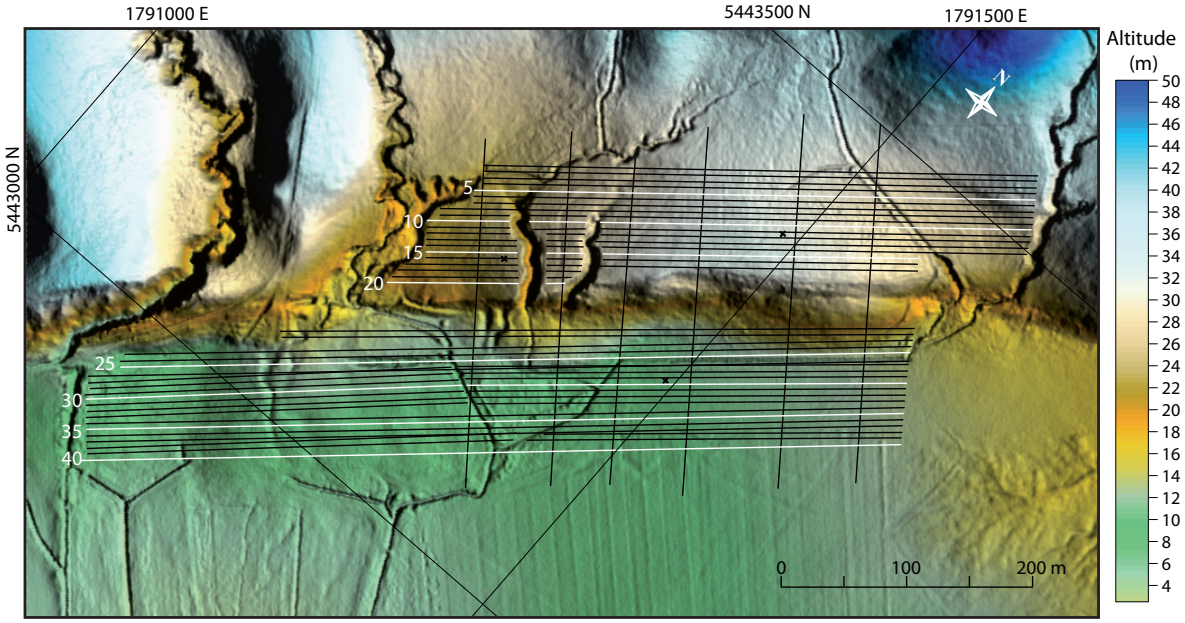


FIGURE *6.27 – Géométrie d'acquisition GPR au site de Pigeon Bush. 40 profils GPR longs de 450 m sur le compartiment supérieur et de 650 m sur le compartiment inférieur, espacés de 5 m ont été acquis parallèlement à la faille, ainsi que 4 profils GPR perpendiculaires longs de 300 m et 3 CMP (croix).*

Traitement GPR additionnel

Les données GPR ont été traitées de même manière que précédemment, selon les étapes décrites dans le chapitre 2. Plus particulièrement pour ces jeux de données, nous avons ajouté au traitement des données GPR 100 MHz, un filtre de vitesses appliqué dans le domaine F-K afin de réduire les hyperboles de diffractions aériennes. Aucun traitement additionnel n'a été réalisé sur les données 250 MHz.

Sur ce site, la présence des cônes alluviaux au pied de l'escarpement, qui sont des objets 3D (et non des objets 2D comme les terrasses alluviales et les cours d'eau) nous a poussés à utiliser les profils GPR perpendiculaires à la faille afin de corréler les réflecteurs d'un profil à l'autre. Ces profils transversaux ont été traités de façon identique aux profils parallèles, à l'exception des corrections topographiques que nous avons dû réduire en raison du dénivelé de 20 m au niveau de l'escarpement de faille en comparaison à la profondeur d'investigation d'environ 3 m.

Visualisation et pointés des données

Afin d'améliorer le rendu visuel des images GPR et d'isoler des réflecteurs, nous avons testé différents gains. Une fenêtre de gain AGC de 50 ns nous a permis d'isoler sur les profils 250 MHz, deux forts réflecteurs de part et d'autre de la faille, quasiment parallèles à la surface (Fig. 6.28). Dans le compartiment supérieur, le premier réflecteur (Horizon 1) se situe à proximité de la surface au sommet de la terrasse bombée et s'approfondit en direction des extrémités des profils ; il est donc plus bombé que la surface (Fig. 6.28). Sur le compartiment inférieur, ce premier réflecteur est également bombé mais selon un axe parallèle à la faille : il s'approfondit à proximité de la faille avec un pendage nord-ouest ; en s'éloignant de cette dernière, sa profondeur décroît jusqu'à atteindre la surface ; il réapparaît sur les profils GPR les plus éloignés (à 80 m) de la faille avec un pendage opposé, vers le sud-est (Fig. 6.28). Le second réflecteur (Horizon 2) est sub-parallèle à

l'horizon 1 et se situe en moyenne à 3-4 m de profondeur (Fig. 6.28).

Au pied de l'escarpement, sur les profils 21 à 25 (Fig. 6.27), plusieurs forts réflecteurs apparaissent au sein des cônes alluviaux au dessus de l'horizon 1 (en rouge sur la figure 6.28). Ces réflecteurs sont plus pentés que la topographie de la surface. Nous en avons isolé 4 dénommés C1, C2, C3, et C4 (Fig.6.28). Le réflecteur C1 est situé à proximité de la surface au sein du cône alluvial incisé par les deux cours d'eau étêtés. Le réflecteur C2 se trouve à environ 2-3 m de profondeur sous le réflecteur C1. Le réflecteur C3, au nord, a une extension spatiale très limitée car il rejoint très rapidement la surface (Fig.6.28). Enfin le réflecteur C4 est situé à la base du large escarpement de faille à l'extrémité nord-est de la zone investiguée.

L'ensemble des réflecteurs identifiés (H1, H2, C1, C2, C3, C4) se trouvent uniquement dans les deux tiers nord-est de la zone investiguée, en raison de la profondeur de pénétration plus faible ($\leq$ 2.5 m) dans le reste de la zone. D'autre part, les profils 100 MHz, malgré une profondeur de pénétration légèrement plus grande, ne permettent pas d'identifier de réflecteur dans cette partie du site, ni de réflecteurs plus profonds que ceux identifiés sur les données 250 MHz. Il permettent seulement de compléter les pointés des réflecteurs qui dépassent par endroit la limite de pénétration des données 250 MHz (Fig. 6.28)

De même que précédemment, nous avons pointé ces réflecteurs à l'aide d'un outil de pointé semi-automatique. Comme l'ensemble des réflecteurs ont été pointés sur les profils GPR 250 MHz, les critères de recherche sont identiques (taille de fenêtre de recherche de 20 cm, seuil d'amplitude de 0.5 et fenêtre de calcul de la similarité de 40 cm). Seul le type d'événement change en fonction de la nature de la première arrivée de chacun des réflecteurs (i.e. diminution ou augmentation d'amplitude).

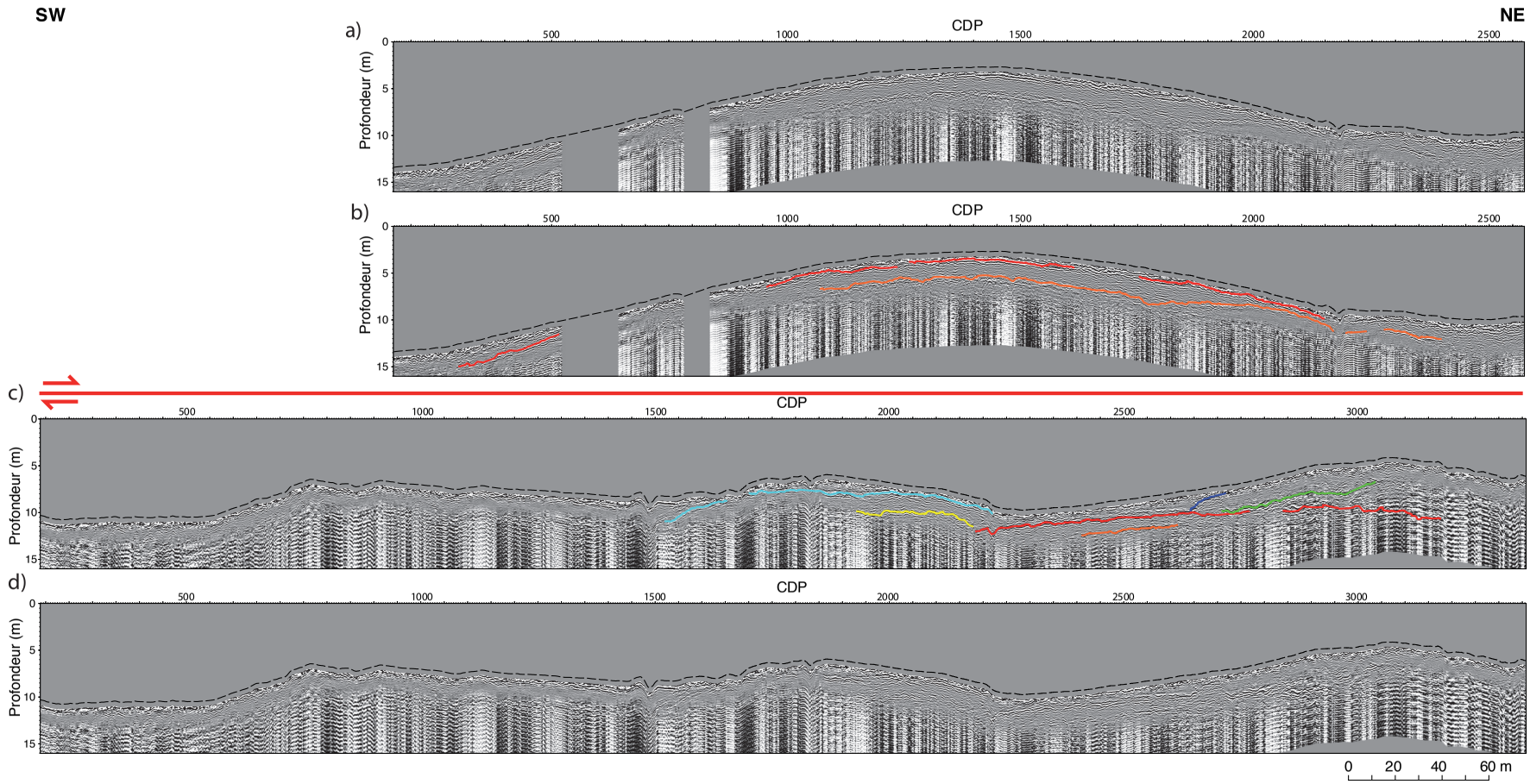


FIGURE 6.28 – *Exemple de deux profils 250 MHz sur le site de Pigeon Bush de part et d'autre de la faille de Wairarapa. En a) et b) un exemple de profil situé sur le compartiment supérieur (NW) de la faille est représenté sans et avec le pointé des réflecteurs. De même pour c) et d), est représenté un exemple de profil GPR situé sur le compartiment inférieur (SE). Les lignes rouges et orange correspondent aux horizons 1 et 2, et les lignes bleu clair, jaune, bleu foncé et verte aux réflecteurs C1, C2, C3, C4 respectivement.*

6.6.3 Description des MNT de sub-surface

Le MNT de l'horizon 1 couvre la quasi-totalité de la zone investiguée dans le compartiment supérieur (Fig. 6.29). En raison des deux profondes incisions (PB1, Fig. 6.29) au sein cette zone, le MNT s'interrompt à deux reprises. Au sud-ouest, l'horizon 1 s'approfondit rapidement et passe en dessous de la limite de pénétration, ne permettant pas de le suivre jusqu'à l'extrémité des profils (Fig. 6.28).
Sur le compartiment inférieur, l'horizon 1 présente une extension spatiale très réduite en comparaison à la surface investiguée. Ceci est lié d'une part à la faible pénétration dans la moitié sud-ouest du site et d'autre part à la faible profondeur de l'horizon dans la moitié nord-est du site où il rejoint parfois la surface. L'horizon 1 est bombé sur le compartiment supérieur selon un axe perpendiculaire à la faille et sur le compartiment inférieur selon un axe parallèle. Il est relativement lisse mais on distingue toutefois plusieurs petites incisions sur les deux compartiments (représentées sur la Figure 6.29b en vert moyen dans le compartiment supérieur et en jaune dans le compartiment inférieur).

Les réflecteurs C (Figs. 6.29 et 6.30) ont une faible extension spatiale ; il est donc difficile de discerner des marqueurs à partir de leur MNT. Nous avons représenté sur une première figure (Fig. 6.29), les MNT des réflecteurs C1 et C3 qui sont les plus proches de la surface, ainsi que celui de l'horizon 1 en dessous, sur lequel les réflecteurs C1 et C3 viennent s'arrêter (Fig. 6.28). Le réflecteur C1 se situe au niveau des deux cours étêtés ; deux incisions subtiles apparaissent plus au sud de ceux-ci, en sub-surface, qui pourraient poursuivre la série de cours d'eau étêtés et donc de déplacements. La trace de ces incisions nécessite d'être affinée à partir des profils GPR étant données leurs tailles (4-5 m de large) en comparaison à la résolution du MNT (2 m, soit une largeur de 2 pixels). S'il s'agit effectivement de cours d'eau étêtés dont la source est PB1, les déplacements incrémentiels (i.e. la distance entre les incisions) semblent à première vue plus faibles que ceux mesurés en surface.
Plus au nord, 4 petites incisions apparaissent également, dont deux semblent correspondre aux lits des ruisseaux actuels. Quant aux deux autres, il semble s'agir de cours d'eaux étêtés (en rose, Fig. 6.29) dont la source n'a pas été identifiée.
La faible extension spatiale de C3 rend difficile l'observation de structures. On note toutefois une incision qui semble se poursuivre sur l'horizon 1 (en jaune sur la figure 6.29).

Sur une seconde figure (Fig. 6.30), nous avons représenté les MNT des réflecteurs C2 et C4 qui se situent sous les précédents (C1 et C3 respectivement), ainsi que celui de l'horizon 1 sur lequel ces réflecteurs viennent s'arrêter (Fig. 6.28). Alors que sur C2 il est difficile de distinguer des linéaments, le réflecteur C4 contient clairement 4 incisions (en orange sur la figure 6.30), dont une semble se poursuivre sur l'horizon 1. Il reste à déterminer la source de ces incisions. L'horizon 2 (Fig. 6.31) s'étend uniquement sur la partie centrale de la zone investiguée. Aux extrémités nord et sud des profils, il s'approfondit suffisamment pour dépasser la profondeur de pénétration. Il présente en revanche une grande extension spatiale perpendiculairement à la faille qui permet de distinguer clairement plusieurs incisions (en bleu clair sur la figure 6.31). Toutefois étant donné que l'horizon 2 est enfoui sous l'horizon 1 et que ces deux horizons ont accumulé un rejet vertical atteignant 20 m, ces deux surfaces sont probablement anciennes. Elles ont donc probablement accumulé également d'importants décalages latéraux qui rendent les corrélations des marqueurs du réflecteur 2 à travers la faille difficiles étant donné l'extension latérale réduite.

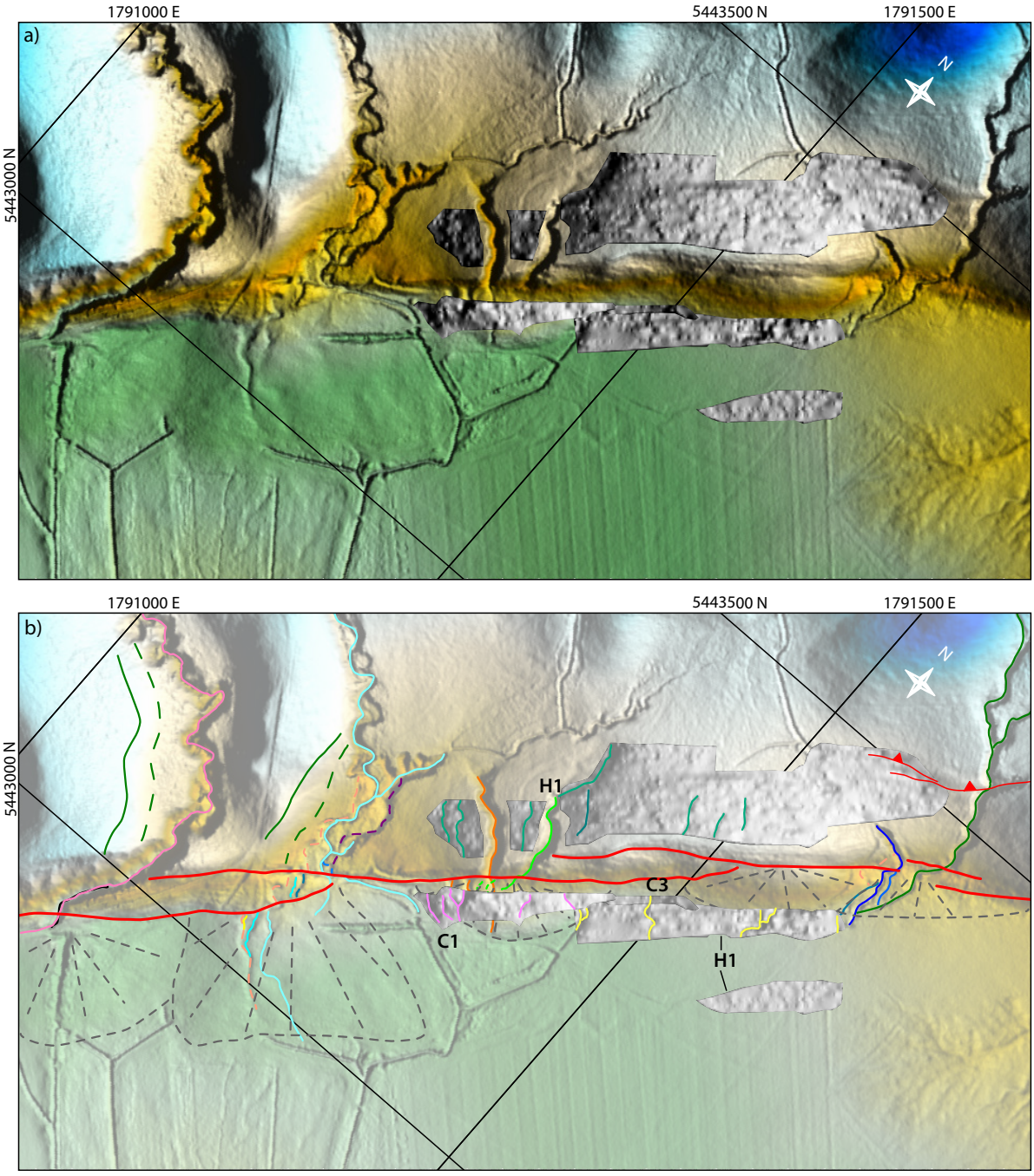


FIGURE *6.29 – MNT ombrés de l'Horizon 1 et des réflecteurs C1 et C4 pointés sur les données GPR 250 Mhz sur le site de Pigeon Bush superposés au MNT LiDAR (a). b) Cartographie préliminaire des marqueurs morphologiques visibles sur les différents MNT. Les couleurs des marqueurs différencient les horizons sur lesquels ils ont été identifiés. En arrière-plan, la cartographie préliminaire des marqueurs identifiés en surface est rappelée (Fig. 6.26).*

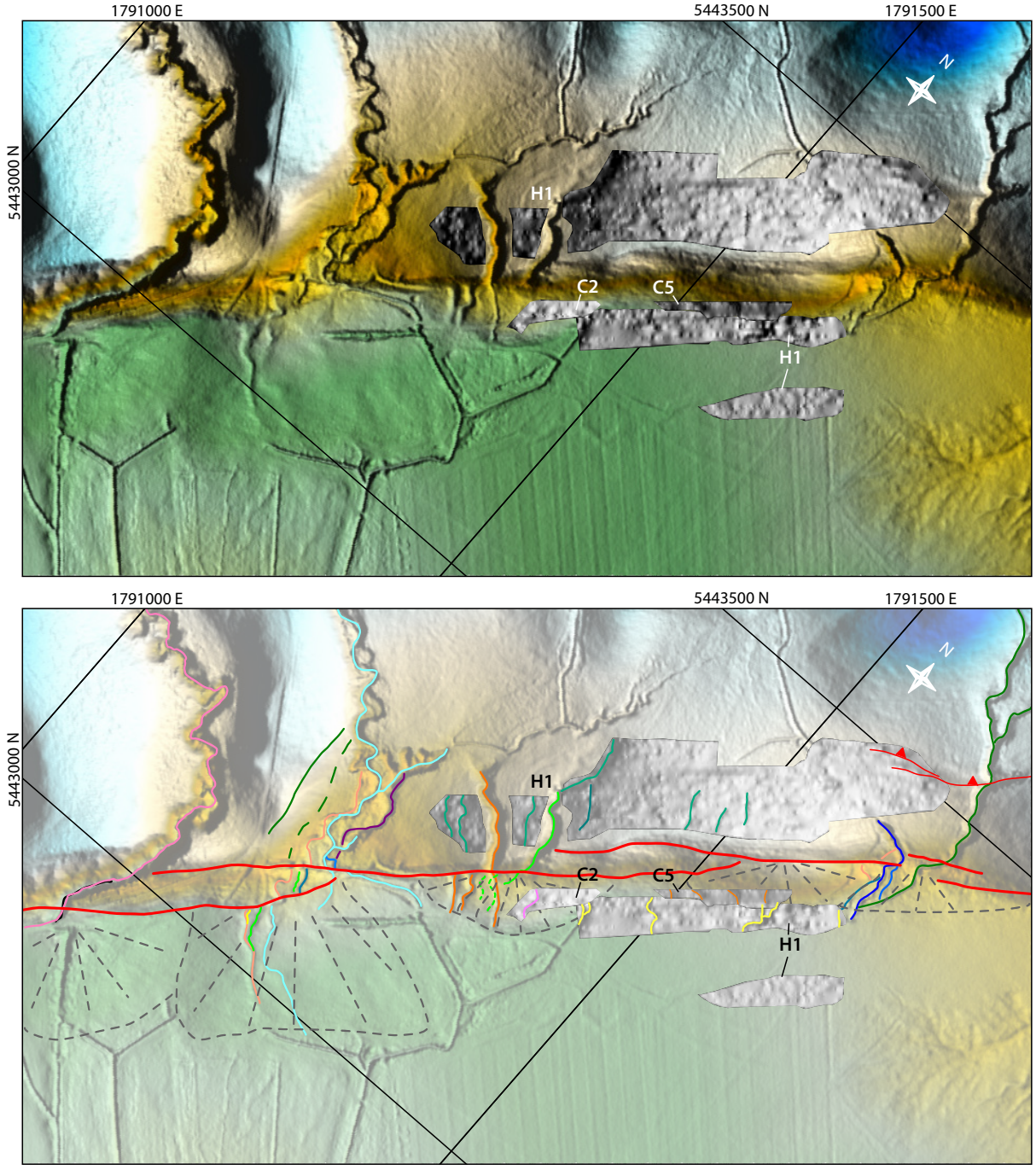


Figure 6.30 – *MNT ombrés de l'Horizon 1 et des réflecteurs C2 et C5 pointés sur les données GPR 250 MHz sur le site de Pigeon Bush superposés au MNT LiDAR (a) ; b) Cartographie préliminaire des marqueurs identifiés sur les MNT de sub-surface avec le rappel, en arrière-plan, des marqueurs visibles en surface (Fig. 6.26).*

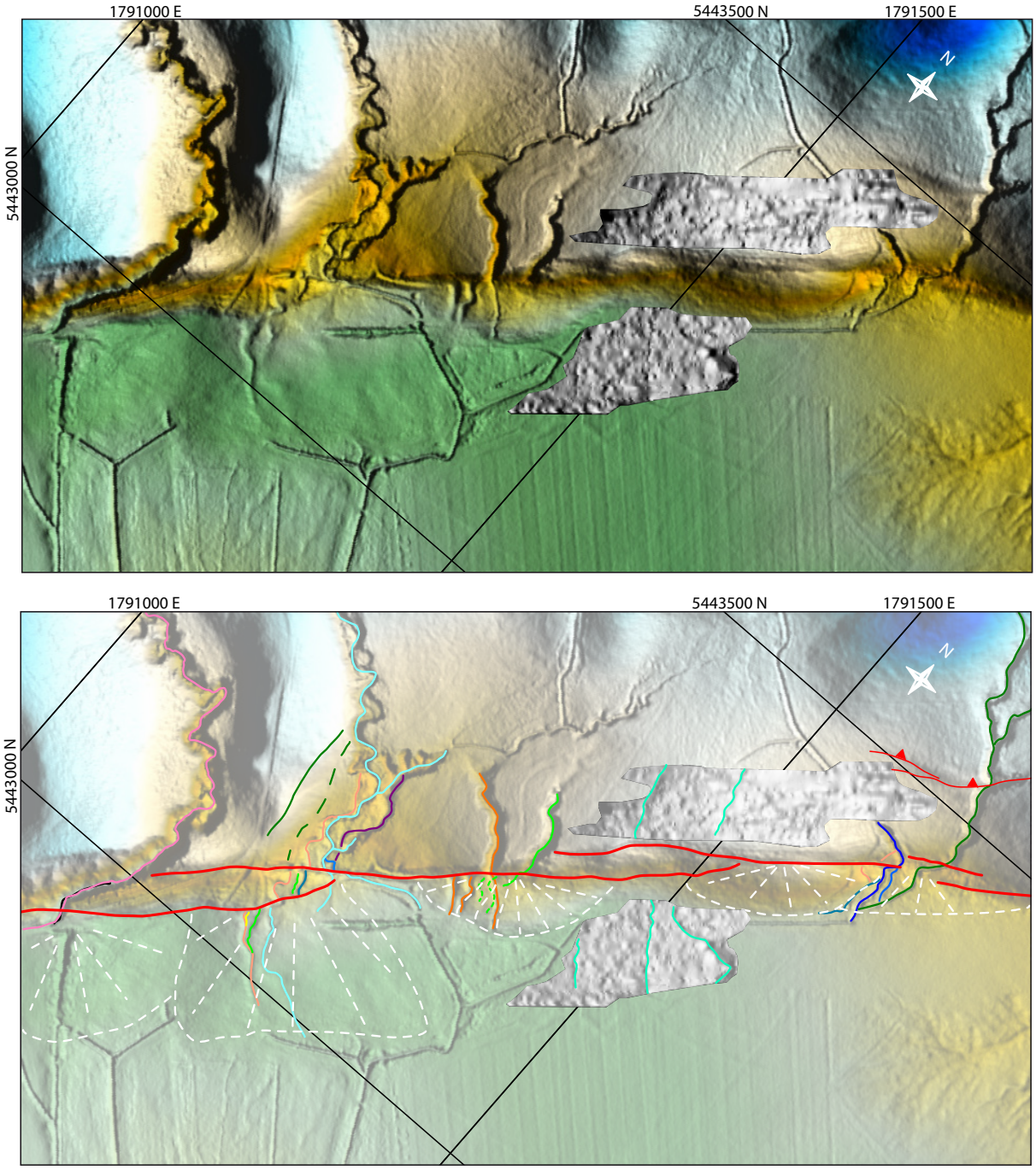


FIGURE *6.31 – MNT ombré de l'Horizon 2 pointé sur les données GPR 250 MHz sur le site de Pigeon Bush (a). b) Cartographie préliminaire des marqueurs identifiés en sub-surface sur les différents MNT. Les marqueurs visibles en surface sont rappelés en arrière plan (Fig. 6.8).*

6.6.4 Bilan

Le site de Pigeon Bush est l'un des sites les plus connus en paléosismologie, et pour cette raison nous avons tenté une campagne GPR sur ce site malgré des profils tests qui montraient une très faible profondeur de pénétration. De plus, ce site est le seul site investigué ne se situant pas sur des terrasses alluviales de dégradation. Il nous permet ainsi de tester l'efficacité de notre approche dans un contexte sédimentaire différent. Malgré la faible profondeur de pénétration, nous avons pu mettre en évidence plusieurs réflecteurs situés à différentes profondeurs.

En raison de la géométrie de ces réflecteurs et de la fine bande de sub-surface imagée, les MNT couvrent de faibles surfaces et sont morcelés. De plus, au pied de la faille s'étendent de petits cônes alluviaux larges de 20-30 m au sein desquels nous avons pu identifier plusieurs réflecteurs mais seulement sur les 3 à 5 premiers profils au pied de l'escarpement. L'extension des MNT extraits de ces réflecteurs est donc très faible (5-20 m de large en comparaison à leur résolution de 2 m, soit 2-10 pixels), rendant difficile l'identification d'éventuels marqueurs. Malgré ces difficultés, il est possible d'observer plusieurs incisions et d'affiner ensuite leur position directement sur les profils GPR.

L'existence de cônes alluviaux, qui sont des objets à 3 dimensions, nous a poussés à utiliser les profils GPR transversaux afin de définir les différents liens entre les réflecteurs d'un profil parallèle à l'autre. De plus, ces cônes ne sont couverts que par 3 à 5 profils en raison de leur taille, ce qui est insuffisant. Il apparaît donc que l'acquisition GPR pseudo 3D doit être adaptée à la taille des objets géologiques étudiés. Lorsqu'il s'agit d'objets très étendus et de géométrie globalement 2D comme les terrasses alluviales et les réseaux de chenaux, la géométrie et l'acquisition pseudo-3D utilisées sur les sites précédents conviennent. En revanche pour des objets de plus petites tailles et de géométrie 3D, comme les cônes alluviaux ici, une acquisition pseudo 3D plus dense avec des profils espacés de 1 à 2 m voire moins, et plus restreinte spatialement serait plus adaptée. En effet, ce type d'acquisition permettrait d'obtenir des MNT de plus hautes résolutions et donc d'y déceler des marqueurs de plus petite taille. Nous avons toutefois pu mettre en évidence quelques incisions enfouies dans les cônes alluviaux, dont il sera nécessaire d'affiner la cartographie directement sur les profils GPR avant de mesurer les déplacements cumulés.

6.7 Conclusions préliminaires

Dans ce chapitre, nous avons présenté les résultats préliminaires de l'analyse de 3 des 5 sites investigués le long de la faille de Wairarapa. L'objectif, à terme, de cette étude est de corréler les déplacements cumulés mesurés en chacun des sites afin d'évaluer la variabilité du glissement le long de la faille. Pour cela, nous avons investigué une zone de 400 à 800 m de long tous les 10 km le long de la faille, sur les segments central et nord.

L'analyse préliminaires des données GPR sur 3 des sites révèle des résultats positifs mais également quelques difficultés. Le sous-sol du site de Mikimiki, le plus au nord, contient deux réflecteurs. Un premier limité à la surface d'une terrasse qui met en évidence une série d'incisions invisibles en surface. Ce type de paléosurface est relativement similaire à celle du site de Terako (Faille Hope, Chap. 3). Un second réflecteur plus profond a été imagé à environ 5-6 m de profondeur. Son MNT, très bruité, révèle néanmoins que cette paléosurface est marquée par les talus majeurs des terrasses d'érosion visibles en surface et par quelques incisions enfouies. Cette paléosurface correspond probablement au toit du substratum qui affleure dans la rivière rendant ces observations similaires à celles faites

sur le site de Te Marua (Faille de Wellington, Chap. 4, réflecteur 3).
Le site d'Underhill contient également deux réflecteurs mais ils ont été imagés uniquement sur le compartiment supérieur de la faille. Sur le compartiment inférieur, aucun réflecteur continu n'a pu être mis en évidence à l'aide des différents gains testés. Une analyse plus poussée, à l'aide d'attributs dans un premier temps, pourrait permettre de mettre en évidence des marqueurs enfouis.
Le site de Pigeon Bush est le seul site qui ne se situe pas sur des terrasses alluviales d'érosion. De part et d'autre de la faille, deux horizons bombés ont été imagés. Ce bombement traduit la déformation de la terrasse Waiohine vraisemblablement induite par le mouvement de la faille depuis sa formation. Au pied de l'escarpement, plusieurs réflecteurs ont été mis en évidence au sein des cônes alluviaux. Mais n'étant couverts que par quelques profils GPR, il est difficile d'identifier des marqueurs enfouis dans ces objets. Ceci confirme que la géométrie d'acquisition doit être adaptée en fonction du site mais aussi la taille et la géométrie (2D versus 3D) des objets géologiques investigués. Ces derniers sites étudiés soulignent également l'importance du compromis entre extension et résolution spatiale dans cette approche géoradar basée sur l'extraction et l'analyse d'horizons. Le manque de continuité ou une faible extension spatiale des MNT de ces horizons (dont la résolution est de 2 m) nuit à l'analyse de ces derniers. Il est donc nécessaire de privilégier des sites où le nombre d'interruptions des profils GPR par des obstacles naturels est réduit, et où la profondeur de pénétration est d'au moins 5 à 7 m.
Ces trois derniers sites investigués confirment néanmoins que l'approche géoradar permet de mettre en évidence des marqueurs enfouis, y compris en dehors de contexte de terrasses d'érosion. Il apparaît également que les structures du sous-sol ont certaines caractéristiques similaires d'un site à l'autre. Par exemple, nous avons imagé en chaque site deux horizons à des profondeurs relativement similaires.Si cette similarité est réelle entre les différents sites analysés, elle nous permettra d'avoir plusieurs surfaces de référence où mesurer les déplacements sur la faille. Ceci nous aidera à corréler l'histoire des glissements entre les différents sites et donc au long de la faille.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Généralités

L'objectif de ce travail de thèse, et plus largement du projet ANR CENTURISK, était de développer une nouvelle approche paléosismologique basée sur l'imagerie géoradar haute-résolution, qui permettrait de retrouver les traces d'un nombre de forts séismes passés plus grand qu'il n'a été possible de le faire jusqu'à présent avec les méthodes paléosismologiques existantes. L'objectif corollaire était d'utiliser ces traces pour documenter les déplacements produits par ces séismes passés, et utiliser ces quantifications pour mieux estimer l'aléa sismique relatif aux failles analysées. L'approche suivie a consisté à explorer la proche surface, c'est-à-dire les 10 premiers mètres de sol, à l'aide du radar géologique ou GPR, qui est un outil d'investigation géophysique non destructif, peu coûteux et rapide de mise en œuvre. Des études précédentes avaient démontré le potentiel de l'imagerie géoradar pour détecter les zones de déformation active, notamment les plans de faille, dans les 10 premiers mètres du sol [Smith and Jol, 1995, Audru et al., 2001, Gross et al., 2004, McClymont et al., 2009a]. Dans ce travail, nous avons démontré son potentiel additionnel à détecter des marqueurs morphologiques enfouis et préservés dans la sub-surface. Les marqueurs que nous avons identifiés se sont révélés décalés latéralement par les failles décrochantes investiguées. La mesure de ces décalages a révélé des déplacements accumulés sur une large gamme allant jusqu'à plus de 100 m. La robustesse de cette approche géophysique a été confirmée par le bon accord des résultats obtenus en sub-surface avec ceux provenant d'approches plus classiques menées en surface (analyses morpho-tectoniques de la surface et tranchées paléosismologiques). Notre travail conduit à apporter de nouvelles informations sur l'histoire du glissement le long des failles de Hope et de Wellington, qui aideront à mieux contraindre les estimations d'aléa sismique relatif à ces deux failles majeures de Nouvelle-Zélande.

Le principe sur lequel repose notre travail est que dans les zones où la sédimentation est ou a été active, les traces des forts séismes décrochants et avec elles les marqueurs morphologiques décalés par les ruptures successives, peuvent être rapidement enfouis après leur décalage et abandon, sous quelques mètres de sédimentation postérieure. Ces traces et marqueurs coupés par la faille sont alors préservés de l'érosion dans le sous-sol où ils accumulent passivement les déplacements produits par les séismes suivants. Parallèlement, en surface, de nouveaux marqueurs se forment, sont déplacés, puis enfouis à leur tour. Les premiers mètres du sol contiendraient donc une partie de l'histoire des déplacements sismiques successifs, complémentaire à celle enregistrée par la morphologie de surface. Cette histoire 'enfouie' a été recherchée jusqu'à maintenant très localement dans les tranchées

paléosismologiques. Cette approche locale n'a permis d'identifier que de petits déplacements, résultant d'un faible nombre de forts séismes, dont les plus récents. A l'inverse de cette approche locale, nous avons recherché cette histoire sismique passée sur de larges zones. Nous avons couplé nos investigations GPR pseudo-3D à l'analyse morphologique 'classique' de la surface dans le but d'obtenir une histoire des glissements la plus complète et la plus longue possible. Pour cela, nous avons mené en parallèle aux acquisitions GPR, des levés GPS afin d'obtenir des MNT haute résolution de la surface. Pour certains des sites étudiés, nous avons acquis dans un second temps des données LiDAR haute résolution, qui permettent d'observer de façon complète et continue la morphologie de la surface.

Conditions appropriées pour l'approche GPR

En chacun des sites investigués (12 au total), nous avons acquis une série de profils parallèles à la faille, longs de plusieurs centaines de mètres, espacés de 5 à 10 m et répartis de part et d'autre de la faille. Cette géométrie d'acquisition est appropriée pour mettre en évidence des marqueurs morphologiques ayant une géométrie linéaire (comme des talus de terrasses alluviales ou des paléochenaux), recoupant la faille avec un angle proche de la perpendiculaire. Ces marqueurs forment alors des réseaux principalement 2D, qui peuvent être correctement restitués par une analyse GPR pseudo-3D. D'autre part, nous avons utilisé deux antennes de fréquences différentes afin d'obtenir à la fois des images haute résolution et une grande profondeur de pénétration. Les informations recherchées se sont révélées situées principalement dans les 5-7 premiers mètres du sol. Nous avons donc souvent préféré la résolution à la pénétration et choisi de travailler avec une antenne moyenne fréquence (i.e. 250 MHz).
Les données GPR acquises ont été traitées de façon classique dans la première partie du traitement, puis de façon plus spécifique visant à mettre en évidence, isoler et/ou accentuer des réflecteurs continus sur l'ensemble des profils ; cela dans l'optique de réaliser un pointé semi-automatique des réflecteurs principaux et d'en déduire leur topographie d'ensemble visualisée par un MNT. L'interpolation des pointés permet de corréler objectivement les structures d'un profil GPR à l'autre et d'obtenir une vue d'ensemble des informations contenues dans chaque profil.

Cette approche peut-être appliquée à des failles :

- de préférence décrochantes car le mouvement latéral sépare clairement les marqueurs et éloigne aussi la source de sédimentation, ce qui contribue à la bonne préservation des marqueurs à proximité de la surface,
- produisant des séismes suffisamment forts pour que la rupture atteigne la surface et la déplace d'une quantité supérieure à la résolution des MNT GPR de sub-surface, soit supérieure à $\sim$ 1 m,
- situées dans des régions où l'incision et la sédimentation sont suffisamment actives pour que de nouveaux marqueurs soient créés entre chaque fort événement sismique, de sorte à fournir un enregistrement complet des séismes successifs.

Ces conditions ne sont pas restrictives et l'approche peut donc être testée dans d'autres contextes que celui de la Nouvelle-Zélande.

Le choix des sites le long des failles s'est révélé primordial et passe par une étape essentielle de tests de pénétration du GPR afin de vérifier que le milieu investigué est

suffisamment électriquement résistif pour permettre d'imager au moins les 5 premiers mètres du sol. Néanmoins, les sites que nous avons investigués se sont révélés relativement conducteurs avec des profondeurs de pénétration atteintes environ 3 fois inférieures à celles que l'on peut obtenir dans des milieux fortement résistifs aux fréquences utilisées.
Les sites choisis sont généralement situés sur des terrasses alluviales d'érosion. Ce type de contexte sédimentaire s'est révélé particulièrement adapté à notre approche.
D'autre part, l'extension spatiale du site sur plusieurs centaines de mètres est un prérequis pour permettre et faciliter les corrélations des marqueurs morphologiques de part et d'autre de la faille, et surtout de détecter des déplacements cumulés atteignant plus d'une centaine de mètres et donc représentant la somme d'un grand nombre de forts séismes, vraisemblablement supérieur à 10.
Il est nécessaire de privilégier des sites présentant peu d'obstacles naturels qui interrompent les profils GPR et donc morcellent les MNT en nuisant à leur bonne lisibilité.
La présence d'un escarpement de faille sur le site choisi n'est pas un obstacle à l'acquisition GPR mais, outre le fait qu'elle complique la logistique de cette acquisition (relief à franchir et éventuellement à investiguer), elle peut introduire une incertitude supplémentaire dans les mesures de déplacements latéraux, en particulier si la zone de faille est large.

Résultats majeurs

L'approche développée au cours de ce travail, combinant une méthode classique d'analyse morphologique de la surface et une nouvelle approche géophysique d'analyse de la morphologie de sub-surface, a permis pour la première fois de mettre en évidence de vastes paléo-surfaces enfouies à différentes profondeurs. Ces paléo-surfaces contiennent un grand nombre de marqueurs morphologiques enfouis, pour la plupart totalement invisibles en surface, qui ont enregistrés et préservés les déplacements produits par le mouvement latéral des failles étudiées. L'extension et la résolution spatiales que nous permet d'atteindre l'approche GPR a rendu possible la détection de glissements cumulés couvrant une gamme allant de 3 jusqu'à 110 m.
Les collections denses de mesures de déplacements cumulés que nous avons pu faire dans les données de sub-surface nous ont amenés à effectuer des analyses statistiques de ces déplacements, aboutissant à la détermination rigoureuse des valeurs bien contraintes. Ces valeurs de déplacements cumulés bien contraintes permettent à leur tour d'individualiser les déplacements cosismiques incrémentaux qui les séparent et dont la somme les a construites. La robustesse des résultats de sub-surface est également confirmée par leur bon accord avec les résultats obtenus en surface par des méthodes plus classiques.

La sub-surface contient donc des informations sur l'histoire du glissement sismique des failles ; ces informations sont à la fois redondantes et complémentaires à celles obtenues en surface. En effet, nous avons montré que les informations de sub-surface peuvent apporter des mesures de déplacements 'répétitives' par rapport à celles de la surface et donc contribuant à mieux contraindre ces dernières. Ceci a permis de mettre en évidence que les déplacements mesurés en surface sont systématiquement sous-estimés et que les marqueurs morphologiques et les déplacements qu'ils ont enregistrés sont mieux préservés dans la sub-surface. Ceci avait été suggéré dans quelques études paléosismologiques antérieures [e.g. Liu-Zeng et al., 2006] mais jamais montré pour un si grand nombre de marqueurs enfouis.
Nous avons également montré que les valeurs de déplacements cumulés mesurées en sub-surface comblent les lacunes dans l'enregistrement de surface. La combinaison des informations de surface et de sub-surface a ainsi fourni un enregistrement quasi-complet des

déplacements cosismiques produits par les 30 derniers séismes sur la faille de Hope.
De plus, la sub-surface contient également des informations supplémentaires (site de Te Marua) sur l'histoire du glissement. Comme on pouvait s'y attendre intuitivement, des déplacements cumulés enfouis plus grands que ceux mesurés en surface ont été mis en évidence, apportant des informations sur une plus longue succession de séismes (15 révélés en sub-surface versus 5 en surface). De manière moins intuitive, la sub-surface a démontré qu'elle contenait également des informations supplémentaires sur les petits déplacements et notamment sur le déplacement cosismique le plus récent, déjà partiellement altéré en surface.

Nos résultats sont comparables aux résultats publiés antérieurement à partir de données de surface et de tranchées, ce qui valide également la robustesse de notre approche. Nous avons notamment identifié les déplacements produits par les 30 derniers forts séismes ayant rompu la faille de Hope. Ces séismes semblent avoir été caractéristiques et avoir produit chacun un déplacement latéral de surface de l'ordre de 3.2 ± 1 m, suggérant une magnitude Mw = 7.0–7.4. L'analyse des données LiDAR couvrant une section de 30 km de cette même faille, incluant le site investigué à l'aide du GPR, a permis de restituer les déplacements produits par les $\sim$ 35 derniers forts séismes sur la faille. Les déplacements cosismiques de 3-4 m et leur nature caractéristique en terme de glissement sont donc en plein accord avec nos résultats de sub–surface sur cette faille, ce qui valide plus encore notre approche GPR.
Concernant la faille de Wellington, au site de Te Marua, la sub-surface renferme l'enregistrement des déplacements produits par les $\sim$ 15 derniers séismes. Ces déplacements semblent caractéristiques, comme suggéré dans les études précédentes [Little et al., 2010]. En revanche, nous avons déterminé des déplacements cosismiques plus faibles que ceux estimés auparavant, de l'ordre de 3–4.5 m, et en particulier de 3.7 ± 1.7 m pour le séisme le plus récent, qui a pu de fait avoir une magnitude Mw = 7.1-7.6. Alors que le déplacement cosismique caractéristique plus faible réduit légèrement l'estimation de la magnitude des séismes passés, il réduit de façon drastique (i.e. environ de moitié) le temps de récurrence 'théorique' moyen entre les forts séismes passés, qui seraient de l'ordre de 500-600 ans, d'après les âges des marqueurs publiés dans la littérature [Little et al., 2010].

Notre approche répond donc positivement à l'objectif initialement fixé qui était d'identifier les déplacements produits par les 10-20 derniers forts séismes sur les failles investiguées.

Avantages et limites

L'approche paléosismologique par géoradar présente toutefois quelques limites, la première étant qu'elle ne peut être appliquée qu'aux milieux électriquement résistifs. De plus, l'acquisition est rapide mais le traitement des données est fastidieux, principalement en raison de l'acquisition séparée des profils GPR et de leur localisation ; mais également en raison de certaines étapes de traitement et d'analyse ne pouvant pas être totalement automatisées. Il s'agit notamment de l'étape d'édition des données qui demande la visualisation et la vérification de chacun des profils.
D'autre part, la géométrie d'acquisition pseudo-3D présente quelques inconvénients, le premier étant l'impossibilité de corriger les artefacts provenant des effets 3D et notamment les réflexions hors-plan. Ceci reste cependant mineur lorsque les objets investigués sont de géométrie globalement 2D. Le second inconvénient est que la distribution spatiale hétérogène des données (i.e. des données beaucoup plus denses le long des profils que perpendiculairement à ceux-ci) introduit du bruit dans les MNT lors de l'interpolation et

ce d'autant plus que la résolution verticale des données est faible, par exemple pour une fréquence d'antenne faible ou pour un réflecteur profond.
L'acquisition pseudo-3D se révèle toutefois un bon compromis entre temps d'acquisition, de traitement et d'analyse, et couverture spatiale. L'utilisation du géoradar comme méthode d'imagerie fournit de plus des images du sous-sol avec une haute résolution (i.e. de l'ordre de quelques dizaines de centimètres) par rapport aux autres méthodes existantes et évite les inconvénients de l'inversion (i.e. lissage des données et non-unicité de la solution). La résolution des données est telle qu'elle rivalise avec les informations de déplacements obtenues d'après les données LiDAR. L'acquisition de plusieurs profils parallèles permet également d'éviter les erreurs d'interprétation des images obtenues en distinguant le bruit et les artefacts du signal. Alors que le bruit et les artefacts varient d'un profil à l'autre, le signal, lui, est cohérent. L'interpolation entre les profils permet donc de ne conserver que le signal.
Une difficulté rencontrée a été de trouver des réflecteurs continus et bien séparés sur l'ensemble des profils pour les sites où la réflectivité des images est relativement homogène. Nous avons néanmoins trouvé une méthode relativement systématique pour isoler les réflecteurs, méthode qui consiste à combiner un gain AGC sur une fenêtre large d'environ cinq longueurs d'onde avec une moyenne glissante calculée sur 5 traces. D'autre part, dans le cas particulier du site de Te Marua, nous avons eu recours à un calcul d'attributs pour accentuer la limite de pénétration, commune aux deux jeux de données de fréquences différentes.
Une dernière limite est que l'approche GPR permet de déterminer seulement les déplacements cosismiques des forts séismes passés mais pas leurs âges. La connaissance de ces déplacements est néanmoins suffisante pour estimer le nombre et les magnitudes des forts événements identifiés. Combinée aux âges trouvés dans la littérature, des périodes d'occurrence voire des temps de récurrence ont pu être suggérés. Des datations restent cependant absolument nécessaires pour valider ces suggestions.

Perspectives

Comme l'approche GPR ne permet pas de dater les forts séismes passés identifiés, elle est vouée à être utilisée conjointement et de préférence préliminairement aux méthodes classiques de tranchées ou d'échantillonnage. Elle fournit notamment des informations précises sur la localisation (i.e. en X Y et en profondeur) des marqueurs à dater, évitant ainsi des excavations extensives extrêmement destructrices. Une prochaine étape du projet CENTURISK est donc de dater certains des marqueurs enfouis identifiés dans ce travail. Ces datations apporteront d'une part de nouvelles contraintes sur les corrélations des marqueurs, notamment concernant le site de Terako, et d'autre part des contraintes sur l'âge des séismes. La mission d'échantillonnage est prévue pour l'hiver 2013, en collaboration avec nos collègues de la GNS et de l'Université de Canterbury. Les datations seront réalisées au Cerege, sous la direction de L. Benedetti.

Une question mérite par ailleurs d'être approfondie : quel est le lien entre les images GPR et la stratigraphie de la sub-surface, qu'image-t-on concrètement ? Dans plusieurs études [e.g. McClymont et al., 2008a, Ferry et al., 2004], des profils GPR 100 MHz ont été comparés aux logs de tranchées. La résolution des données ne permettait cependant de mettre en évidence que les plans de failles 'majeurs' (i.e. qui créent d'importantes interruptions ou des déplacements verticaux marqués) et certaines couches stratigraphiques. Les comparaisons n'étaient de toute façon faites que sur les 2-3 m du sol mis à jour dans les tranchées, alors que les données GPR permettent d'accéder à de plus grandes profondeurs

et à des structures de plus grande échelle. Pour répondre à cette question, nous avons réalisé des profils GPR le long de coupes naturelles (i.e. affleurements de 5 à 20 m de haut et 10 à 50 m de longueur) afin de comparer les images GPR de la sub-surface aux photographies des affleurements. Ce travail d'analyse est actuellement en cours.

Une autre question qui fait également l'objet d'un travail en cours est de savoir comment les marqueurs que nous avons identifiés se forment, sont enfouis, accumulent des déplacements cosismiques, sont éventuellement dégradés, etc ? Pour répondre à ces questions, des modélisations analogiques de déformation–érosion sont réalisées à Géosciences Montpellier sous la direction de J. Malavieille et S. Dominguez, dans une 'boîte' dont la moitié mobile permet de créer des déplacements verticaux et latéraux. L'expérience est maintenant dimensionnée afin de modéliser l'évolution morphologique et structurale des deux sites majeurs étudiés à l'aide du GPR. Pour cela, le plateau fixe de l'appareil a été équipé d'un pré-relief artificiel en mousse de polyuréthane représentant la morphologie des sites étudiés. Le tout est ensuite recouvert d'une couche uniforme du matériau analogue (microbilles de verres et de plastiques). Le modèle est ensuite placé sous un dispositif de pluie artificielle et son évolution morpho-structurale est enregistrée par interférométrie laser et par capture d'images, à chaque stade du fonctionnement de la faille (Fig. 6.33). Un suivi complet des interactions 'mouvement sur la faille-climat-morphologie' au cours du temps est ainsi obtenu. Ce suivi permet d'étudier l'impact de divers paramètres : morphologie initiale, fréquence/amplitude des déplacements imposés, variations climatiques simulées, etc, sur la morphologie observée à un temps donné. Des coupes dans le modèle sont également réalisées afin d'examiner le devenir des marqueurs enfouis. Les premières modélisations ont été réalisées et sont en cours d'analyse [Chatton et al., 2012, Malavieille, 2012].

L'approche pseudo-3D GPR est désormais prête à être appliquée à d'autres failles décrochantes au monde, dans des contextes sédimentaires différents. On pense notamment à la faille de San Andreas, la faille Nord Anatolienne et aux grandes failles décrochantes tibétaines (les failles de l'Altyn Tagh, d'Haiyuan, du Kunlun, de Karakorum, etc). Même si les conditions de sédimentation sont moindres pour toutes ces failles, chacune est ponctuée de sites où des sédiments s'accumulent préférentiellement, offrant l'opportunité d'un enfouissement propice aux investigations GPR.
L'approche GPR pseudo 3D peut également être appliquée aux failles normales et inverses dans le but d'estimer des déplacements cumulés verticaux ou de détecter les coins de colluvions possiblement formés par les ruptures successives. Son potentiel a déjà été démontré sur ce type de faille lors d'investigations GPR 3D [e.g. McClymont et al., 2009a, Amos et al., 2007]. Elle peut donc maintenant être appliquée de façon plus extensive lors d'acquisition pseudo-3D (avec des profils perpendiculaires à la faille). Toutefois, sur les failles inverses, la superposition des couches sédimentaires par le mouvement de la faille va créer un profil de vitesse qui diminuera brutalement au niveau du plan de faille rendant moins précises les migrations et les conversions temps-profondeur. De plus, le plan de faille peut présenter une réflectivité trop importante ou une couche conductrice qui nuit à la transmission des ondes dans le compartiment sous-jacent.

D'autres méthodes géophysiques peuvent être testées dans le but d'imager des marqueurs décalés comme l'électromagnétisme (EM 31) qui permet d'obtenir des cartes de variations de conductivité du sol moyennée sur les 4-6 premiers mètres de la sub-surface. Il est également possible de réaliser des profils de tomographie électrique ou de sismique réflexion 2D haute résolution selon quelques profils seulement en raison de leur lourdeur de mise en oeuvre. Ces méthodes pourraient éventuellement être utilisées pour combler

l'absence de pénétration du GPR dans les zones conductrices.

Il est donc clair que le travail présenté ici n'est que la première étape d'un travail plus vaste, qui sera assurément mené dans les années à venir sur un grand nombre de failles sismogènes au monde. Idéalement, l'approche de paléosismologie GPR devrait être menée en priorité sur les failles, couplée éventuellement à des investigations électriques. Suite à l'identification des objets enfouis, failles et marqueurs, par ces approches, des excavations ciblées par tranchées pourraient être menées, dédiées à préciser la nature des marqueurs identifiés et surtout, à les dater précisément.

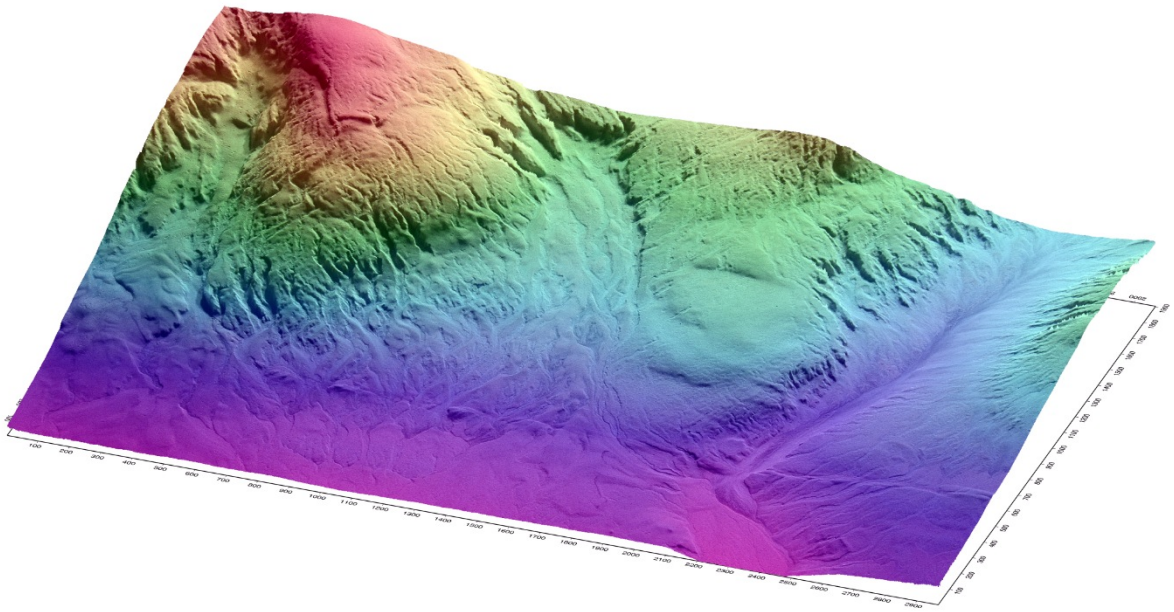


FIGURE *6.33 – Exemple de modélisation analogique permettant le suivi de la morphologie et des marqueurs alluviaux qu'elle comporte, en fonction des glissements sismiques répétés sur la faille. Cette modélisation vise à reproduire la morphologie de la faille Hope (Figure de S. Dominguez).*

BIBLIOGRAPHIE

Active Fault Research Group and others. *Active Faults in Japan : Sheet Maps and Inventories*. University of Tokyo Press, Tokyo, 1991.

C. B. Amos, D. W. Burbank, D. C. Nobes, and S. A. L. Read. Geomorphic constraints on listric thrust faulting : Implications for active deformation in the Mackenzie Basin, South Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, 112(B3) :1–24, 2007. doi : 10.1029/2006JB004291.

H. Anderson and T. Webb. New Zealand seismicity : Patterns revealed by the upgraded National Seismograph Network. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 37(4) :477–493, 1994. doi : 10.1080/00288306.1994.9514633.

K. B. Anderson, J. A. Spotila, and J. A. Hole. Application of geomorphic analysis and ground-penetrating radar to characterization of paleoseismic sites in dynamic alluvial environments : an example from southern California. *Tectonophysics*, 368 :25–32, 2003.

A. P. Annan. Practical processing of GPR data. In *Proceedings of the second government workshop on ground penetrating radar*, 1993.

A. P. Annan. GPR -History, trends, and future developments. *Subsurface Sensing Technologies and Applications*, 3(4) :253–270, 2002.

A. P. Annan. Electromagnetic principles of ground penetrating radar. In H. M. Jol, editor, *Ground penetrating radar : theory and applications*, chapter 1, page 176. Elsevier Science Ltd, Oxford, UK, 2009. ISBN 0444533486.

J. Arrowsmith and D. Rhodes. Original forms and initial modifications of the Galway Lake Road scarp formed along the Emerson fault during the 28 June 1992 Landers, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3) :511–527, 1994.

J.-C. Audru, M. Bano, J. Begg, K. Berryman, S. Henrys, and B. Nivière. GPR investigations on active faults in urban areas : the Georisc-NZ project in Wellington, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 333, 2001.

S. Baillargeon. Le krigeage : revue de la théorie et application à l'interpolation spatiale de données de précipitations. Master's thesis, Université de Laval, Québec, 2005. URL http://www.newton.mat.ulaval.ca/theses/S-Baillargeon_05.pdf.

P. L. Baker. Fluid, lithology, geometry, and permeability information from ground-penetrating radar for some petroleum industry applications. In *SPE Asia-Pacific Conference*, 1991.

W. Bakun and A. Lindh. *The Parkfield, California, earthquake prediction experiment.* National Emergency Training Center, 1985.

M. Bano. Imagerie de la proche surface par géoradar. Hdr, Institut de Physique du Globe de Strasbourg, 2000.

M. Bano, F. Pivot, and J. Marthelot. Modelling and filtering of surface scattering in ground-penetrating radar waves. *First Break*, 17 :215–222, 1999.

P. Barnes, R. Sutherland, and J. Delteil. Strike-slip structure and sedimentary basins of the southern Alpine Fault, Fiordland, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 117 (3-4) :411–435, 2005.

P. Barnes, N. Pondard, G. Lamarche, J. Mountjoy, R. Van Dissen, and N. Litchfield. It's our fault : active faults and earthquake sources in cook strait. Technical Report WLG2008-56, NIWA Client Report, 2008.

P. M. Barnes and J.-C. Audru. Recognition of active strike-slip faulting from high-resolution marine seismic reflection profiles : Eastern Marlborough fault system, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 111(4) :538–559, 1999. doi : 10.1130/0016-7606(1999)111<0538:ROASSF>2.3.CO;2.

P. M. Barnes, B. M. de Lépinay, J.-Y. Collot, J. Delteil, and J.-C. Audru. Strain partitioning in the transition area between oblique subduction and continental collision, Hikurangi margin, New Zealand. *Tectonics*, 17(4) :534–557, 1998. doi : 10.1029/98TC00974.

D. J. A. Barrell. *Quaternary glaciers of New Zealand*, chapter 75, pages 1047–1064. Elsevier, Amsterdam, 2011.

N. Barth, V. Toy, R. Langridge, and R. Norris. Scale dependence of oblique plate-boundary partitioning : New insights from LiDAR, central Alpine fault, New Zealand. *Lithosphere*, 4(5) : 435–448, 2012.

G. Batt, J. Braun, B. Kohn, and I. McDougall. Thermochronological analysis of the dynamics of the Southern Alps, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 112(2) :250–266, 2000.

S. Beanland. *The North Island dextral fault belt, Hikurangi subduction margin, New Zealand.* PhD thesis, Victoria University of Wellington, 1995.

S. Beanland and J. Haines. The kinematics of active deformation in the North Island, New Zealand, determined from geological strain rates. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 41 :311–324, 1998.

S. Beauprêtre, S. Garambois, I. Manighetti, J. Malavieille, G. Sénéchal, M. Chatton, T. Davies, C. Larroque, D. Rousset, N. Cotte, and C. Romano. Finding the buried record of past earthquakes with GPR-based palaeoseismology : a case study on the Hope fault, New Zealand. *Geophysical Journal International*, 189(1) :73–100, 2012. doi : 10.1111/j.1365-246X.2012.05366.x.

J. Beavan and D. Darby. Fault slip in the 1855 Wairarapa earthquake based on new and reassessed vertical motion observations : did slip occur on the subduction interface. In *The 1855 Wairarapa Earthquake Symposium*, pages 8–10, 2005.

J. Beavan, P. Tregoning, M. Bevis, T. Kato, and C. M. Meertens. Motion and rigidity of the Pacific Plate and implications for plate boundary deformation. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B10) :2261, 2002. doi : 10.1029/2001JB000282.

J. Beavan, S. Ellis, L. Wallace, and P. Denys. Kinematic constraints from GPS on oblique convergence of the Pacific and Australian plates, central South Island, New Zealand. *Geophysical Monograph Series*, 175 :75–94, 2007.

C. Beck, B. Mercier de Lépinay, J. Schneider, M. Cremer, N. Çağatay, E. Wendenbaum, S. Boutareaud, G. Ménot, S. Schmidt, O. Weber, et al. Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sedimentary Geology*, 199(1) :65–89, 2007.

J. Begg and M. c. Johnston. Geology of the Wellington area. Institute of Geological & Nuclear Sciences 1 :250 000 geological map 10. 1 sheet + 64 p. *Lower Hutt, New Zealand : Institute of Geological & Nuclear Sciences Limited*, 2000.

J. Begg and C. Mazengarb. Geology of the wellington area, scale 1 :250 000. Technical report, Institute of Geological and Nuclear Sciences Geological Map 22, 1996a.

J. Begg and C. Mazengarb. Geology of the Wellington Area. *Institute of Geological and Nuclear Sciences Geological Map 22*, pages 1sheet +128p. Lower Hutt, New Zealand. Institute of Geological and Nuclear Sciences Ltd, 1996b.

J. Begg and M. McSaveney. Wairarapa fault rupture–vertical deformation in 1855 and a history of similar events from Turakirae Head. In *The 1855 Wairarapa Earthquake Symposium Proceedings, Greater Wellington Regional Council, Wellington, New Zealand*, pages 21–30, 2005.

L. Benedetti, R. C. Finkel, G. King, R. Armijo, D. Papanastassiou, F. J. Ryerson, F. Flerit, D. Farber, and G. Stavrakakis. Motion on the Kaparelli fault (Greece) prior to the 1981 earthquake sequence determined from 36 Cl cosmogenic dating. *Terra Nova*, 15 :118–124, 2003.

A. Benson, T. A. Little, R. J. Van Dissen, N. Hill, and D. B. Townsend. Late Quaternary paleoseismic history and surface rupture characteristics of the eastern Awatere strike-slip fault, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 113(8) :1079–1091, 2001.

R. Benson, G. R.A., and M. Noel. Geophysical techniques for sensing buried wastes and migration waste. Technical report, Office of Research and Development, 1983.

M. Beres and F. Haeni. Application of Ground-Penetrating-Radar Methods in Hydrogeologie Studies. *Ground Water*, 29(3) :375–386, 2005.

K. Berryman, S. Beanland, C. A.F., H. Cutten, R. Norris, and P. Wood. The Alpine Fault, New Zealand : variation in Quaternary structural style and geomorphic expression. *Annales Tectonicae*, 6 :126–163, 1992.

K. Berryman, R. M., B. J., I. M., V. P., and V. D. R. Active faulting and strain at the junction of the Alpine and Hope Faults, New Zealand. *Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publication*, 116A(18), 2003.

K. Berryman, P. Villamor, I. Nairn, R. Van Dissen, J. Begg, and Y. Lee. Late Pleistocene surface rupture history of the Paeroa Fault, Taupo Rift, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 51(2) :135–158, 2008.

K. Berryman, A. Cooper, R. Norris, P. Villamor, R. Sutherland, T. Wright, E. Schermer, R. Langridge, and G. Biasi. Late Holocene Rupture History of the Alpine Fault in South Westland, New Zealand. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(2) :620–638, 2012.

K. R. Berryman. Late Quaternary movement on the Wellington Fault in the Upper Hutt area, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 33 :257–270, 1990.

K. R. Berryman, R. J. Van Dissen, and V. Mouslopoulou. Recent rupture of the Tararua section of the Wellington Fault and relationships to other fault sections and rupture segments. Technical report, Institute of Geological and Nuclear Sciences Ltd. EQC Research Report 97/248, 2002.

M. Bonilla. Minimum earthquake magnitude associated with coseismic surface faulting. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 25 :17–29, 1988.

E. Bozkurt. Neotectonics of turkey–a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14(1) :3–30, 2001.

J. Bruce. Effect of climate on morphological features of soils from loess in the southern part of South Island, New Zealand. *Soil Research*, 21(4) :359–371, 1983.

J. Brune. Precarious-rock constraints on ground motion from historic and recent earthquakes in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(7) :2602–2611, 2002.

W. Bull and M. Brandon. Lichen dating of earthquake-generated regional rockfall events, Southern Alps, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 110(1) :60–84, 1998a.

W. Bull and P. Knuepfer. Adjustments by the Charwell River, New Zealand, to uplift and climatic changes. *Geomorphology*, 1(1) :15–32, 1987.

W. Bull, J. King, F. Kong, T. Moutoux, and W. Phillips. Lichen dating of coseismic landslide hazards in alpine mountains. *Geomorphology*, 10(1) :253–264, 1994.

W. B. Bull. Threshold of critical power in streams. *Geological Society of America Bulletin*, 90 (5) :453–464, 1979.

W. B. Bull. Stream-terrace genesis : implications for soil development. *Geomorphology*, 3 : 351–367, 1990.

W. B. Bull. *Geomorphic responses to climate change*. Oxford University Press, New York, 1991.

W. B. Bull and M. T. Brandon. Lichen dating of earthquake-generated regional rockfall events, Southern Alps, New Zealand. *GSA Bulletin*, 110(1) :60–84, 1998b.

D. W. Burbank and R. S. Anderson. *Tectonic geomorphology : a frontier in earth science*. Blackwell Publishing, Oxford, UK, 2001.

J. Cai, G. McMechan, and M. Fisher. Application of ground-penetrating radar to investigation of near-surface fault properties in the San Francisco Bay region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(5) :1459–1470, 1996.

R. Caputo, S. Piscitelli, A. Oliveto, E. Rizzo, and V. Lapenna. The use of electrical resistivity tomographies in active tectonics : examples from the Tyrnavos Basin, Greece. *Journal of Geodynamics*, 36(1) :19–35, 2003.

R. Caputo, L. Salviulo, S. Piscitelli, A. Loperte, et al. Late Quaternary activity along the Scorciabuoi Fault (Southern Italy) as inferred from electrical resistivity tomographies. *Annals of Geophysics*, 50(2) :213–224, 2007.

R. C. Carne. *Rates and styles of late Quaternary deformation on the Wairarapa Fault, North Island, New Zealand*. PhD thesis, Victoria University of Wellington, 2009.

R. C. Carne and T. a. Little. Geometry and scale of fault segmentation and deformational bulging along an active oblique-slip fault (Wairarapa fault, New Zealand). *Geological Society of America Bulletin*, 124(7-8) :1365–1381, 2012. doi : 10.1130/B30535.1.

S. Carpentier, H. Horstmeyer, A. Green, J. Doetsch, and I. Coscia. Semiautomated suppression of above-surface diffractions in GPR data. *Geophysics*, 75(6) :J43–J50, 2010.

L. Carter. Acoustical characterisation of seafloor sediments and its relationship to active sedimentary processes in Cook Strait, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 35(3) :289–300, 1992.

W. Carter, R. Shrestha, G. Tuell, D. Bloomquist, and M. Sartori. Airborne laser swath mapping shines new light on Earth's topography. *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, 82 :549, 2001.

N. Cassidy. *Ground Penetrating Radar data processing, modelling, and analysis*, chapter 5, pages 141–176. Elsevier, Amsterdam, The Netherland, 2009.

G. Cavinato, C. Carusi, M. Dall'Asta, E. Miccadei, and T. Piacentini. Sedimentary and tectonic evolution of Plio–Pleistocene alluvial and lacustrine deposits of Fucino Basin (central Italy). *Sedimentary Geology*, 148(1) :29–59, 2002.

E. Chapron, C. Beck, M. Pourchet, and J. Deconinck. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova*, 11(2-3) :86–92, 2002.

M. Chatton, J. Malavieille, S. Dominguez, I. Manighetti, C. Romano, S. Beauprêtre, S. Garambois, and L. C. Interaction between slip events, erosion and sedimentation along an active strike-slip fault : Insights from analog models. In *Geophysical Research Abstracts*, volume 14. EGU General Assembly, 2012.

M. Chevalier, F. Ryerson, P. Tapponnier, R. Finkel, J. Van Der Woerd, L. Haibing, and L. Qing. Slip-rate measurements on the Karakorum fault may imply secular variations in fault motion. *Science*, 307(5708) :411–414, 2005.

K. Clark, B. Hayward, U. Cochran, H. Grenfell, E. Hemphill-Haley, D. Mildenhall, M. Hemphill-Haley, and L. Wallace. Investigating subduction earthquake geology along the southern Hikurangi margin using palaeoenvironmental histories of intertidal inlets. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 54(3) :255–271, 2011.

U. Cochran, K. Berryman, J. Zachariasen, D. Mildenhall, B. Hayward, K. Southall, C. Hollis, P. Barker, L. Wallace, B. Alloway, et al. Paleoecological insights into subduction zone earthquake occurrence, eastern North Island, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 118(9-10) :1051–1074, 2006.

U. Cochran, M. Hannah, M. Harper, R. Van Dissen, K. Berryman, and J. Begg. Detection of large, Holocene earthquakes using diatom analysis of coastal sedimentary sequences, Wellington, New Zealand. *Quaternary Science Reviews*, 26(7) :1129–1147, 2007.

H. Cowan, A. Nicol, and P. Tonkin. A comparison of historical and paleoseismicity in a newly formed fault zone and a mature fault zone , North Canterbury , New Zealand. *Journal of geophysical research*, 101(B3) :6021–6036, 1996.

H. A. Cowan. *An Evaluation of the Late Quaternary Displacements and Seismic Hazard Associated with the Hope and Kakapo Faults, Amuri District, North Canterbury.* PhD thesis, University of Canterbury, 1989.

H. A. Cowan. Late Quaternary Displacements on the Hope Fault at Glynn Wye, North Canterbury. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 33 :285–293, 1990.

H. A. Cowan. The North Canterbury earthquake of September 1, 1988. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, 21 :1–12, 1991.

H. A. Cowan and M. McGlone. Late Holocene displacements and characteristic earthquakes on the Hope River segment of the Hope Fault, New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, 21(4) :285–293, 1991.

E. Cowgill. Impact of riser reconstructions on estimation of secular variation in rates of strike–slip faulting : Revisiting the Cherchen River site along the Altyn Tagh Fault, NW China. *Earth and Planetary Science Letters*, 254(3-4) :239–255, 2007. doi : 10.1016/j.epsl.2006.09.015.

S. C. Cox and R. Sutherland. *Regional geological framework of South Island, New Zealand, and its significance for understanding the active plate boundary*, chapter 2, pages 19–46. American Geophysical Union, Washington D.C., 2007. doi : doi:10.1029/175GM03.

S. C. Cox, M. W. Stirling, F. Herman, M. Gerstenberger, and J. Ristau. Potentially active faults in the rapidlyeroding landscape adjacent to the Alpine Fault, central Southern Alps, New Zealand. *Tectonics*, 31 :TC2011, 2012. doi : 10.1029/2011TC003038.

D. Cunningham, S. Grebby, K. Tansey, A. Gosar, and V. Kastelic. Application of airborne LiDAR to mapping seismogenic faults in forested mountainous terrain, southeastern Alps, Slovenia. *Geophysical Research Letters*, 33(20) :L20308, 2006.

M. Daëron, Y. Klinger, P. Tapponnier, A. Elias, E. Jacques, and A. Sursock. 12,000-year-long record of 10 to 13 paleoearthquakes on the Yammouneh Fault, Levant fault system, Lebanon. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(3) :749–771, 2007.

P. Dakoronia. Earthquakes of the late helladic iii period (12th century bc) at kynos (livanates, central greece). *Archaeoseismology, British School of Archaeology at Athens, Fitch Laboratory Occasional Paper*, 7 :41–44, 1996.

D. Darby and S. Beanland. Possible source models for the 1855 Wairarapa earthquake, New Zealand. *Journal of geophysical research*, 97(B9) :12375–12, 1992.

D. Darby and J. Beavan. Evidence from GPS measurements for contemporary interplate coupling on the southern Hikurangi subduction thrust and for partitioning of strain in the upper plate. *Journal of geophysical research*, 106(B12) :30881–30, 2001.

J. Davis and A. Annan. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical prospecting*, 37(5) :531–551, 1989.

K. Davis, D. Burbank, D. Fisher, S. Wallace, and D. Nobes. Thrust-fault growth and segment linkage in the active Ostler fault zone, New Zealand. *Journal of structural geology*, 27(8) : 1528–1546, 2005.

D. Demanet, F. Renardy, K. Vanneste, D. Jongmans, T. Camelbeeck, and M. Meghraoui. The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the Roer Graben, Belgium. *Geophysics*, 66(1) :78–89, 2001.

J. Deparis, S. Garambois, and D. Hantz. On the potential of Ground Penetrating Radar to help rock fall hazard assessment : A case study of a limestone slab , Gorges de la Bourne (French Alps). *Engineering Geology*, 94 :89 – 102, 2007. doi : 10.1016/j.enggeo.2007.07.005.

Q. Di and M. Wang. Migration of ground-penetrating radar data with a finite-element method that considers attenuation and dispersion. *Geophysics*, 69(2) :472–477, 2004.

C. Dorn, S. Carpentier, A. Kaiser, A. Green, H. Horstmeyer, F. Campbell, J. Campbell, R. Jongens, M. Finnemore, and D. Nobes. First seismic imaging results of tectonically complex structures at shallow depths beneath the northwest Canterbury Plains, New Zealand. *Journal of Applied Geophysics*, 70(4) :317–331, 2010.

D. Doser and T. Webb. Source parameters of large historical (1917–1961) earthquakes, North Island, New Zealand. *Geophysical Journal International*, 152(3) :795–832, 2003.

A. Douglas, J. Beavan, L. Wallace, and J. Townend. Slow slip on the northern Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 32(16) :L16305, 2005.

G. Downes. The 1855 January 23 M8+ Wairarapa earthquake – What contemporary accounts tell us about it. In *The 1855 Wairarapa Earthquake Symposium : 150 years of thinking about magnitude 8+ earthquakes and seismic hazard in New Zealand : 8-10 September 2005*, pages 1–10, Museum of New Zeland Te Papa Tongarewa, Wellington, NZ, September 2005. Greater Wellington Regional Council.

G. Downes and R. Grapes. *The 1855 Wairarapa, New Zealand, Earthquake : Historical Data.* Institute of Geological & Nuclear Sciences Ltd., 1999.

D. J. Dowrick and D. A. Rhoades. Relations between earthquake magnitude and fault rupture dimensions : how regionally variable are they ? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(3) :776–788, 2004.

G. Eiby. An annotated list of New Zealand earthquakes, 1460–1965. *New Zealand journal of geology and geophysics*, 11(3) :630–647, 1968.

J. D. Eusden, J. R. Pettinga, and J. K. Campbell. Structural evolution and landscape development of a collapsed transpressive duplex on the Hope Fault, North Canterbury, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43 :391–404, 2000.

M. Ferry, M. Meghraoui, J. Girard, T. Rockwell, Ö. Kozaci, S. Akyuz, and A. Barka. Ground-penetrating radar investigations along the North Anatolian fault near Izmit, Turkey : Constraints on the right-lateral movement and slip history. *Geology*, 32(1) :85–88, 2004.

W. R. C. Flood Protection Group. Hutt River floodplain management plan, 2001.

K. Frankel, K. Brantley, J. Dolan, R. Finkel, R. Klinger, J. Knott, M. Machette, L. Owen, F. Phillips, J. Slate, et al. Cosmogenic 10Be and 36Cl geochronology of offset alluvial fans along the northern Death Valley fault zone : Implications for transient strain in the eastern California shear zone. *Journal of Geophysical Research*, 112(B6) :B06407, 2007.

K. L. Frankel and J. F. Dolan. Characterizing arid region alluvial fan surface roughness with airborne laser swath mapping digital topographic data. *Journal of Geophysical Research*, 112 : F02025, 2007. doi : 10.1029/2006JF000644.

R. Freund. The Hope Fault, a strike slip fault in New Zealand. *New Zealand Geological Survey Bulletin*, 86 :49p, 1971.

F. Galadini, C. Meletti, and E. Vittori. Major active faults in Italy : available surficial data. *Geologie en Mijnbouw*, 80(3/4) :273–296, 2001.

F. Galadini, K. Hinzen, and S. Stiros. Archaeoseismology : Methodological issues and procedure. *Journal of Seismology*, 10(4) :395–414, 2006.

Y. Gaudemer, P. Tapponnier, B. Meyer, G. Peltzer, G. Shunmin, C. Zhitai, D. Huagung, and I. Cifuentes. Partitioning of crustal slip between linked, active faults in the eastern Qilian Shan, and evidence for a major seismic gap, the 'Tianzhu gap', on the western Haiyuan Fault, Gansu (China). *Geophysical journal international*, 120(3) :599–645, 1995.

R. Gold and E. Cowgill. Deriving fault-slip histories to test for secular variation in slip, with examples from the Kunlun and Awatere faults. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1) : 52–64, 2011.

R. Gold, E. Cowgill, J. Arrowsmith, J. Gosse, X. Chen, and X. Wang. Riser diachroneity, lateral erosion, and uncertainty in rates of strike-slip faulting : A case study from Tuzidun along the Altyn Tagh Fault, NW China. *Journal of Geophysical Research*, 114(B4) :B04401, 2009.

L. Grant and K. Sieh. Paleoseismic evidence of clustered earthquakes on the San Andreas fault in the Carrizo Plain, California. *Journal of Geophysical Research*, 99 :6819–6841, 1994.

R. Grapes. Letters to the editor : Terrace correlation, dextral displacements, and slip rate along the Wellington Fault, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 36 :131–135, 1993.

R. Grapes and G. Downes. The 1855 Wairarapa, New Zealand, earthquake : analysis of historical data. *Bulletin of the New Zealand National Society for Earthquake Engineering*, 30(4) :271–368, 1997.

R. Grapes and H. Wellman. *The Wairarapa Fault*. Research School of Earth Sciences, Victoria University of Wellington, 1988.

R. H. Grapes. Aggradation surfaces and implications for displacement rates along the Wairarapa Fault, southern North Island, New Zealand. *Catena*, 18(5) :453–469, 1991.

M. Grasmueck and D. A. Viggiano. Integration of ground-penetrating radar and laser position sensors for real-time 3-D data fusion. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(1) :130–137, 2007.

M. Grasmueck, R. Weger, and H. Horstmeyer. Full-resolution 3D GPR imaging. *Geophysics*, 70 (1) :K12–K19, 2005.

R. Gross, K. Holliger, A. G. Green, and J. H. Begg. 3D Ground Penetrating Radar applied to paleoseismology : examples from the Wellington Fault , New Zealand. In D. A. Noon, G. F. Stickley, and D. Longstaff, editors, *Eightth International Conference on Ground Penetrating Radar*, volume 4084. SPIE, 2000.

R. Gross, A. G. Green, K. Holliger, H. Horstmeyer, and J. Baldwin. Shallow geometry and displacements on the San Andreas Fault near Point Arena based on trenching and 3-D georadar usurveying. *Geophysical Research Letters*, 29(20) :1973, 2002. doi : 10.1029/2002GL015534.

R. Gross, A. G. Green, H. Horstmeyer, and K. Holliger. 3-D Georadar Images of an Active Fault : Efficient Data Acquisition, Processing and Interpretation Strategies. *Subsurface Sensing Technologies and Applications*, 4(1) :19–40, 2003.

R. Gross, A. G. Green, H. Horstmeyer, and J. H. Begg. Location and geometry of the Wellington Fault (New Zealand) defined by detailed three-dimensional georadar data. *Journal of Geophysical Research*, 109 :B05401, 2004. doi : 10.1029/2003JB002615.

G. S. Hancock and R. S. Anderson. Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate. *GSA Bulletin*, 114(9) :1131–1142, 2002.

J. Hellstrom, M. McCulloch, and J. Stone. A detailed 31,000-year record of climate and vegetation change, from the isotope geochemistry of two New Zealand speleothems. *Quaternary Research*, 50(2) :167–178, 1998.

F. Herman, J. Braun, and W. Dunlap. Tectonomorphic scenarios in the Southern alps of New Zealand. *Journal of geophysical research*, 112(B4) :B04201, 2007.

D. Heron, R. van Dissen, and M. Sawa. Late Quaternary movement on the Ohariu Fault, Tongue Point to MacKays Crossing, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 41(4) :419–439, 1998.

D. M. Hicks, J. Hill, and U. Shankar. *Variation of suspended sediment yields around New Zealand : The relative importance of rainfall and geology*, volume 236, chapter 2, pages 149–156. IAHS Publication, Washington D.C., 1996.

M. W. Hughes, P. C. Almond, J. J. Roering, and P. J. Tonkin. Late Quaternary loess landscape evolution on an active tectonic margin, Charwell Basin, South Island, New Zealand. *Geomorphology*, 122(3-4) :294–308, 2010. ISSN 0169555X. doi : 10.1016/j.geomorph.2009.09.034.

S. Hurwitz, Z. Garfunkel, Y. Ben-Gai, M. Reznikov, Y. Rotstein, and H. Gvirtzman. The tectonic framework of a complex pull-apart basin : seismic reflection observations in the Sea of Galilee, Dead Sea transform. *Tectonophysics*, 359(3) :289–306, 2002.

C. Imren, X. Le Pichon, C. Rangin, E. Demirbağ, B. Ecevitoğlu, and N. Görür. The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara : a new interpretation based on multi-channel seismic and multi-beam bathymetry data. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(2) :143–158, 2001.

M. Isenburg, Y. Liu, J. Shewchuk, J. Snoeyink, and T. Thirion. Generating raster DEM from mass points via TIN streaming. *Geographic Information Science*, pages 186–198, 2006.

D. Jackson and Y. Kagan. The 2004 Parkfield earthquake, the 1985 prediction, and characteristic earthquakes : Lessons for the future. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(4B) : S397–S409, 2006.

G. Jacoby, D. Bunker, and B. Benson. Tree-ring evidence for an AD 1700 Cascadia earthquake in Washington and northern Oregon. *Geology*, 25(11) :999–1002, 1997.

C. Jewell and C. Bristow. GPR studies in the Piano di Pezza area o the Ovindoli-Pezza Fault, Central Apennines, Italy : extending palaeoseismic trench investigations with high resolution GPR profiling. In *Proceedings of Tenth International Conference on Ground Penetrating Radar*, pages 21–24, 2004.

H. Jol and C. Bristow. GPR in sediments : advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. *Geological Society, London, Special Publications*, 211 (1) :9–27, 2003.

H. M. Jol. *Ground penetrating radar : Theory and applications*. 525. Elsevier Science, Amsterdam, 2009.

H. Kelsey, S. Cashman, S. Beanland, and K. Berryman. Structural evolution along the inner forearc of the obliquely convergent Hikurangi margin, New Zealand. *Tectonics*, 14(1) :1–18, 1995.

J. Kim, S. Cho, and M. Yi. Removal of ringing noise in GPR data by signal processing. *Geosciences Journal*, 11(1) :75–81, 2007.

E. Kirby, D. Burbank, M. Reheis, and F. Phillips. Temporal variations in slip rate of the White Mountain fault zone, eastern California. *Earth and Planetary Science Letters*, 248(1) :168–185, 2006.

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

P. Knuepfer. Estimating ages of late Quaternary stream terraces from analysis of weathering rinds and soils. *Geological Society of America Bulletin*, 100(8) :1224–1236, 1988.

P. L. K. Knuepfer. Temporal variations in latest Quaternary slip across the Australian-Pacific Plate Boundary, northeastern South Island, New Zealand. *Tectonics*, 11(3) :449, 1992. doi : 10.1029/91TC02890.

P. Koons. The topographic evolution of collisional mountain belts ; a numerical look at the Southern Alps, New Zealand. *American journal of science*, 289(9) :1041–1069, 1989.

P. Koons. Two-sided orogen : collision and erosion from the sandbox to the Southern Alps, New Zealand. *Geology*, 18(8) :679–682, 1990.

B. Koster, K. Reicherter, A. Vott, and C. Grutzner. Identifying sedimentary structures and spatial distribution of tsunami deposits with GPR-examples from Spain and Greece. In *Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR), 2011 6th International Workshop on*, pages 1–6. IEEE, 2011.

G. Lamarche, P. Barnes, and J. Bull. Faulting and extension rate over the last 20,000 years in the offshore Whakatane Graben, New Zealand continental shelf. *Tectonics*, 25(4) :TC4005, 2006.

S. Lamb. Cenozoic tectonic evolution of the New Zealand plate-boundary zone : A paleomagnetic perspective. *Tectonophysics*, 509(3) :135–164, 2011.

R. Langridge, R. Van Dissen, D. Rhoades, P. Villamor, T. Little, N. Litchfield, K. Clark, and D. Clark. Five Thousand Years of Surface Ruptures on the Wellington Fault, New Zealand : Implications for Recurrence and Fault Segmentation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(5) :2088–2107, 2011. doi : 10.1785/0120100340.

R. Langridge, A. P.C., and R. Duncan. Timing of late Holocene paleoearthquakes on the Hurunui segment of the Hope fault : implications for plate boundary strain release through South Island, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, in press. doi : doi10.1130/B30674.1.

R. M. Langridge and K. R. Berryman. Morphology and slip rate of the Hurunui section of the Hope Fault, South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 48 : 43–57, 2005.

R. M. Langridge, J. K. Campbell, N. Hill, V. Pere, J. Pope, J. R. Pettinga, B. Estrada, and K. R. Berryman. Paleoseismology and slip rate of the Conway Segment of the Hope Fault at Greenburn Stream, South Island, New Zealand. *Annals of Geophysics*, 46(5) :1119–1139, 2003.

R. M. Langridge, K. R. Berryman, and R. J. Van Dissen. Defining the geometric segmentation and Holocene slip rate of the Wellington Fault, New Zealand : the Pahiatua section. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 48 :591–607, 2005.

R. M. Langridge, K. R. Berryman, and R. J. Van Dissen. Late Holocene paleoseismicity of the Pahiatua section of the Wellington Fault , New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 50 :205–226, 2007.

R. M. Langridge, M. Hemphill-Haley, and W. Ries. Active fault mapping and rupture avoidance at Queen Mary hospital, Hanmer Springs. Technical Report 113, GNS Science, 2008.

R. M. Langridge, R. J. Van Dissen, and T. A. Little. It's Our Fault - Wellington Fault paleoearthquake investigations, final report. Technical report, GNS Science Consultancy Report 2008/344, 2009.

C. Lasserre, Y. Gaudemer, P. Tapponnier, A. Mériaux, J. Van der Woerd, Y. Daoyang, F. Ryerson, R. Finkel, and M. Caffee. Fast late Pleistocene slip rate on the Leng Long Ling segment of the Haiyuan fault, Qinghai, China. *Journal of Geophysical Research*, 107(B11) :2276, 2002.

J. Lebrun, G. Lamarche, J. Collot, and J. Delteil. Abrupt strike-slip fault to subduction transition : the Alpine Fault-Puysegur Trench connection, New Zealand. *Tectonics*, 19(4) :688–706, 2000.

J. Lee and J. Begg. Geology of the Wairarapa area, Institute of Geological & Nuclear Sciences 1 : 250 000 Geological Map 11. *Lower Hutt, New Zealand. Institute of Geological and Nuclear Sciences Limited*, 2002.

F. Lehmann and A. Green. Topographic migration of georadar data : Implications for acquisition and processing. *Geophysics*, 65(3) :836–848, 2000.

F. Lehmann and A. G. Green. Semiautomated georadar data acquisition in three dimensions. *Geophysics*, 64(3) :719–731, 1999. doi : 10.1190/1.1444581.

K. Lehmann, J. Klostermann, and R. Pelzing. Paleoseismological investigations at the Rurrand Fault, Lower Rhine Embayment. *Netherlands Journal of Geosciences*, 80(3/4) :139–154, 2001.

G. Lensen. The general case of progressive fault displacement of flights of degradational terraces. *New Zealand journal of Geology and Geophysics*, 7(4) :864–870, 1964.

G. Lensen. Analysis of progressive fault displacement during downcutting at the Branch River terraces, South Island, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 79(5) :545–556, 1968.

G. Lensen and P. Vella. *The Waiohine River faulted terrace sequence.* New Zealand Geological Survey, 1970.

G. J. Lensen. The Wellington Fault from Cook Strait to Manawatu Gorge. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 1 :178–196, 1958.

L. Liberty, M. Hemphill-Haley, and I. Madin. The Portland Hills Fault : uncovering a hidden fault in Portland, Oregon using high-resolution geophysical methods. *Tectonophysics*, 368(1) : 89–103, 2003.

S. Lindvall and T. Rockwell. Holocene activity of the Rose Canyon fault zone in San Diego, California. *Journal of Geophysical Research*, 100(B12) :24121–24, 1995.

N. Litchfield and K. Berryman. Correlation of fluvial terraces within the Hikurangi Margin, New Zealand : implications for climate and baselevel controls. *Geomorphology*, 68(3) :291–313, 2005.

T. Little and J. Begg. All-day field-trip to the Wairarapa Fault and 1855 rupture sites. In *1855 Wairarapa Earthquake Symposium*, pages 8–10, 2005.

T. Little, R. Grapes, and G. Berger. Late Quaternary strike slip on the eastern part of the Awatere fault, South Island, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 110(2) : 127–148, 1998.

T. Little, R. Van Dissen, E. Schermer, and R. Carne. Late Holocene surface ruptures on the southern Wairarapa fault, New Zealand : Link between earthquakes and the uplifting of beach ridges on a rocky coast. *Lithosphere*, 1(1) :4–28, 2009.

T. A. Little and A. Jones. Seven Million years of strike-slip and related off-fault deformation, northeastern Marlborough fault system, South Island, New Zealand. *Tectonics*, 17(2) :285–302, 1998.

T. A. Little, R. J. Van Dissen, U. Rieser, E. G. C. Smith, and R. M. Langridge. Coseismic strike slip at a point during the last four earthquakes on the Wellington fault near Wellington, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, 115 :B05403, 2010. doi : 10.1029/2009JB006589.

J. Liu, Y. Klinger, K. Sieh, and C. Rubin. Six similar sequential ruptures of the San Andreas fault, Carrizo Plain, California. *Geology*, 32(8) :649–652, 2004.

J. Liu-Zeng, Y. Klinger, K. Sieh, C. Rubin, and G. Seitz. Serial ruptures of the San Andreas fault, Carrizo Plain, California, revealed by three-dimensional excavations. *Journal of Geophysical Research*, 111(B2) :B02306, 2006.

T. V. Lowell. The application of radiocarbon age estimates to the dating of glacial sequences : An example from the Miami sublobe, Ohio, U.S.A. *Quaternary Science Reviews*, 14 :85–99, 1995.

P. Mai and G. Beroza. A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip. *Journal of geophysical research*, 107(B11) :2308, 2002.

J. Malavieille. Mountain building, from subduction to collision and erosion : insights from 30 years of field and analog modeling studies. In *AGU Fall Meeting*, San Francisco USA, 2012.

J. Malik, A. Sahoo, A. Shah, D. Shinde, N. Juyal, and A. Singhvi. Paleoseismic evidence from trench investigation along hajipur fault, himalayan frontal thrust, nw himalaya : Implications of the faulting pattern on landscape evolution and seismic hazard. *Journal of Structural Geology*, 32(3) :350–361, 2010.

I. Manighetti, G. King, and Y. Gaudemer. Slip accumulation and lateral propagation of active. *Journal of Geophysical Research*, 106(B7) :13,667–13,696, 2001.

I. Manighetti, M. Campillo, C. Sammis, P. Mai, and G. King. Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes : Implications for earthquake and fault mechanics. *Journal of geophysical research*, 110(B5) :B05302, 2005. doi : 10.1029/2004JB003174.

I. Manighetti, M. Campillo, S. Bouley, and F. Cotton. Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity. *Earth and Planetary Science Letters*, 253 :429–438, 2007.

I. Manighetti, D. Zigone, M. Campillo, and F. Cotton. Self-similarity of the largest-scale segmentation of the faults : Implications for earthquake behavior. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(3) :370–381, 2009.

S. Marco, M. Stein, A. Agnon, and H. Ron. Long–term earthquake clustering : A 50,000–year paleoseismic record in the Dead Sea Graben. *Journal of Geophysical Research*, 101(B3) :6179–6191, 1996.

S. Marco, T. Rockwell, A. Heimann, U. Frieslander, and A. Agnon. Late Holocene activity of the Dead Sea Transform revealed in 3D palaeoseismic trenches on the Jordan Gorge segment. *Earth and Planetary Science Letters*, 234(1) :189–205, 2005.

D. Mason and T. Little. Refined slip distribution and moment magnitude of the 1848 Marlborough earthquake, Awatere Fault, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 49 (3) :375–382, 2006.

D. Mason, T. Little, and R. Van Dissen. Large Magnitude Earthquakes on the Awatere Fault, Marlborough. In *Earthquakes and Urban Development : New Zealand Geotechnical Society 2006 Symposium, Nelson, February 2006*, page 275. Institution of Professional Engineers New Zealand, 2006.

J. McBride and W. Stephenson. Contributions to neotectonics and seismic hazard from shallow geophysical imaging. Special Volume of Tectonophysics, 368. *Tectonophysics*, 368(1-4) :1–5, 2003.

R. McCaffrey, L. Wallace, and J. Beavan. Slow slip and frictional transition at low temperature at the Hikurangi subduction zone. *Nature Geoscience*, 1(5) :316–320, 2008.

J. McCalpin. Tectonic geomorphology and Holocene paleoseismicity of the Molesworth section of the Awatere fault, South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 39(1) :33–50, 1996.

J. McCalpin. *Paleoseismology*, volume 95. International Geophysics Series, 2nd edition, 2009.

A. F. McClymont, A. G. Green, R. Streich, H. Horstmeyer, J. Tronicke, D. C. Nobes, J. R. Pettinga, J. K. Campbell, and R. M. Langridge. Visualization of active faults using geometric attributes of 3D GPR data : An example from the Alpine Fault Zone, New Zealand. *Geophysics*, 73(2) :B11–B23, 2008a.

A. F. McClymont, A. G. Green, P. Villamor, H. Horstmeyer, C. Grass, and D. C. Nobes. Characterization of the shallow structures of active fault zones using 3-D ground-penetrating radar data. *Journal of Geophysical Research*, 113 :B10315, 2008b. doi : 10.1029/2007JB005402.

A. F. McClymont, P. Villamor, and A. G. Green. Fault displacement accumulation and slip rate variability within the Taupo Rift (New Zealand) based on trench and 3-D ground- penetrating radar data. *Tectonics*, 28 :TC4005, 2009a. doi : 10.1029/2008TC002334.

A. F. McClymont, P. Villamor, and A. G. Green. Assessing the contribution of off–fault deformation to slip-rate estimates within the Taupo Rift, New Zealand, using 3–D ground–penetrating radar surveying and trenching. *Terra Nova*, 21(6) :446–451, 2009b. doi : 10.1111/j.1365-3121.2009.00901.x.

A. F. McClymont, A. G. Green, A. Kaiser, H. Horstmeyer, and R. M. Langridge. Shallow fault segmentation of the Alpine fault zone, New Zealand revealed from 2- and 3-D GPR surveying. *Journal of Applied Geophysics*, 70(4) :343–354, 2010. doi : 10.1016/j.jappgeo.2009.08.003.

S. McGill and C. Rubin. Surficial slip distribution on the central Emerson fault during the June 28, 1992, Landers earthquake, California. *Journal of geophysical research*, 104(B3) :4811–4833, 1999.

S. McGill and K. Sieh. Surficial offsets on the central and eastern Garlock Fault associated with prehistoric earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 96(B13) :21,597–21,621, 1991.

M. McGlone, A. Mark, and D. Bell. Late Pleistocene and Holocene vegetation history, Central Otago, South Island, New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, 25(1) :1–22, 1995.

M. S. McGlone. *New Zealand*, pages 557–599. Kluwer Publishers Academic, Dordrecht, 1988.

A. McKay. On the earthquakes of September 1888, in the Amuri and Marlborough districts of the South Island. *New Zealand Geological Survey report of geological explorations*, 20 :1–16, 1890.

T. J. McMorran. The Hope Fault at Hossack Station east of Hanmer Basin, North Canterbury. *Unpublished MSc thesis, University of Canterbury Library, Christchurch, New Zealand*, 1991.

T. McNeilan, T. Rockwell, and G. Resnick. Style and rate of Holocene slip, Palos Verdes fault, southern California. *Journal of Geophysical Research*, 101(B4) :8317–8334, 1996.

M. McSaveney, I. Graham, J. Begg, A. Beu, A. Hull, K. Kim, and A. Zondervan. Late Holocene uplift of beach ridges at Turakirae Head, south Wellington coast, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 49(3) :337–358, 2006.

M. Meghraoui. Palaeoseismology and archeoseismology along the Dead Sea fault in Syria : earthquake faulting and potential for a completed historical seismicity catalogue. *Environmental Catastrophes and Recovery in the Holocene Abst. Vol. Brunel University, West London (UK)*, page 58, 2002.

A. Mériaux, F. Ryerson, P. Tapponnier, J. Van der Woerd, R. Finkel, X. Xu, Z. Xu, and M. Caffee. Rapid slip along the central Altyn Tagh Fault : morphochronologic evidence from Cherchen He and Sulamu Tagh. *Journal of Geophysical Research*, 109(B6) :B06401, 2004.

A. Mériaux, K. Sieh, R. Finkel, C. Rubin, M. Taylor, A. Meltzner, and F. Ryerson. Kinematic behavior of southern Alaska constrained by westward decreasing postglacial slip rates on the Denali Fault, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, 114(B3) :B03404, 2009.

D. Merritts and T. Hesterberg. Stream Networks and Long-Term Surface Uplift in the New Madrid Seismic Zone . *Science*, 265(5175) :1081–1084, 1994.

J. Milne. *Upper Quaternary Geology of Rangitikei Drainage Basin, North Island, New Zealand.* PhD thesis, Victoria University of Wellington, 1973.

V. Mouslopoulou, a. Nicol, T. Little, and J. Walsh. Displacement transfer between intersecting regional strike-slip and extensional fault systems. *Journal of Structural Geology*, 29(1) :100–116, 2007. doi : 10.1016/j.jsg.2006.08.002.

S. Nathan, M. Rattenbury, and R. Suggate. Geology of the greymouth area. Technical report, Institute of Geological and Nuclear Sciences, Lower Hutt, New Zealand,, 2002. Institute of Geological and Nuclear Sciences 1 : 250 000 Geological Map 12. 1 sheet + 65 p.

A. Neal. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology : principles , problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66 :261–330, 2004. doi : 10.1016/j.earscirev.2004.01.004.

A. Nelson, S. Personius, R. Rimando, R. Punongbayan, N. Tuñgol, H. Mirabueno, and A. Rasdas. Multiple large earthquakes in the past 1500 years on a fault in Metropolitan Manila, the Philippines. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(1) :73–85, 2000.

R. Newnham, D. Lowe, and P. Williams. Quaternary environmental change in New Zealand : a review. *Progress in Physical Geography*, 23(4) :567–610, 1999.

F. Nguyen. *Near Surface Geophysical Imaging of Slow Active Faults in Europe.* PhD thesis, University of Liège, 2005.

F. Nguyen, S. Garambois, D. Chardon, D. Hermitte, O. Bellier, and D. Jongmans. Subsurface electrical imaging of anisotropic formations affected by a slow active reverse fault, Provence, France. *Journal of applied geophysics*, 62(4) :338–353, 2007.

A. Nicol and R. Van Dissen. Up-dip partitioning of displacement components on the oblique-slip Clarence Fault, New Zealand. *Journal of structural geology*, 24(9) :1521–1535, 2002.

A. Nicol, R. VanDissen, P. Vella, B. Alloway, and A. Melhuish. Growth of contractional structures during the last 10 my at the southern end of the emergent Hikurangi forearc basin, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 45(3) :365–385, 2002.

A. Nicol, C. Mazengarb, F. Chanier, G. Rait, C. Uruski, and L. M. Wallace. Tectonic evolution of the active Hikurangi subduction margin, New Zealand, since the Oligocene. *Tectonics*, 26 : TC4002, 2007. doi : 10.1029/2006TC002090.

A. Nicol, J. Walsh, V. Mouslopoulou, and P. Villamor. Earthquake histories and Holocene acceleration of fault displacement rates. *Geology*, 37(10) :911–914, 2009.

D. Ninis, T. A. Little, R. J. Van Dissen, E. G. C. Smith, and R. M. Langridge. The Wellington Fault - Holocene displacements and slip rates at Emerald Hill, Wellington, New Zealand : Progress report. Technical report, VUW Research Report No. 28, 2010.

Surface rupture displacement on the Greendale Fault during the Mw 7.1 Darfield (Canterbury) earthquake, New Zealand, and its impact on man-madestructures, Auckland, New Zealand, 14-16 April 2011 2011. Ninth Pacific Conference on Earthquake Engineering : Building an Earthquake-Resilient Society.

E. Nissen, R. Walker, A. Bayasgalan, A. Carter, M. Fattahi, E. Molor, C. Schnabel, A. West, and S. Xu. The late Quaternary slip-rate of the Har-Us-Nuur fault (Mongolian Altai) from cosmogenic< sup> 10</sup> Be and luminescence dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 286(3) :467–478, 2009.

D. C. Nobes. Troubled waters : environmental applications of electrical and electromagnetic methods. *Surveys in Geophysics*, 17 :393–454, 1996.

J. Noller, J. Sowers, and W. Lettis. *Quaternary geochronology : Methods and applications*, volume 4. American Geophysical Union, 2000.

D. Noon, G. Stickley, and D. Longstaff. A frequency-independent characterisation of GPR penetration and resolution performance. *Journal of Applied Geophysics*, 40(1) :127–137, 1998.

G. Noriega, J. Arrowsmith, L. Grant, and J. Young. Stream channel offset and Late Holocene slip rate of the San Andreas fault at the Van Matre Ranch site, Carrizo Plain, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1) :33–47, 2006.

R. Norris and A. Cooper. Late Quaternary slip rates and slip partitioning on the Alpine Fault, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, 23(2) :507–520, 2001.

G. Olhoeft. Maximizing the information return from ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, 43(2) :175–187, 2000.

C. L. O'Loughlin and A. Pearce. *Erosion processes in the mountains*, pages 67–79. Longman Paul, Auckland, 1982.

M. Oskin, K. Le, and M. Strane. Quantifying fault-zone activity in arid environments with high-resolution topography. *Geophysical Research Letters*, 34(23) :L23S05, 2007.

L. Palumbo, L. Benedetti, D. Bourles, A. Cinque, and R. C. Finkel. Slip history of the Magnola fault (Apennines, Central Italy) from 36Cl surface exposure dating : evidence for strong earthquakes over the Holocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 225(1-2) :163–176, 2004.

A. Patidar, D. Maurya, M. Thakkar, and L. Chamyal. Evidence of neotectonic reactivation of the Katrol Hill Fault during late Quaternary and its GPR characterization. *Current science*, 94(3) :338–346, 2008.

G. Peltzer, P. Tapponnier, Y. Gaudemer, B. Meyer, G. Shunmin, Y. Kelun, C. Zhitai, and D. Huagung. Offsets of late quaternary morphology, rate of slip, and recurrence of large earthquakes on the Chang Ma fault (Gansu, China). *Journal of Geophysical Research*, 93(B7) :7793–7812, 1988.

C. Perrin, I. Manighetti, Y. Gaudemer, D. B., and C. M. Asymmetry of earthquake slip profiles reveals key properties of the rupture process. *AGU Fall Meeting*, 2012.

J. Pettinga, C. Chamberlain, M. Yetton, R. Van Dissen, and G. Downes. Earthquake source identification and characterisation : stage 1 (Part A) earthquake hazard and risk assessment study. Technical Report No. U98/10, Canterbury Regional Council CRC, Publication, 1998.

H. Philip, 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.

B. Pillans. New Zealand Quaternary stratigraphy : an overview. *Quaternary Science Reviews*, 10 (5) :405–418, 1991.

N. Pondard and P. M. Barnes. Structure and paleoearthquake records of active submarine faults , Cook Strait , New Zealand : Implications for fault interactions , stress loading , and seismic hazard. *Journal of Geophysical Research*, 115 :B12320, 2010. doi : 10.1029/2010JB007781.

J. Pope. *Secondary structures, Holocene displacements and paleoseismicity of the Conway Segment of the Hope Fault, Greenburn Stream to Sawyers Creek*. PhD thesis, University of Canterbury, Christchurch, 1994.

C. Prentice. Earthquake geology of the northern san andreas fault near point arena, california. Technical report, PhD Thesis, California Inst. of Tech., Pasadena, CA (USA), 1989.

C. Prentice, C. Crosby, D. Harding, R. Haugerud, D. Merritts, T. Gardner, R. Koehler, and J. Baldwin. Northern California LiDAR data : A tool for mapping the San Andreas fault and Pleistocene marine terraces in heavily vegetated terrain. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 1, page 06, 2003.

R. Pysklywec, S. Ellis, and A. Gorman. Three-dimensional mantle lithosphere deformation at collisional plate boundaries : A subduction scissor across the South Island of New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(3) :334–346, 2010.

M. Rashed, D. Kawamura, H. Nemoto, T. Miyata, and K. Nakagawa. Ground penetrating radar investigations across the Uemachi fault, Osaka, Japan. *Journal of Applied Geophysics*, 53(2) : 63–75, 2003.

M. S. Rattenbury, D. B. Townsend, and M. R. Johnston. Geology of the Kaikoura Area. *Institute of Geological and Nuclear Sciences 1 :250000 geological map 13*, pages 1sheet +70p. Lower Hutt, New Zealand. GNS Science., 2006.

M. Reyners. Plate coupling and the hazard of large subduction thrust earthquakes at the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 41(4) : 343–354, 1998.

M. Reyners and E. Robertson. Intermediate depth earthquakes beneath Nelson, New Zealand, and the southwestern termination of the subducted Pacific plate. *Geophysical research letters*, 31(4) :L04607, 2004.

M. Reyners, R. Robinson, A. Pancha, and P. McGinty. Stresses and strains in a twisted subduction zone—Fiordland, New Zealand. *Geophysical Journal International*, 148(3) :637–648, 2002.

J. Reynolds. *An introduction to applied and environmental geophysics*. Wiley, 2011.

D. A. Rhoades, R. J. Van Dissen, R. M. Langridge, T. A. Little, D. Ninis, E. G. C. Smith, and R. Robinson. Re-evaluation of conditional probability of rupture of the wellington-hutt valley segment of the wellington fault. *Bulletin of the New Zealand Society of Earthquake and Engeneering*, 44(2) :77–86, 2011.

J.-F. Ritz, E. T. Brown, D. L. Bourles, 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. *Geology*, 23(11) :1019–1022, 1995.

J.-F. Ritz, R. Vassallo, R. Braucher, E. Brown, S. Carretier, and D. Bourles. Using in situ-produced 10Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd Mountain Range (Gobi-Altay, Mongolia), in In situ-produced cosmogenic nuclides and quantification of geological processes. *Geological Society of America Special Paper*, pages 87–110, 2006.

E. Rizzo, A. Colella, V. Lapenna, and S. Piscitelli. High-resolution images of the fault-controlled High Agri Valley basin (Southern Italy) with deep and shallow electrical resistivity tomographies. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29(4) :321–327, 2004.

T. Rockwell, S. Lindvall, M. Herzberg, D. Murbach, T. Dawson, and G. Berger. Paleoseismology of the Johnson Valley, Kickapoo, and Homestead Valley faults : clustering of earthquakes in eastern California shear zone. *Bulletin of the seismological society of America*, 90 :1200–1236, 2001.

T. Rockwell, J. Fonseca, C. Madden, T. Dawson, L. Owen, S. Vilanova, and P. Figueiredo. *Palaeoseismology of the Vilarica Segment of the Manteigas-Braganca fault in northeastern Portugal*, volume 316, pages 237–258. The Geological Society, London, Special Publications,, 2009a.

T. Rockwell, D. Ragona, G. Seitz, R. Langridge, M. E. Aksoy, G. Ucarkus, M. Ferry, A. J. Meltzner, Y. Klinger, M. Meghraoui, D. Satir, A. Barka, and B. Akbalik. *Palaeoseismology of the North Anatolian Fault near the Marmara Sea : implications for fault segmentation and seismic hazard* , volume 316, pages 31–54. The Geological Society, London, Special Publications,, 2009b.

D. Rodgers and T. Little. World's largest coseismic strike-slip offset : the 1855 rupture of the Wairarapa Fault, New Zealand, and implications for displacement/length scaling of continental earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 111(B12) :B12408, 2006.

J. Roering, P. Almond, P. Tonkin, and J. Mckean. Constraining climatic controls on hillslope dynamics using a coupled model for the transport of soil and tracers : Application to loess-mantled hillslopes, South Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, 109 :F01010, 2004. doi : 10.1029/2003JF000034.

C. M. Rubin and K. Sieh. Long dormancy, low slip rate, and similar slip-per-event for the Emerson fault, eastern California shear zone, Journal of Geophysical Research. *Journal of Geophysical Research*, 102(B7) :15319–15333, 1997.

J. Salisbury, T. Rockwell, T. Middleton, and K. Hudnut. LiDAR and Field Observations of Slip Distribution for the Most Recent Surface Ruptures along the Central San Jacinto Fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(2) :598–619, 2012.

S. Salvi, F. Cinti, L. Colini, G. D'addezio, F. Doumaz, and E. Pettinelli. Investigation of the active Celano–L'Aquila fault system, Abruzzi (central Apennines, Italy) with combined ground-penetrating radar and palaeoseismic trenching. *Geophysical Journal International*, 155(3) : 805–818, 2003.

J. Savage. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 88(B6) :4984–4996, 1983.

W. Schellart, G. Lister, and V. Toy. A Late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the Southwest Pacific region : tectonics controlled by subduction and slab rollback processes. *Earth Science Reviews*, 76(3) :191–233, 2006.

E. Schermer, R. Van Dissen, K. Berryman, H. Kelsey, and S. Cashman. Active faults, paleoseismology, and historical fault rupture in northern Wairarapa, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 47(1) :101–122, 2004.

E. Schermer, T. Little, and U. Rieser. Quaternary deformation along the Wharekauhau fault system, North Island, New Zealand : Implications for an unstable linkage between active strike-slip and thrust faults. *Tectonics*, 28(6) :TC6008, 2009.

A. Schlagenhauf, Y. Gaudemer, L. Benedetti, I. Manighetti, L. Palumbo, I. Schimmelpfennig, R. Finkel, and K. Pou. Using in situ Chlorine-36 cosmonuclide to recover past earthquake histories on limestone normal fault scarps : a reappraisal of methodology and interpretations. *Geophysical Journal International*, 182 :36–72, 2010. doi : 10.1111/j.1365-246X.2010.04622.x.

A. Schlagenhauf, I. Manighetti, L. Benedetti, Y. Gaudemer, R. Finkel, J. Malavieille, and K. Pou. Earthquake supercycles in Central Italy, inferred from< sup> 36</sup> Cl exposure dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(3) :487–500, 2011.

D. Schwartz and K. Coppersmith. Fault behavior and characteristic earthquakes : examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of geophysical research*, 89(B7) :5681–5698, 1984.

P. Sénéchal, H. Perroud, and G. Sénéchal. Interpretation of reflection attributes in a 3-D GPR survey at Vallée d'Ossau, western Pyrenees , France. *Geophysics*, 65(5) :1435 – 1445, 2000.

K. Shimazaki and T. Nakata. Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 7(4) :279–282, 1980.

K. Sieh. A review of geological evidence for recurrence times of large earthquakes. *Earthquake Prediction, An International Review*, pages 181–207, 1981.

K. Sieh. The repetition of large-earthquake ruptures. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 93(9) :3764–3771, 1996.

K. Sieh, D. Natawidjaja, A. Meltzner, C. Shen, H. Cheng, K. Li, B. Suwargadi, J. Galetzka, B. Philibosian, and R. Edwards. Earthquake supercycles inferred from sea-level changes recorded in the corals of west Sumatra. *Science*, 322(5908) :1674–1678, 2008.

K. E. Sieh and R. H. Jahns. Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. *Geological Society of America Bulletin*, 95(8) :883–896, 1984.

J. Sims. Stream channel offset and abandonment and a 200-year average recurrence interval of earthquakes on the San Andreas fault at Phelan Creeks, Carrizo Plain, California. In *Proceedings of the Workshop on Paleoseismology*, pages 170–172, 1994.

L. Slater and T. Niemi. Ground-penetrating radar investigation of active faults along the Dead Sea Transform and implications for seismic hazards within the city of Aqaba, Jordan. *Tectonophysics*, 368(1) :33–50, 2003.

K. C. Slatton, W. E. Carter, R. L. Shrestha, and W. Dietrich. Airborne Laser Swath Mapping : Achieving the resolution and accuracy required for geosurficial research. *Geophysical Research Letters*, 34(23) :1–5, 2007. doi : 10.1029/2007GL031939.

D. Smith and H. Jol. Ground penetrating radar : antenna frequencies and maximum probable depths of penetration in Quaternary sediments. *Journal of Applied Geophysics*, 33(1) :93–100, 1995.

P. Somerville, K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada. Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seismological Research Letters*, 70(1) :59–80, 1999.

C. Sperl. *Determination of spatial and temporal variations of soil water content in an agroecosystem with ground penetrating radar (in German).* PhD thesis, Technische Universitat Munchen, Munich, Germany, 1999.

C. Steelman and A. Endres. Comparison of petrophysical relationships for soil moisture estimation using GPR ground waves. *Vadose Zone Journal*, 10(1) :270–285, 2011.

S. Stein and M. Wysession. *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure.* Wiley-Blackwell, 2009.

M. Stirling, G. McVerry, M. Gerstenberger, N. Litchfield, R. Van Dissen, K. Berryman, P. Barnes, L. Wallace, P. Villamor, R. Langridge, et al. National seismic hazard model for New Zealand : 2010 update. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4) :1514–1542, 2012.

J. W. Stockwell. *CWP/SU : Seismic Unix Release 33 : a free package for seismic research and processing.* Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines, 1999.

R. H. Stolt. Migration by fourier transform. *Geophysics*, 43(1) :23–48, 1978.

M. Strasser, F. Anselmetti, D. Fäh, D. Giardini, and M. Schnellmann. Magnitudes and source areas of large prehistoric northern Alpine earthquakes revealed by slope failures in lakes. *Geology*, 34(12) :1005–1008, 2006.

R. Streich, J. van der Kruk, and A. G. Green. Three-dimensional multicomponent georadar imaging of sedimentary structures. *Near Surface Geophysics*, 4 :39–48, 2006.

R. Streich, J. van der Kruk, and A. G. Green. Vector-migration of standard copolarized 3D GPR data. *Geophysics*, 72 :J65–J75, 2007. doi : 10.1190/1.2766466.

R. Suggate. Late pliocene and quaternary glaciations of New Zealand. *Quaternary Science Reviews*, 9(2–3) :175–197, 1990. doi : 10.1016/0277-3791(90)90017-5.

J. Sun and R. A. Young. Recognizing surface scattering in ground-penetrating radar data. *Geophysics*, 60(5) :1378–1385, 1995.

R. Sutherland and R. Norris. Late Quaternary displacement rate, paleoseismicity, and geomorphic evolution of the Alpine Fault : evidence from Hokuri Creek, South Westland, New Zealand. *New Zealand journal of geology and geophysics*, 38(4) :419–430, 1995.

K. Suzuki, S. Toda, K. Kusunoki, Y. Fujimitsu, T. Mogi, and A. Jomori. Case studies of electrical and electromagnetic methods applied to mapping active faults beneath the thick quaternary. *Developments in geotechnical engineering*, 84 :29–45, 2000.

A. Tait, R. Henderson, R. Turner, and X. Zheng. Thin plate smoothing spline interpolation of daily rainfall for New Zealand using a climatological rainfall surface. *International Journal of Climatology*, 26(14) :2097–2115, 2006.

T. M. Taner. Seismic attributes. *CSEG Recorder*, pages 49–56, 2001.

P. Tapponnier, J. Mercier, R. Armijo, H. Tonglin, and Z. Ji. Field evidence for active normal faulting in Tibet. *Nature*, 294 :410–414, 1981.

P. Tapponnier, X. Zhiqin, F. Roger, B. Meyer, N. Arnaud, G. Wittlinger, and Y. Jingsui. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294(5547) :1671–1677, 2001a.

P. Tapponnier, F. Ryerson, J. Van der Woerd, A. Mériaux, and C. Lasserre. Long-term slip rates and characteristic slip : keys to active fault behaviour and earthquake hazard. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series II A- Earth and Planetary Science*, 333(9) :483–494, 2001b.

W. Telford, L. Geldart, and R. Sheriff. *Applied geophysics*. Cambridge University press, second edition, 1990.

P. Tonkin and P. Almond. Using loess soil stratigraphy to reconstruct the late Quaternary history of piedmonts adjacent to large strike-slip faults, South Island, New Zealand. *Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publication 101A*, 227, 1998.

D. Townend, R. Langridge, and A. Jones, editors. *The 1855 Wairarapa earthquake symposium*, GW/RINV-T-05/205, Museum of New Zealand Te Papa Tongarewa, September 2005. Greater Wellington Regional Council.

J. Tronicke, P. Vilamor, and A. G. Green. Estimating vertical displacement within the Ngakuru Graben , New Zealand , using 2-D and 3-D georadar. In *Tenth International Conference on Ground Penetrating Radar*, 21-24 June, Delft, The Netherlands, 2004.

J. Van der Woerd, P. Tapponnier, F. J. Ryerson, A.-S. Meriaux, B. Meyer, Y. Gaudemer, R. C. Finkel, M. W. Caffee, Z. Guoguang, and X. Zhiqin. Uniform postglacial slip-rate along the central 600 km of the Kunlun Fault (Tibet), from 26Al, 10Be, and 14C dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology. *Geophysical Journal International*, 148 :356–388, 2002.

J. Van der Woerd, Y. Klinger, K. Sieh, P. Tapponnier, F. J. Ryerson, and A.-S. Mériaux. Long-term slip rate of the southern San Andreas Fault from 10 Be- 26 Al surface exposure dating of an offset alluvial fan. *Journal of Geophysical Research*, 111 :B0440, 2006.

R. Van Dissen and A. Nicol. Mid-late Holocene paleoseismicity of the eastern Clarence Fault, Marlborough, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 52(3) :195–208, 2009.

R. Van Dissen and R. S. Yeats. Hope Fault, Jordan thrust, and uplift of the Seaward Kaikoura Range, New Zealnd. *Geology*, 19 :393–396, 1991.

R. J. Van Dissen. *Late Quaternary faulting in the Kaikoura region, southeastern Marlborough, New Zealand*. PhD thesis, Oregon state university, Corvallis, 1989.

R. J. Van Dissen and K. R. Berryman. Surface rupture earthquakes over the last $\sim$ 1000 years in the Wellington region, New Zealand, and implications for ground shaking hazard. *Journal of Geophysical Research*, 101(B3) :5999–6019, 1996.

R. J. Van Dissen, K. R. Berryman, J. R. Pettinga, and N. L. Hill. Paleoseismicity of the Wellington - Hutt Valley Segment of the Wellington Fault , North Island , New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 35 :165–176, 1992.

K. Vanneste, A. Radulov, P. De Martini, G. Nikolov, T. Petermans, K. Verbeeck, T. Camelbeeck, D. Pantosti, D. Dimitrov, and S. Shanov. Paleoseismologic investigation of the fault rupture of the 14 April 1928 Chirpan earthquake (M 6.8), southern Bulgaria. *Journal of geophysical research*, 111(B1) :B01303, 2006.

K. Vanneste, K. Verbeeck, and T. Petermans. Pseudo-3D imaging of a low-slip-rate, active normal fault using shallow geophysical methods : The Geleen fault in the Belgian Maas River valley. *Geophysics*, 73(1) :B1–B9, 2008.

J. Vergne, G. Wittlinger, Q. Hui, P. Tapponnier, G. Poupinet, J. Mei, G. Herquel, and A. Paul. Seismic evidence for stepwise thickening of the crust across the NE Tibetan plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1) :25–33, 2002.

P. Villamor, R. M. Langridge, W. Ries, R. Carne, K. Wilson, H. Seebeck, and L. Cowan. It's Our Fault – Wairarapa Fault slip rate investigations task : Completion report – Is Wairarapa Fault slip rate decreasing to the north ? Technical Report 170, GNS Science Consultancy Report, 2008.

O. Von Borstel and M. Ingham. Imaging the Wairarapa Fault at Tauwharenikau using magneto-telluric sounding. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 47(2) :281–286, 2004.

L. Wallace and J. Beavan. A large slow slip event on the central Hikurangi subduction interface beneath the Manawatu region, North Island, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 33 (11) :L11301, 2006.

L. Wallace, J. Beavan, R. McCaffrey, and D. Darby. Subduction zone coupling and tectonic block rotations in the North Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, 109(12) :1–21, 2004.

L. Wallace, M. Reyners, U. Cochran, S. Bannister, P. Barnes, K. Berryman, G. Downes, D. Eberhart-Phillips, A. Fagereng, S. Ellis, et al. Characterizing the seismogenic zone of a major plate boundary subduction thrust : Hikurangi Margin, New Zealand. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10(10) :Q10006, 2009.

L. M. Wallace, J. Beavan, R. McCaffrey, K. Berryman, and P. Denys. Balancing the plate motion budget in the South Island, New Zealand using GPS, geological and seismological data. *Geophysical Journal International*, 168(1) :332–552, 2007.

L. M. Wallace, P. Barnes, J. Beavan, R. Van Dissen, N. Litchfield, J. Mountjoy, R. Langridge, G. Lamarche, and N. Pondard. The kinematics of a transition from subduction to strike-slip : An example from the central New Zealand plate boundary. *Journal of Geophysical Research*, 117 :B02405, 2012. doi : 10.1029/2011JB008640.

R. E. Wallace. The San Andreas fault system, California. Technical report, U.S. Geological Survey professional paper : 1515, 1990.

D. Walling and B. Webb. Erosion and sediment yield : a global overview. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 236 :3–20, 1996.

J. Walsh and J. Watterson. Distributions of cumulative displacement and seismic slip on a single normal fault surface. *Journal of Structural Geology*, 9(8) :1039–1046, 1987.

J. Walsh, W. Bailey, C. Childs, A. Nicol, and C. Bonson. Formation of segmented normal faults : a 3-D perspective. *Journal of Structural Geology*, 25(8) :1251–1262, 2003. doi : 10.1016/S0191-8141(02)00161-X.

N. Wang and R. Grapes. Infrared-stimulated luminescence dating of late Quaternary aggradation surfaces and their deformation along an active fault, southern North Island of New Zealand. *Geomorphology*, 96(1) :86–104, 2008.

R. Weldon, K. Scharer, T. Fumal, and G. Biasi. Wrightwood and the earthquake cycle : What a long recurrence record tell us about how faults work. *GSA Today*, 14(9) :4–10, 2004. doi : 10.1130/1052-5173(2004)014<4.

A. Wells and J. Goff. Coastal dunes in Westland, New Zealand, provide a record of paleoseismic activity on the Alpine fault. *Geology*, 35(8) :731–734, 2007.

A. Wells, M. Yetton, R. Duncan, and G. Stewart. Prehistoric dates of the most recent Alpine fault earthquakes, New Zealand. *Geology*, 27(11) :995–998, 1999.

D. L. Wells and K. J. Coppersmith. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4) :974–1002, 1994.

S. Wesnousky. Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures : Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4) :1609–1632, 2008.

S. Wesnousky, C. Prentice, and K. Sieh. An offset Holocene stream channel and the rate of slip along the northern reach of the San Jacinto fault zone, San Bernardino Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 103(5) :700–709, 1991.

D. Wise, J. Cassidy, and C. Locke. Geophysical imaging of the quaternary Wairoa North Fault, New Zealand : a case study. *Journal of Applied Geophysics*, 53(1) :1–16, 2003.

G. Wittlinger, P. Tapponnier, G. Poupinet, J. Mei, S. Danian, G. Herquel, and F. Masson. Tomographic evidence for localized lithospheric shear along the Altyn Tagh fault. *Science*, 282 (5386) :74–76, 1998.

R. A. Wood, J. R. Pettinga, S. Bannister, G. Lamarche, and T. J. McMorran. Structure of the Hanmer Strike-Slip Basin, Hope Fault, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 106 :1459–1473, 1994.

D. Wyatt and T. Temples. Ground-penetrating radar detection of small-scale channels, joints and faults in the unconsolidated sediments of the Atlantic Coastal Plain. *Environmental Geology*, 27(3) :219–225, 1996.

J. Yang. The Kakapo Fault -a major active dextral fault in the central North Canterbury-Buller regions of New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 34(2) :137–143, 1991.

R. Yeats, K. Sieh, and C. Allen. *The geology of earthquakes*, volume 568. Oxford University Press New York, 1997.

M. Yetton. Progress in understanding the paleoseismicity of the central and northern Alpine Fault, Westland, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 41(4) :475–483, 1998a.

M. Yetton. Paleoseismic trench investigation of the active trace of the Wairau section of the Alpine Fault, Renwick Area, Marlborough District. Technical report, Marlborough District Council, 2003.

M. Yetton and D. Nobes. Recent vertical offset and near-surface structure of the Alpine Fault in Westland, New Zealand, from ground penetrating radar profiling. *New Zealand journal of geology and geophysics*, 41(4) :485–492, 1998a.

M. D. Yetton and D. C. Nobes. Recent vertical offset and near-surface structure of the Alpine Fault in Westland, New Zealand, from ground penetrating radar profiling. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 41 :485–492, 1998b.

O. Yilmaz. *Seismic data processing*. Society of Exploration Geophysicists, Ulsa, 1987.

Ö. Yilmaz. *Seismic data analysis : processing, inversion, and interpretation of seismic data*. Number 10 in Investigations in Geophysics. SEG Books, 2001.

R. Young, Z. Deng, and J. Sun. Interactive processing of GPR data. *The Leading Edge*, 14(4) : 275–280, 1995.

R. a. Young and N. Lord. A hybrid laser-tracking/GPS location method allowing GPR acquisition in rugged terrain. *The Leading Edge*, 21 :486–490, 2002. doi : 10.1190/1.1481260.

R. a. Young, Z. Deng, K. J. Marfurt, and S. E. Nissen. 3-D dip filtering and coherence applied to GPR data : A study. *The Leading Edge*, 16 :921–1018, 1997. doi : 10.1190/1.1437699.

J. Zachariasen. Size and timing of large prehistoric earthquakes on the Wairau Fault, South Island. Technical report, Institute of Geological & Nuclear Sciences, 2001.

J. Zachariasen, K. Sieh, F. Taylor, R. Edwards, and W. Hantoro. Submergence and uplift associated with the giant 1833 Sumatran subduction earthquake : Evidence from coral microatolls. *Journal of Geophysical Research*, 104(B1) :895–919, 1999.

J. Zachariasen, K. Berryman, R. Langridge, C. Prentice, M. Rymer, M. Stirling, and P. Villamor. Timing of late Holocene surface rupture of the Wairau fault, Marlborough, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 49(1) :159–174, 2006.

J. D. Zechar and K. L. Frankel. Incorporating and reporting uncertainties in fault slip rates. *Journal of Geophysysical Research*, 2009.

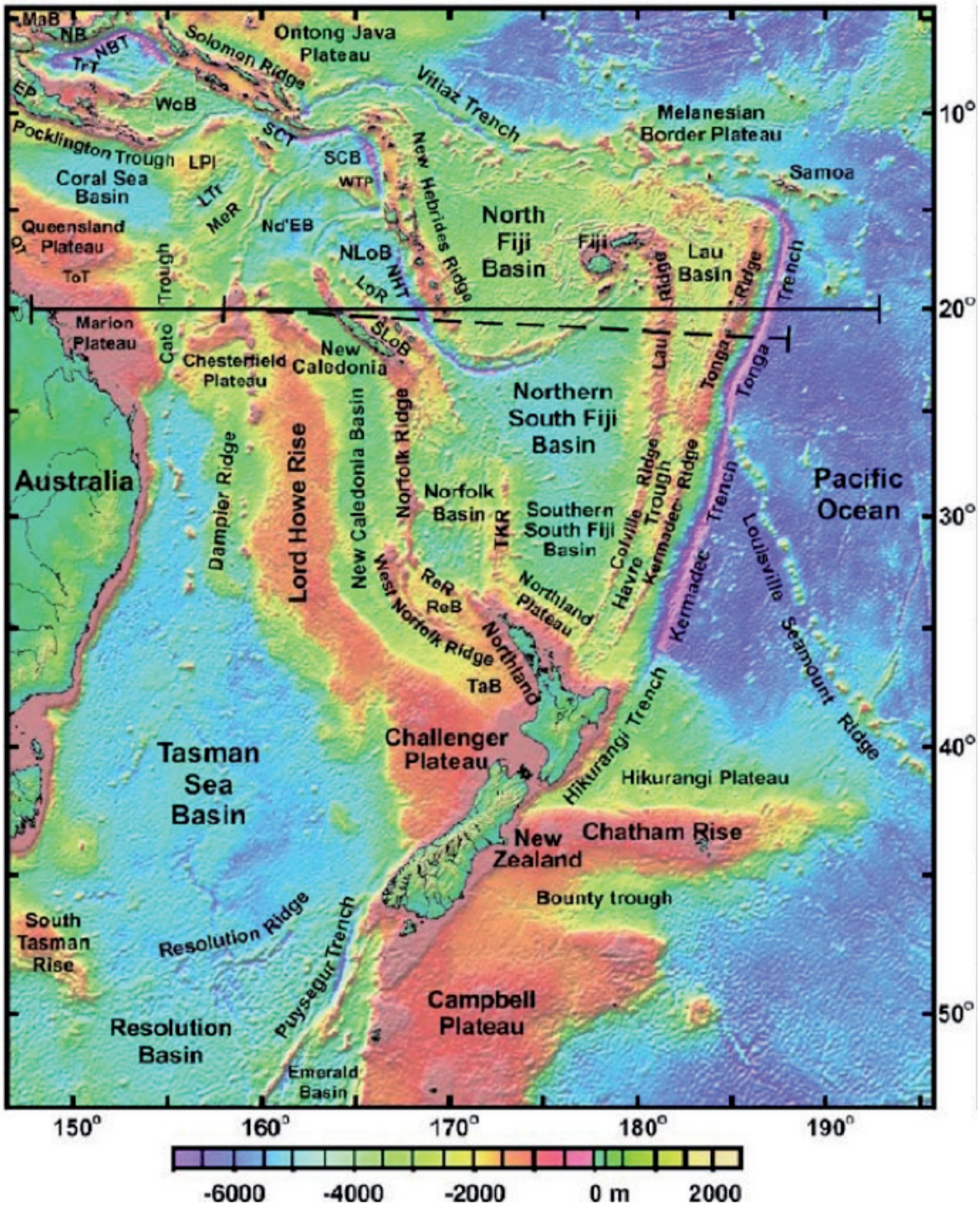
O. Zielke and J. Arrowsmith. LaDiCaoz and LiDARimager—MATLAB GUIs for LiDAR data handling and lateral displacement measurement. *Geosphere*, 8(1) :206–221, 2012.

O. Zielke, J. R. Arrowsmith, L. G. Ludwig, and S. O. Akçiz. Slip in the 1857 and Earlier Large Earthquakes Along the Carrizo Plain, San Andreas Fault . *Science*, 327(5969) :1119–1122, Feb. 2010.

Annexes

ANNEXE A : CONTEXTE GÉNÉRAL

Supplement A- 1: Bathymétrie et topographie du sud-ouest du Pacifique décrivant la géométrie de la limite de plaque pacifique [d'après Schellart et al., 2006].

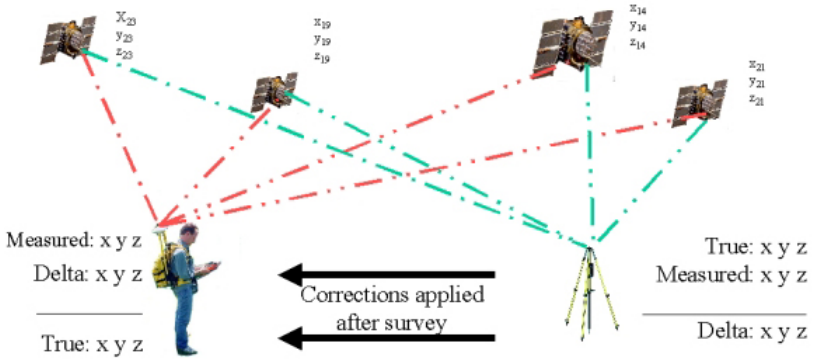


ANNEXE B:ACQUISITIONS ET TRAITEMENTS DES DONNÉES GPS

Le GPS cinématique différentiel et le GPS RTK

Principe – Comme son nom l'indique, le principe du GPS différentiel est basé sur la différence de deux signaux reçus en deux points voisins qui permet de réduire les effets des erreurs de mesures. Il suffit donc d'observer en un point connu les fluctuations des mesures, et de les soustraire à un second point observant les mêmes satellites (Supp. B-1). On corrige ainsi une grande partie des erreurs de mesures, qu'elles soient liées aux satellites (horloge, orbites), aux conditions de propagation (effets troposphériques, ionosphériques, atmosphériques) ou à des fluctuations volontaires du signal émis. La précision du positionnement passe alors de l'ordre de 10-20 mètres à quelques centimètres et d'autant plus que la distance entre les points de mesure est faible.
Le mode « différentiel » existe en plusieurs variantes. La plus élaborée utilise la mesure de plusieurs différences de phases, augmentant ainsi la précision des mesures. La différence entre le GPS cinématique différentiel et le GPS RTK que nous avons utilisés, est que pour le premier système, les deux récepteurs sont indépendants tandis que pour le second système, les récepteurs communiquent par radio pour se transmettre les corrections en temps réel. Dans le premier cas, un traitement à posteriori des données est nécessaire. Dans le second cas, les données sont traitées en temps réel. Un second intérêt du GPS RTK, autre que l'absence de post-traitement, est la connaissance de la fin de la phase d'initialisation. Cette initialisation correspond à la période minimum de signal nécessaire à aligner les signaux, c'est à dire à résoudre l'ambiguïté de groupe et de phase. A la fin de cette période, le récepteur nous informe qu'il est en mesure de calculer les corrections et que l'on peut commencer les mesures. En ce qui concerne le GPS cinématique, cette durée n'est pas connue, et varie selon le type d'initialisation (fixe ou en mouvement), la distance entre les deux systèmes GPS et la taille du masque. Un désavantage du GPS RTK est qu'il utilise les ondes radio comme le géoradar. Les systèmes GPS RTK doivent donc rester à une distance suffisante du géoradar pour ne pas perturber les mesures.

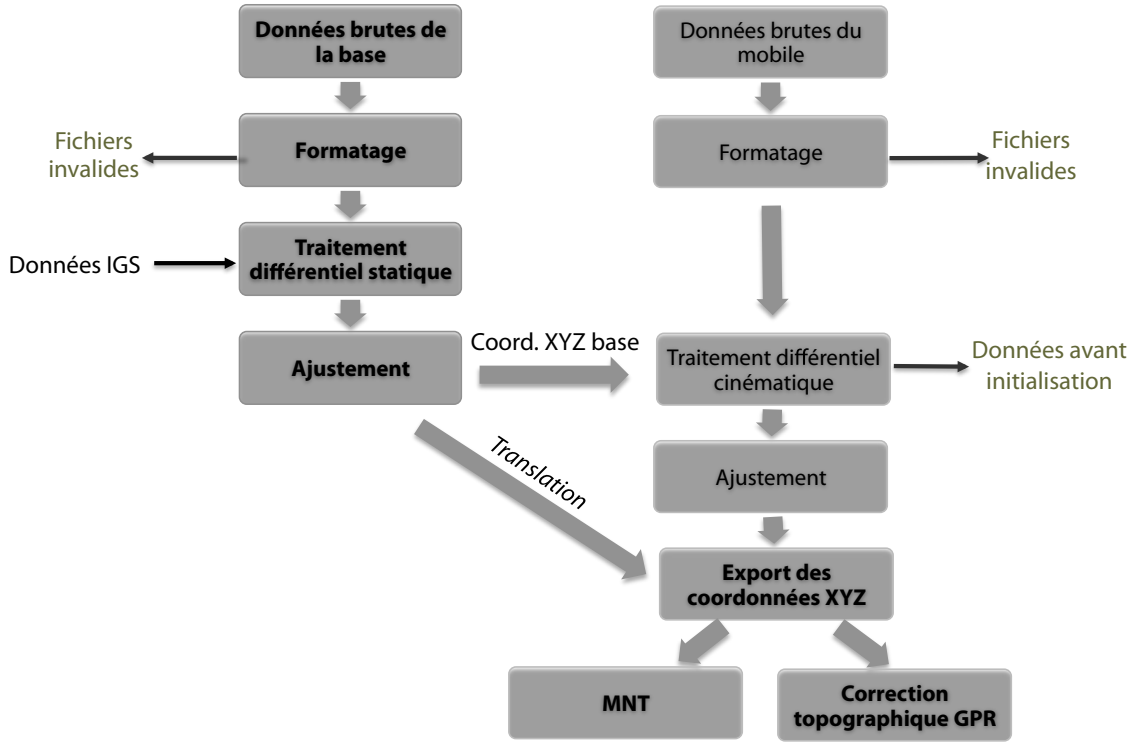
Acquisition et traitement des données GPS – Lors de la première série d'acquisition GPS, nous avons utilisé 3 récepteurs GPS de type TOPCON GB1000 reliés à des antennes GPS de type Ashtech PGA1. L'un des systèmes est fixe et utilisé comme "base"; les deux autres systèmes sont mobiles, montés sur des sac à dos et utilisés en mode cinématique avec une fréquence d'acquisition de 1 Hz. L'un des mobiles est dédié à l'enregistrement



Supplement B- 1: Principe du GPS différentiel

de la position et de la topographie des profils GPR, le second mobile à l'acquisition de points de levés topographiques autour et entre les profils GPR afin de construire un modèle numérique de terrain (MNT). Lors de la seconde mission, nous disposions de deux systèmes GPS RTK Trimble, composés chacun d'un mobile, d'une base et d'un contrôleur, se transmettant les corrections et les données en temps réel par radio. De même, l'un des systèmes est dédié à la localisation des profils GPR, et l'autre au levé topographique. Les fréquences d'acquisitions sont de 1 Hz et 5 Hz, respectivement.

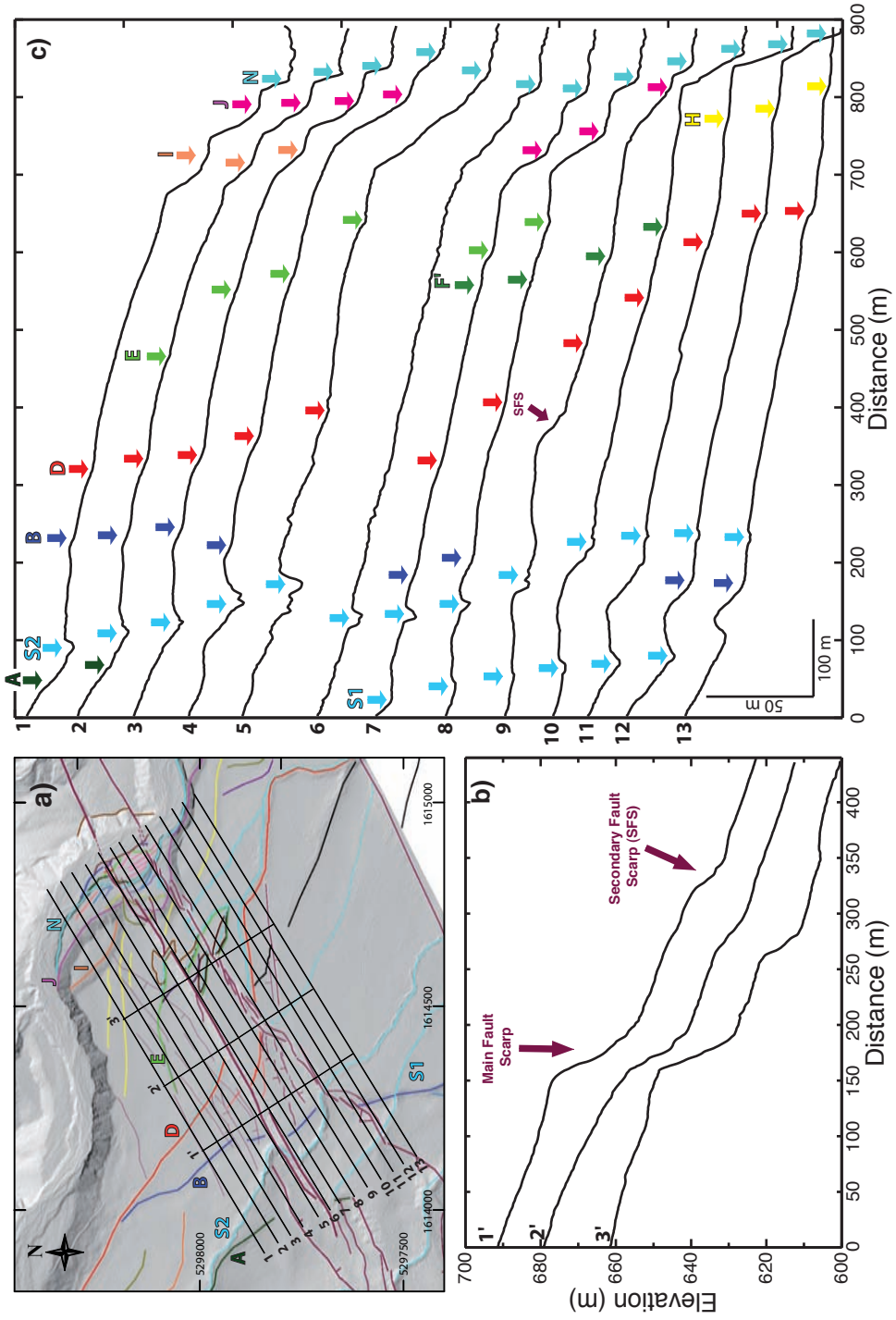
L'ensemble des données subit ensuite un post-traitement (Supp. B-2). En effet, même si les positions relatives des données GPS RTK sont connues avec une précision de quelques centimètres, il est nécessaire de connaître précisément leur position absolue afin de les importer dans un logiciel de SIG et de les superposer à d'autres données géoréférencées (de haute résolution). La première étape du traitement des données GPS consiste donc à calculer de façon différentielle la position des récepteurs 'base' par rapport à la position de 3 stations GPS permanentes néo-zélandaises (données disponibles sur le site http://www.linz.govt.nz/). La position relative des données GPS RTK mobile étant déjà corrigée en temps réel, leur position est simplement translatée de la même quantité que la translation de la position de la base après correction. Les positions relatives du récepteur mobile par rapport à la base sont calculées dans un second temps pour les données provenant des systèmes cinématiques.



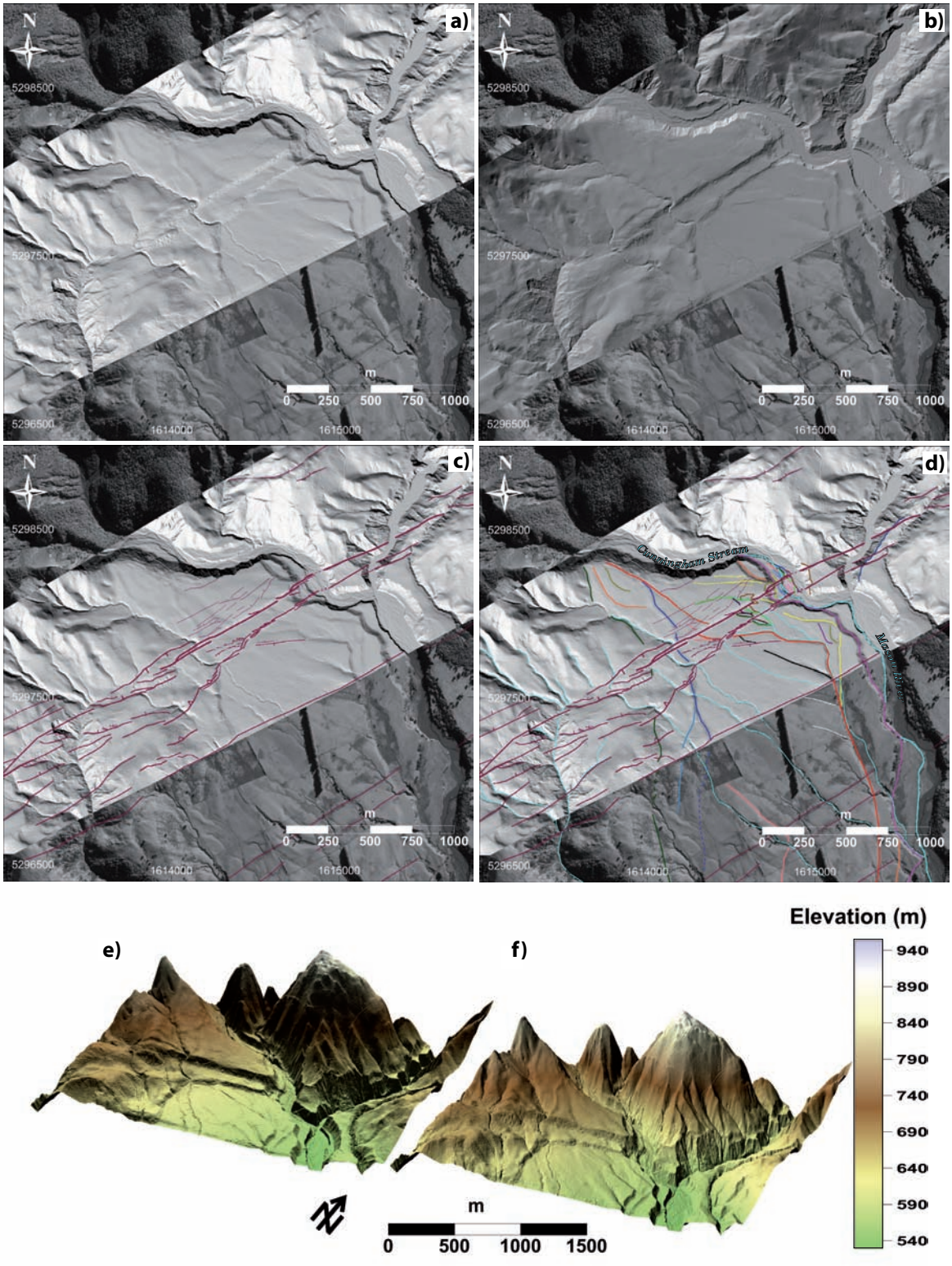
Supplement B- 2: Traitement des données GPS. En gras le traitement commun aux données GPS différentiel et RTK, en italique le traitement propre au GPS RTK, en normal le traitement propre au GPS différentiel, en vert les données inutilisables.

ANNEXE C : GPR-BASED PALEOSEISMOLOGY – ELECTRONIC SUPPLEMENT

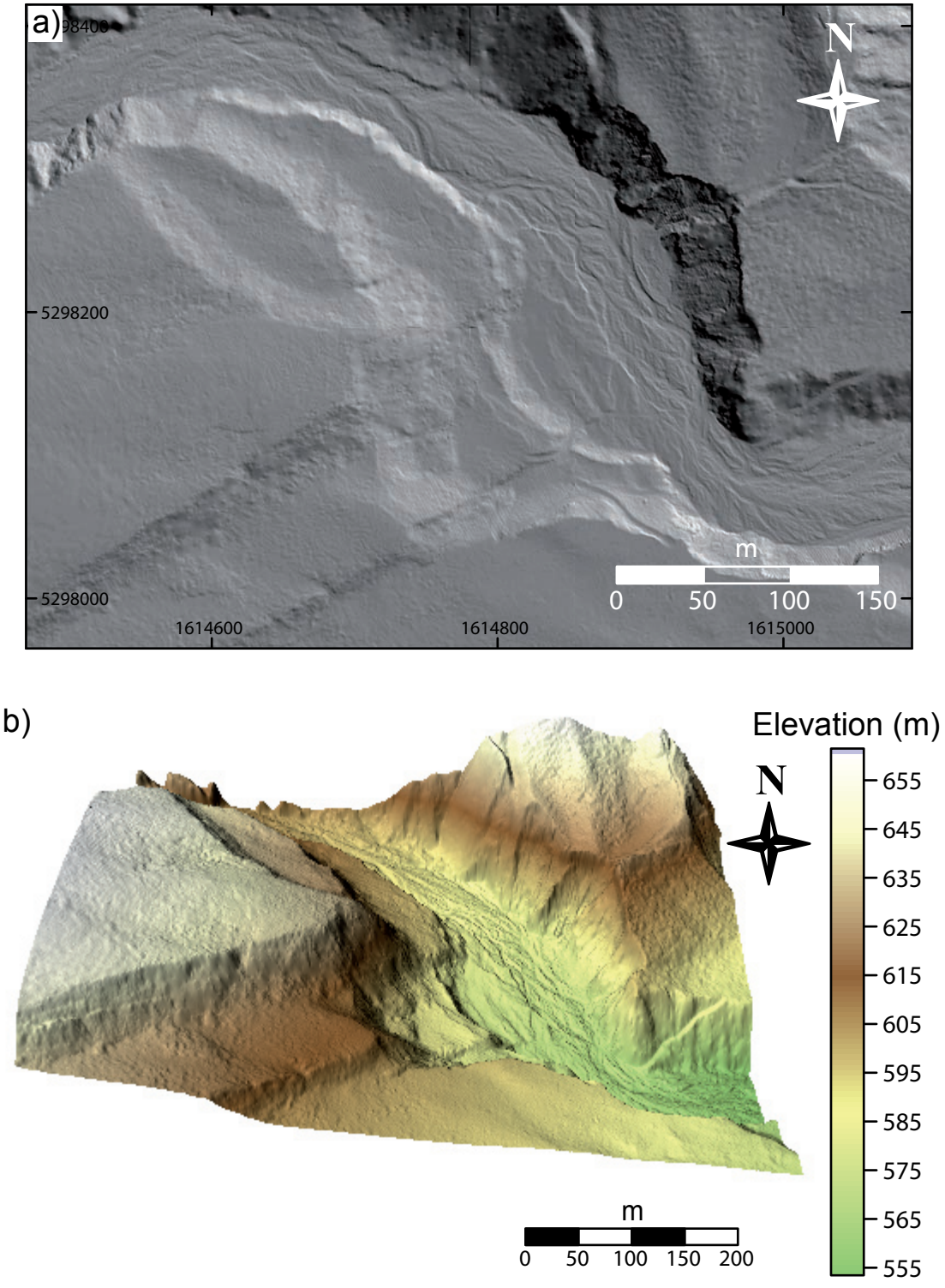
Supplement C- 1: Topographic profiles extracted from the LiDAR data, showing the faults and major surface morphological markers. (a) Location of the profiles on the LiDAR image of the Terako site. (b) Profiles perpendicular to the faults, clearly showing the two fault scarps. (c) Profiles parallel to the faults, evenly distributed in the three fault compartments, and showing the topographic imprints of the major surface morphological markers described in text.



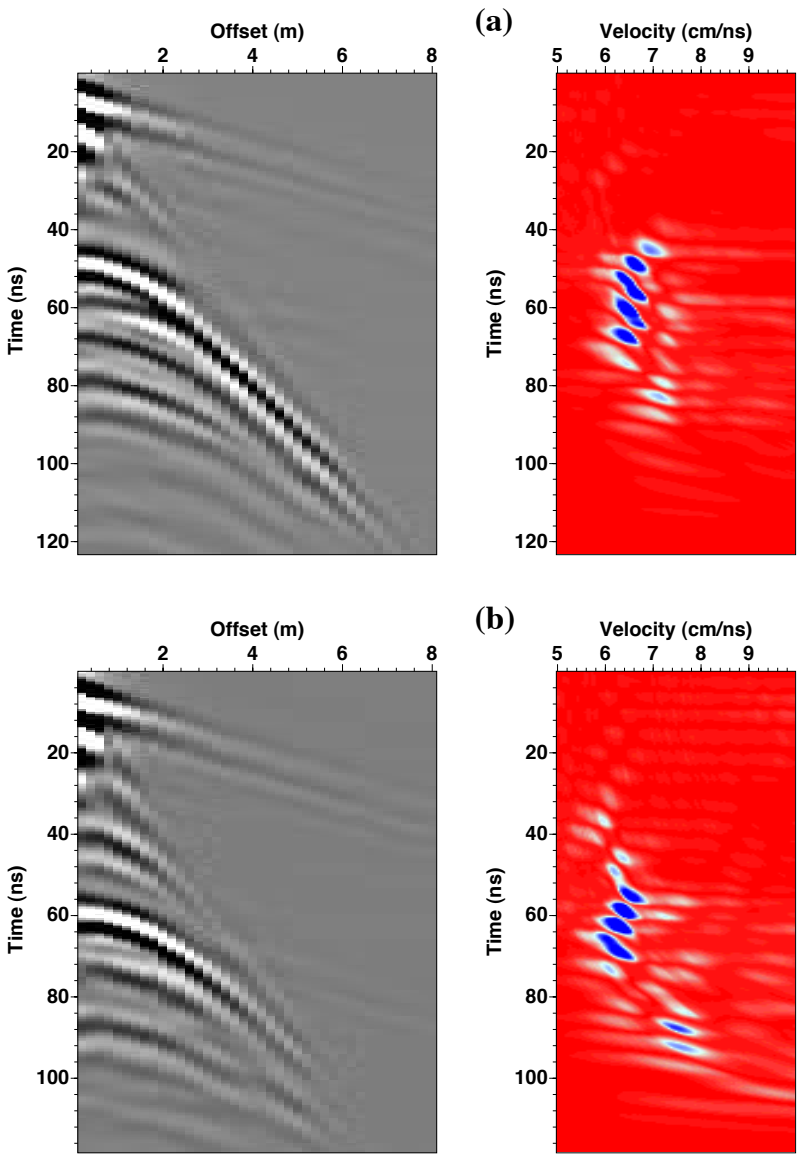
Supplement C- 2: Close-up views of Terako surface. (a and b) Superimposition of LiDAR data illuminated from SW and NW, respectively, onto Ikonos satellite image. (c) Fault mapping based on the analysis of (a) and (b). (d) Morphotectonic analysis of (a) and (b). Colored lines represent identified surface morphological markers, as described in text. (e and f) 3D views of Terako surface observed in LiDAR data illuminated from NW and SW, respectively.



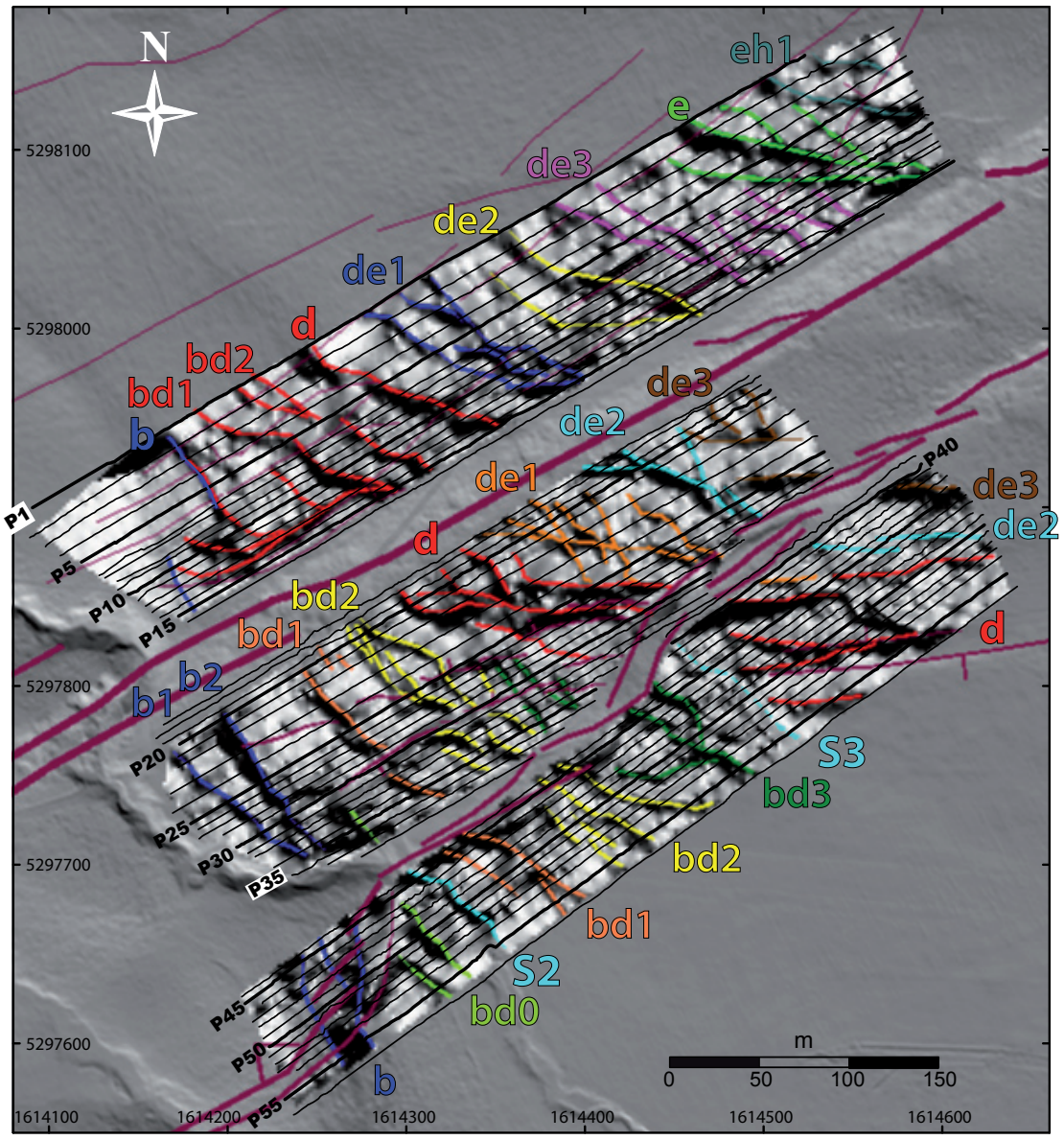
Supplement C- 3: Close-up views of easternmost terrace risers and other markers. (a) Shaded LiDAR DEM illuminated from NW, hence complementary to Figure 3.8 a. (b) 3D northward view of Lidar DEM, illuminated from NW.



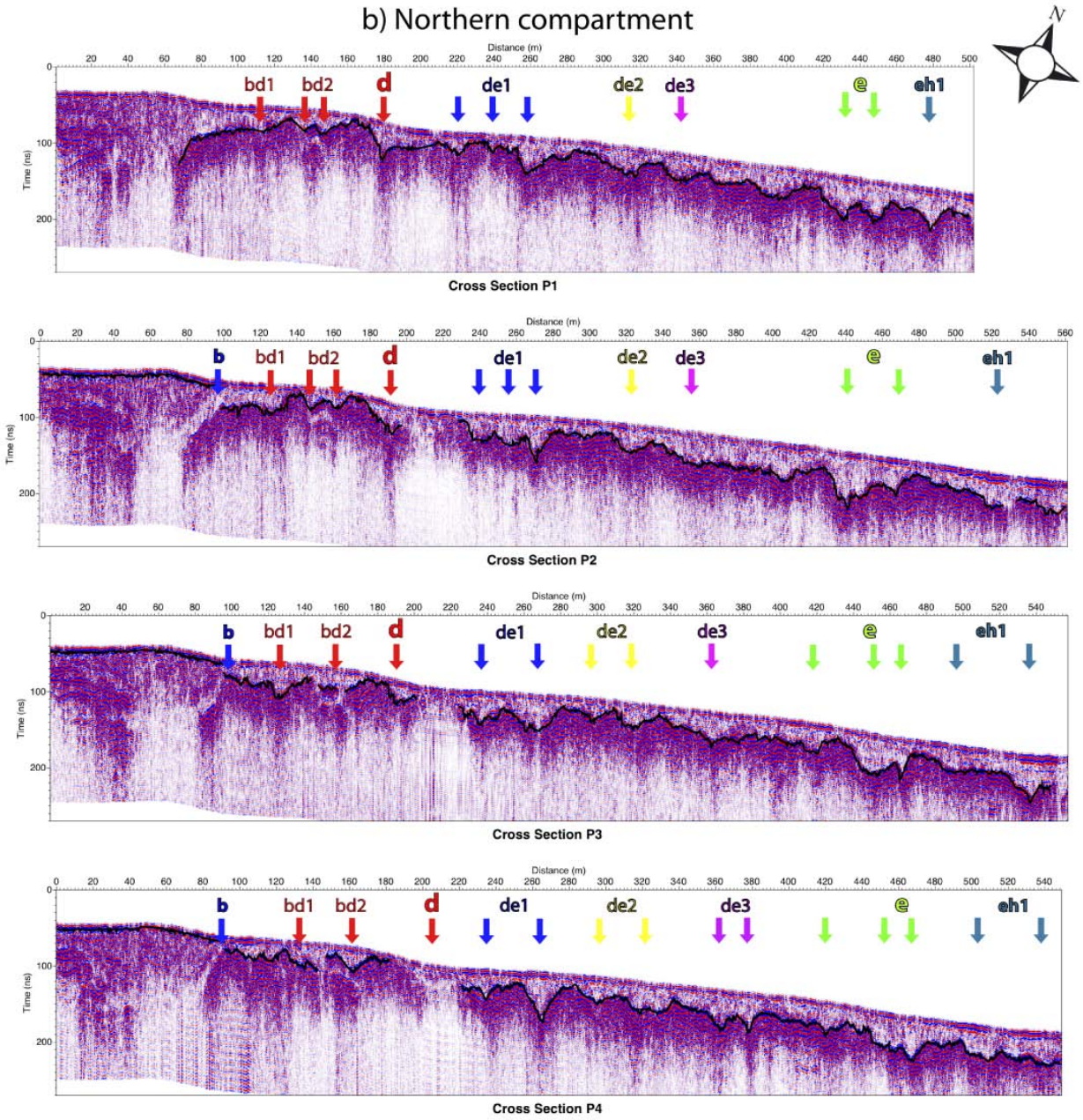
Supplement C- 4: CMP data acquisitions. (a) CMP1West. (b) CMP1East. The two CMPs are located at the edge and at the bottom, respectively, of a trough incising Layer 2 (Fig. 3.10), corresponding to the difference in time arrival of the prominent reflection. CMPs are shown on the left. On the right are the corresponding NMO semblance plots on which colder colors represent higher values.



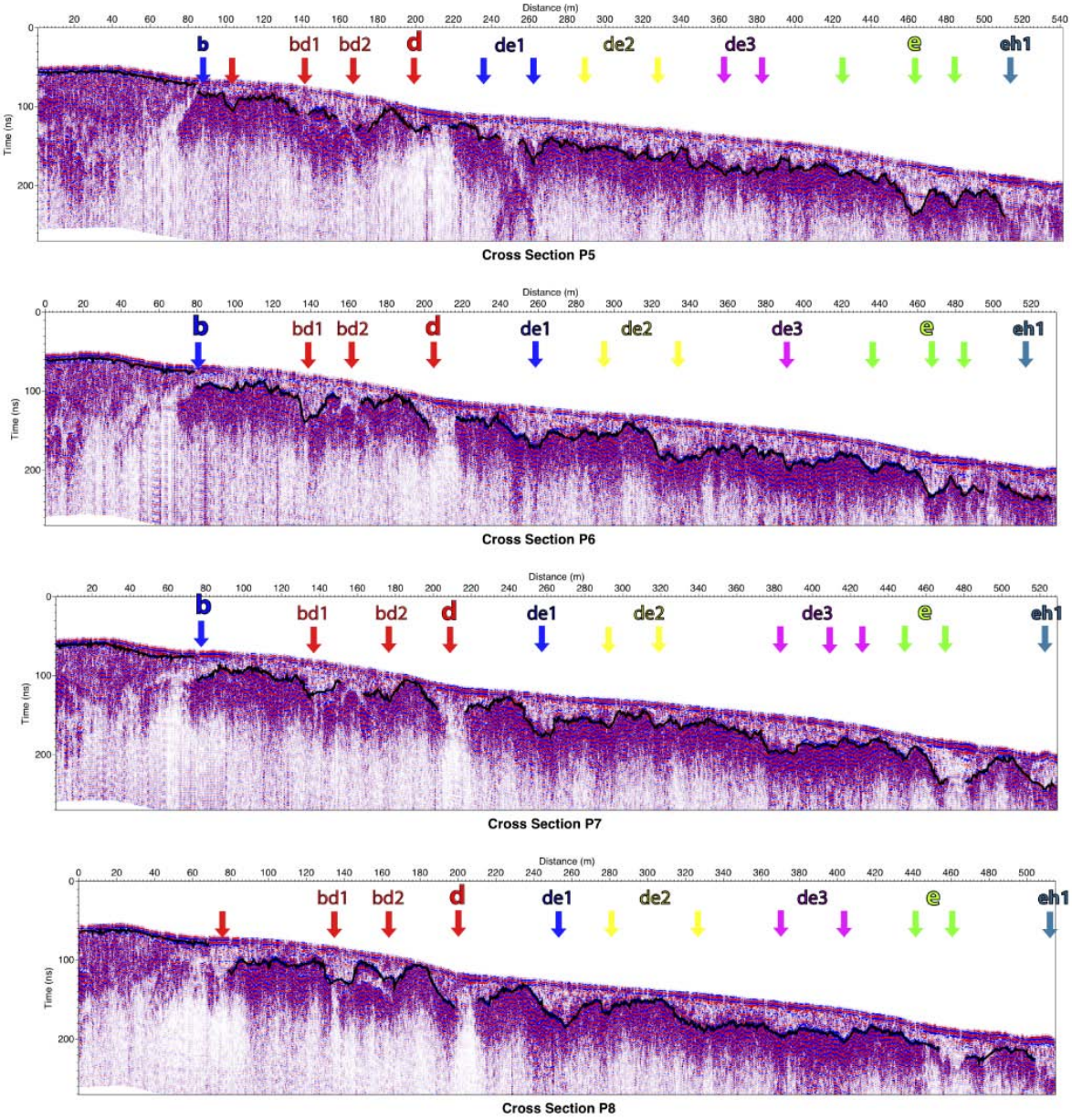
Supplement C- 5: The 56 processed GPR profiles recorded parallel to the fault using 250 MHz antennas. (a) Location of the GPR profiles with respect to the identified buried markers (Fig.3.14 b). (b) Processed profiles in northern compartment, presented from north to south. The black line represents the picked layer 2 top reflector. The colored arrows and letters indicate the buried channels mapped in Figure 3.14 b. (c) Processed profiles in central compartment. All symbols as before. (d) Processed profiles in southern compartment. All symbols as before.



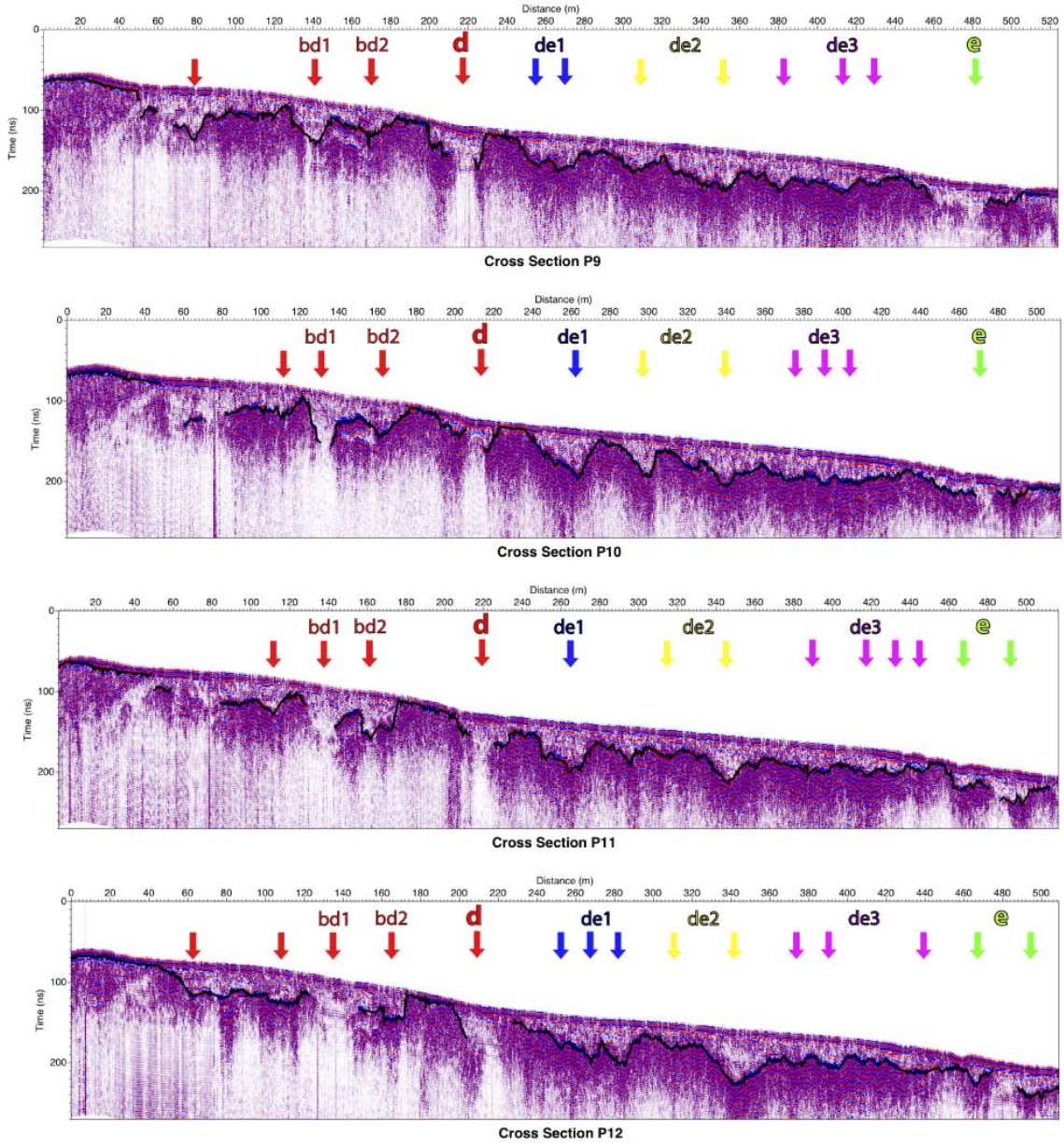
Supplement C- 5: Continued



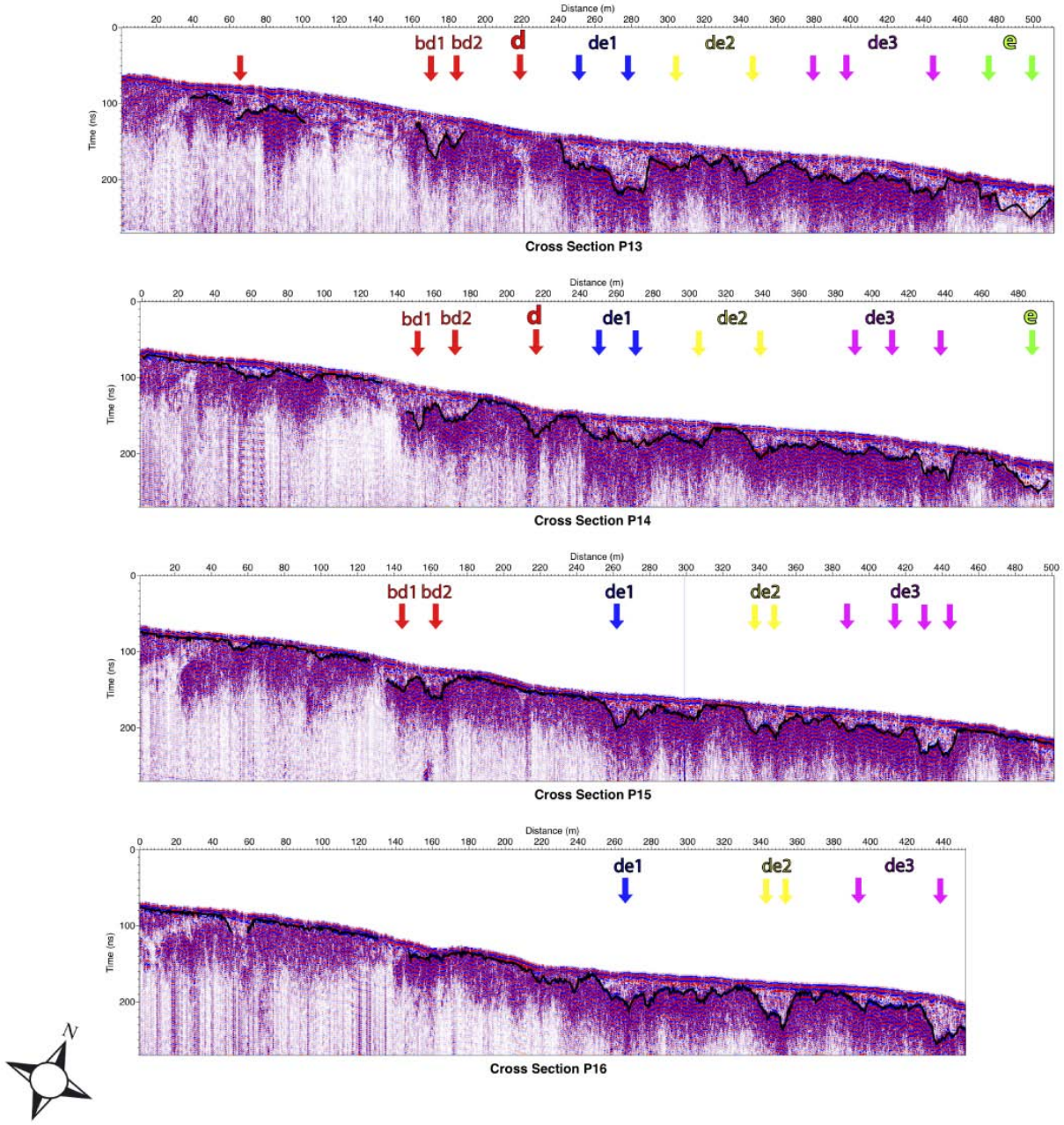
Supplement C- 5: Continued



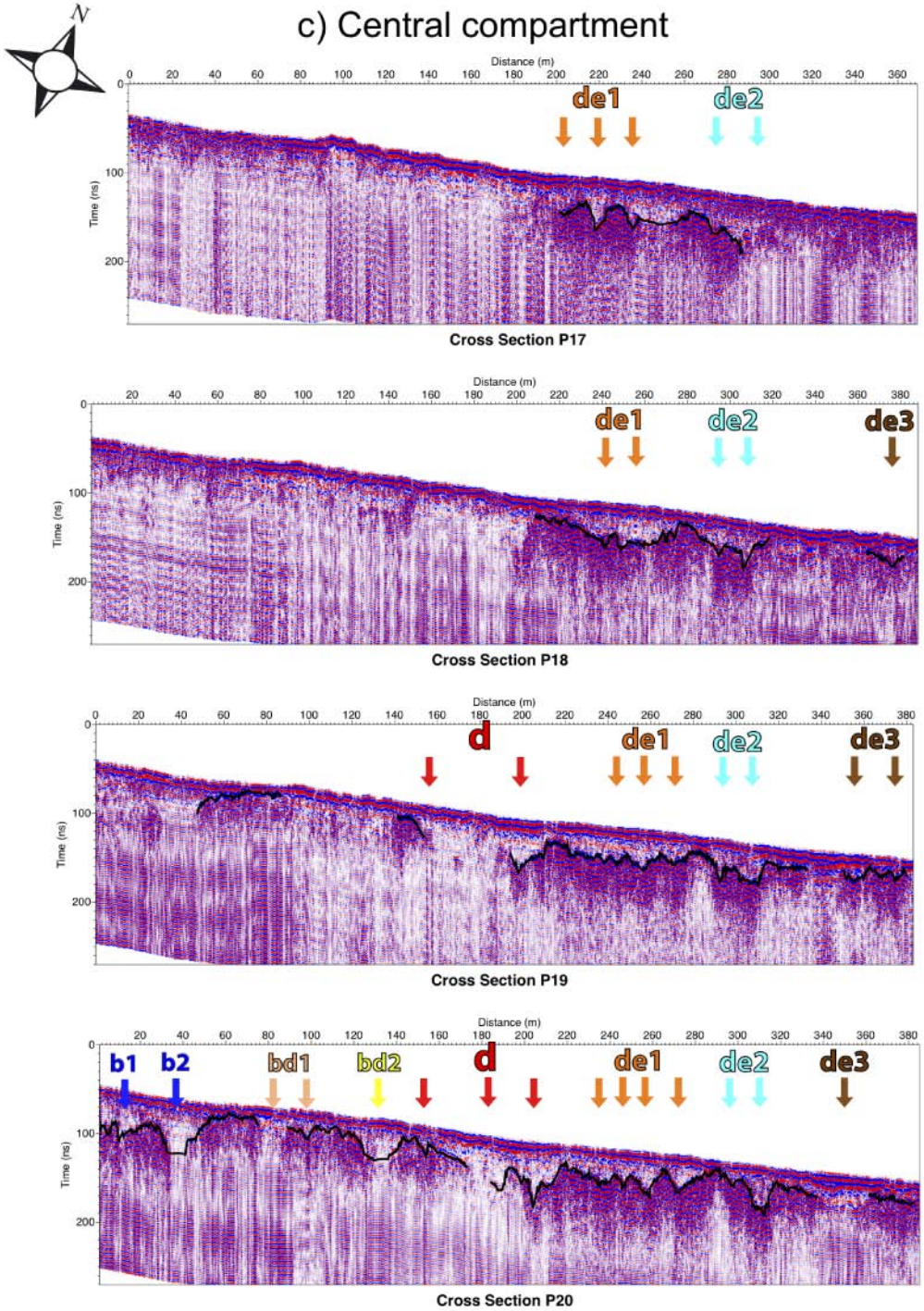
Supplement C- 5: Continued



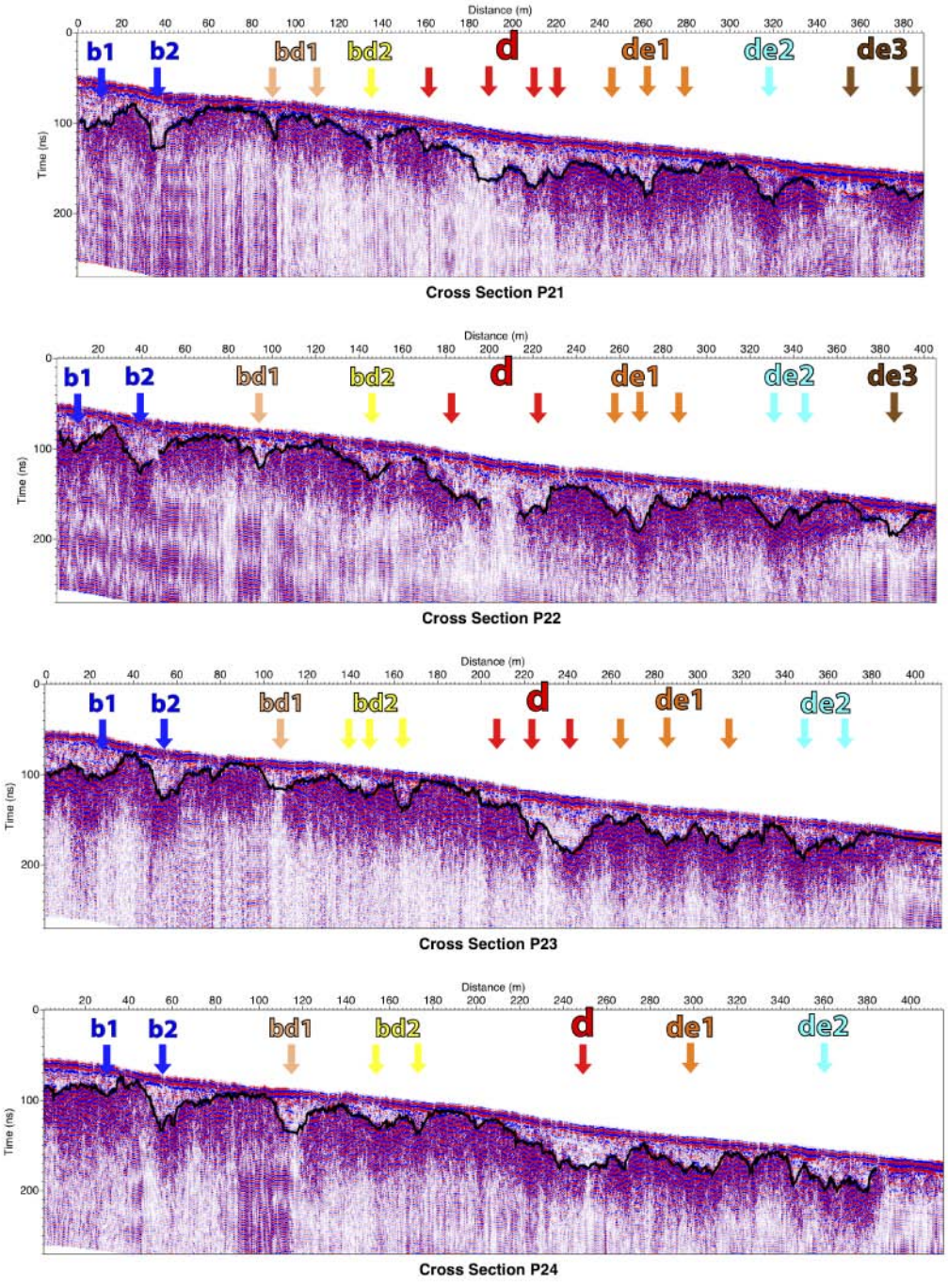
Supplement C- 5: Continued



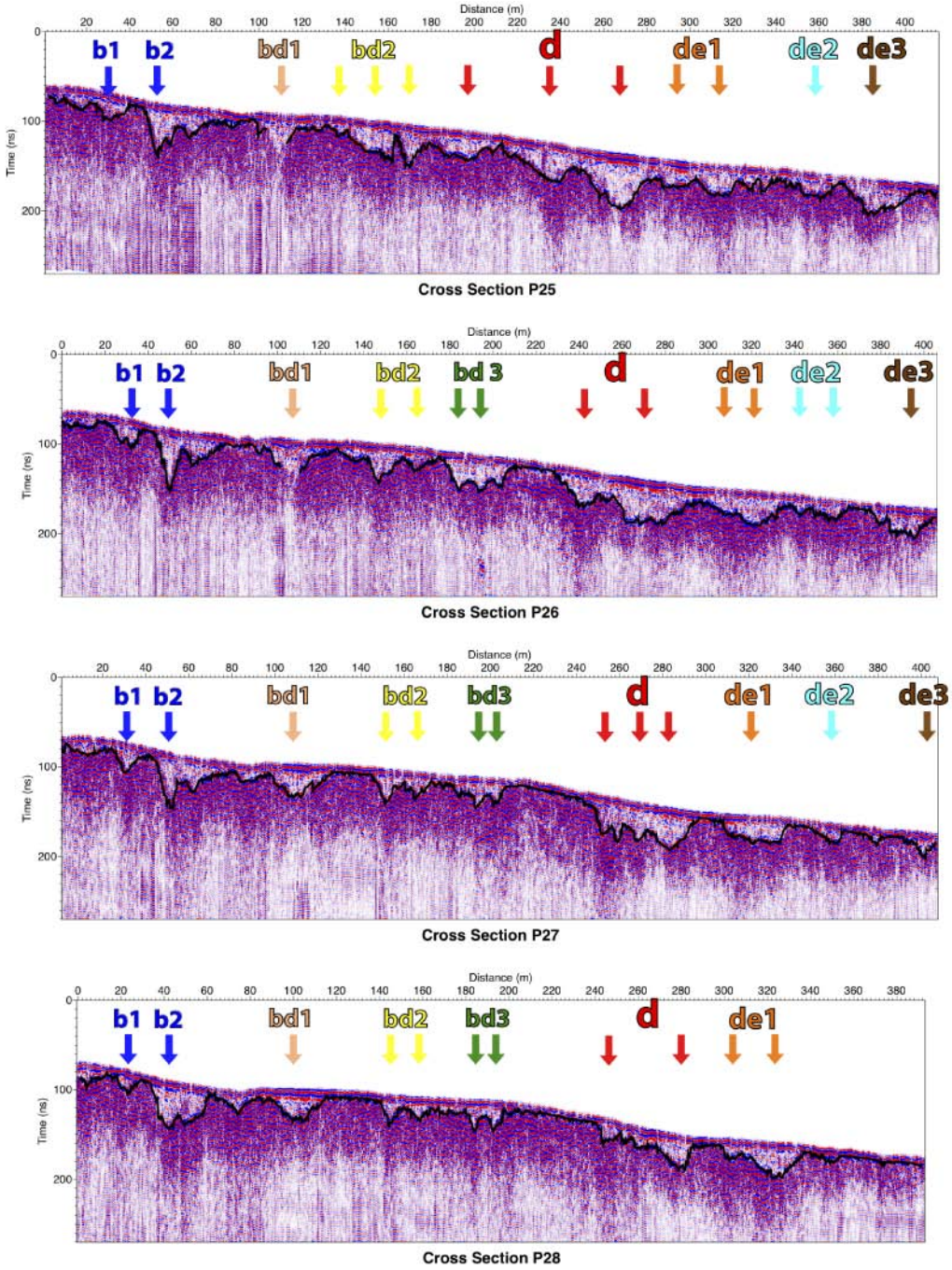
Supplement C- 5: Continued



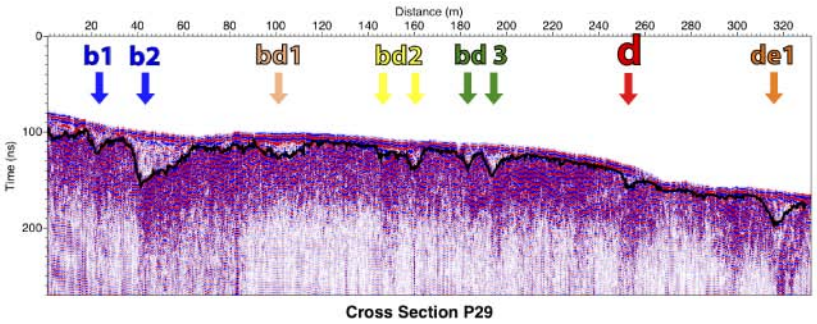
Supplement C- 5: Continued



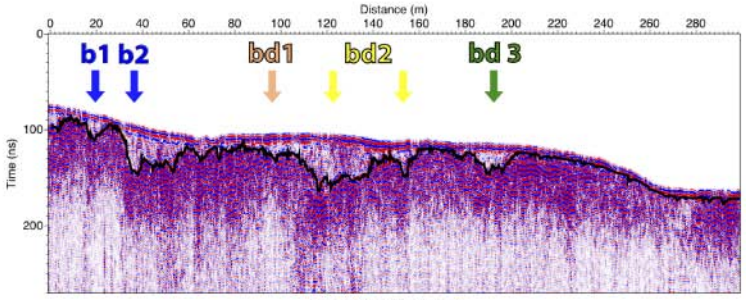
Supplement C- 5: Continued



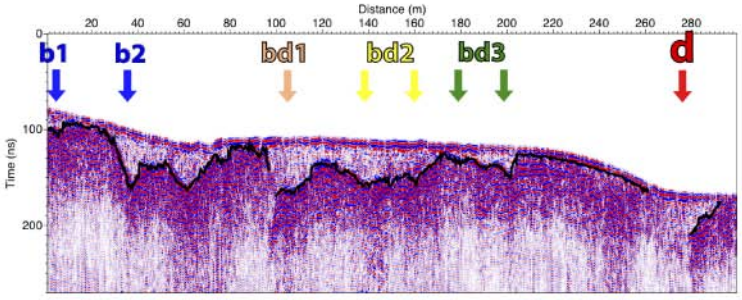
Supplement C- 5: Continued



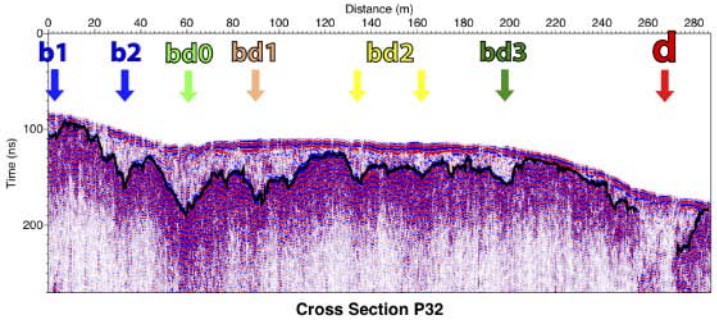
Cross Section P29



Cross Section P30

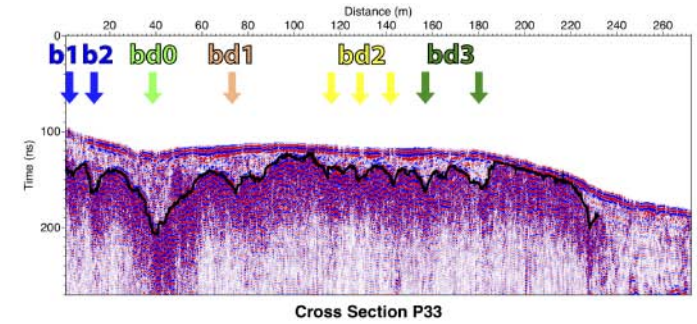


Cross Section P31

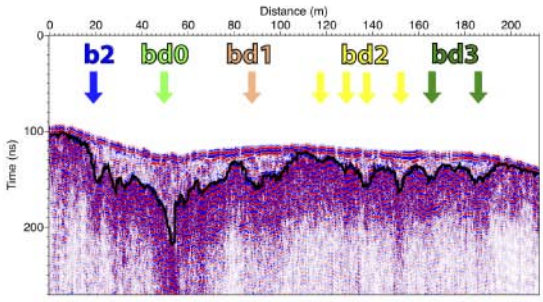


Cross Section P32

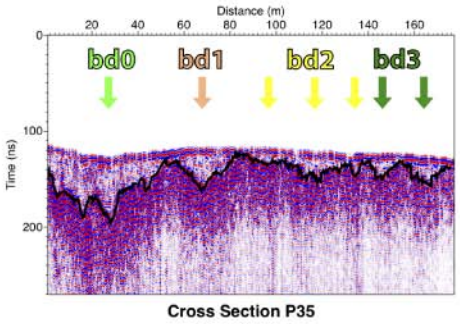
Supplement C- 5: Continued



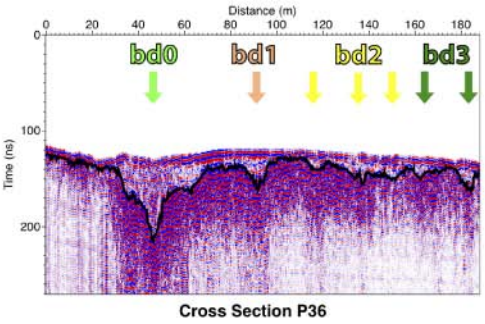
Cross Section P33



Cross Section P34

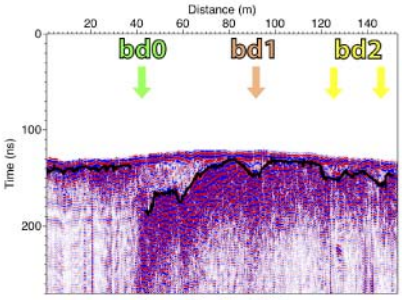


Cross Section P35

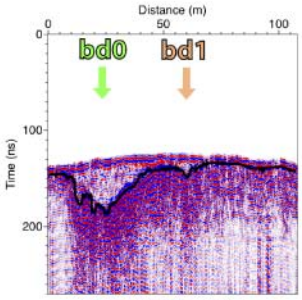


Cross Section P36

Supplement C- 5: Continued



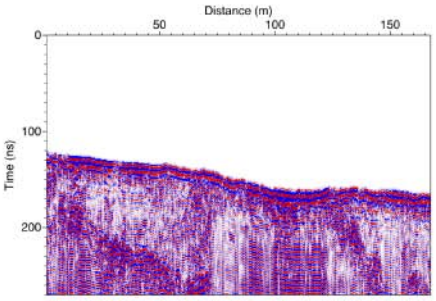
Cross Section P37



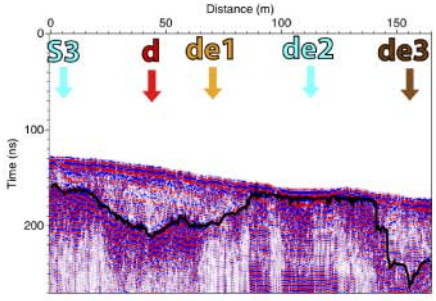
Cross Section P38

Supplement C- 5: Continued

d) Southern Compartment

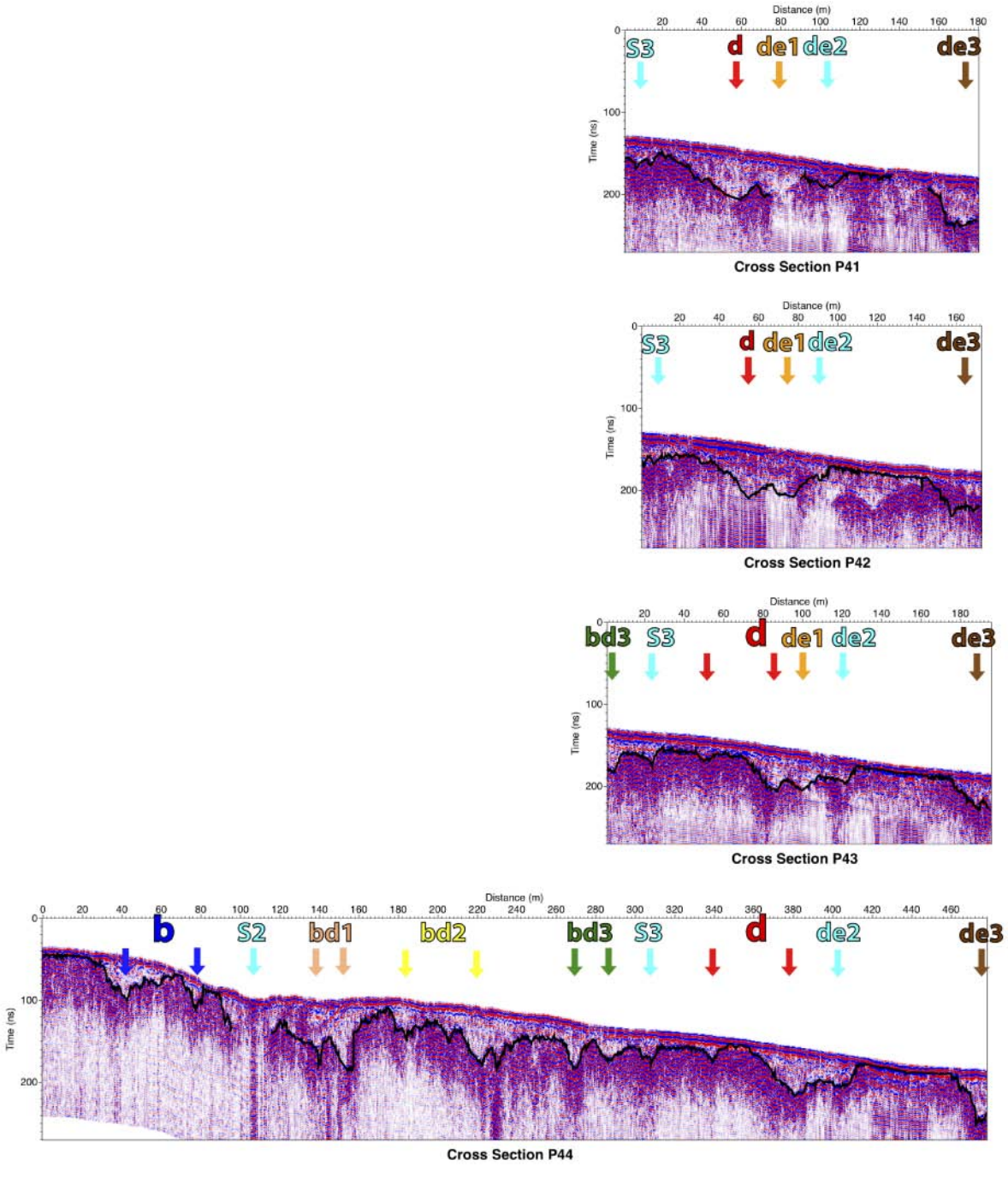


Cross Section P39

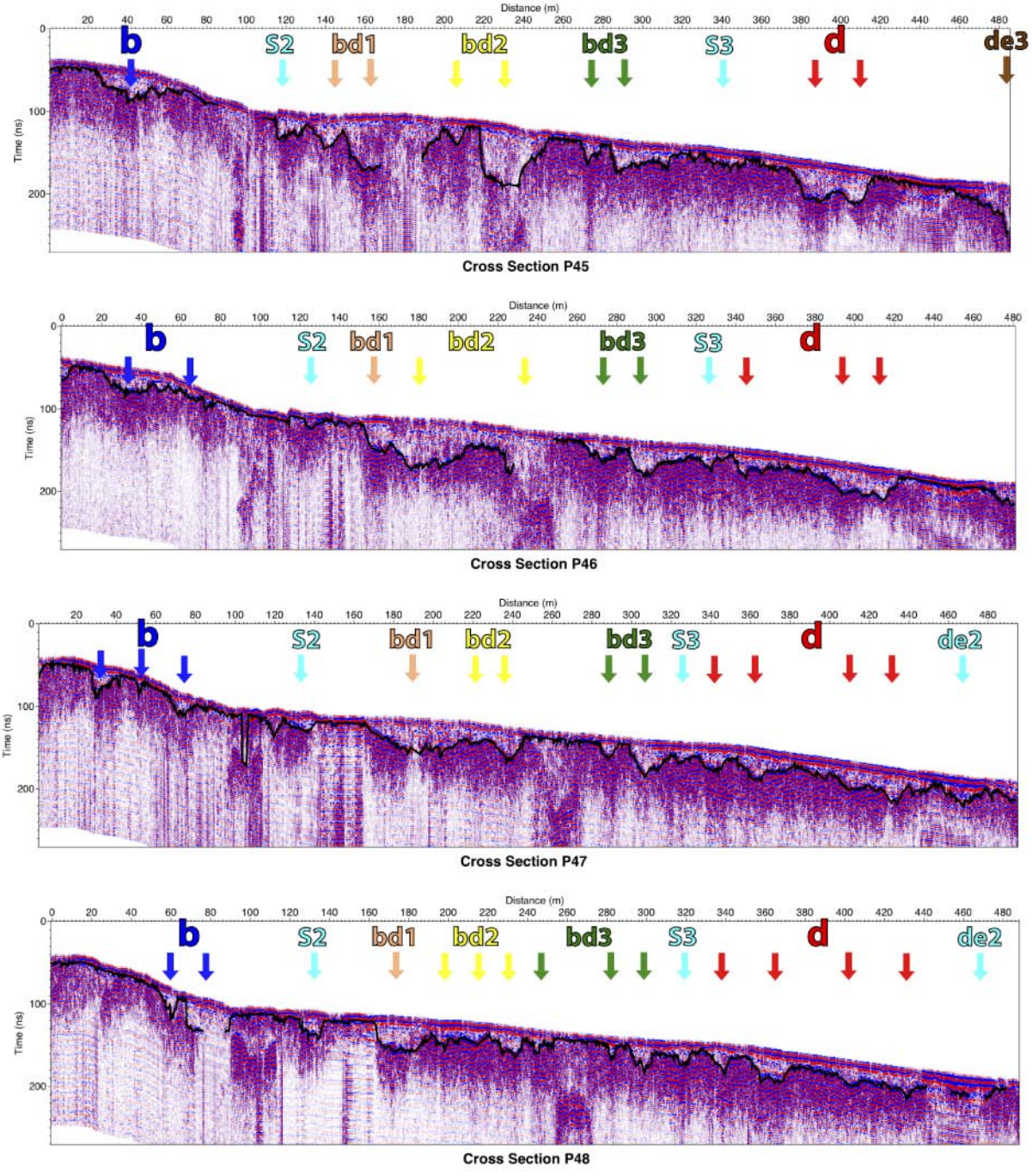


Cross Section P40

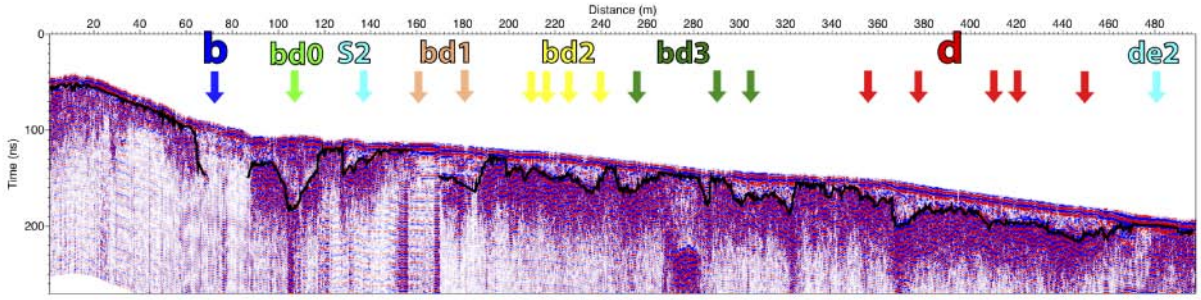
Supplement C- 5: Continued



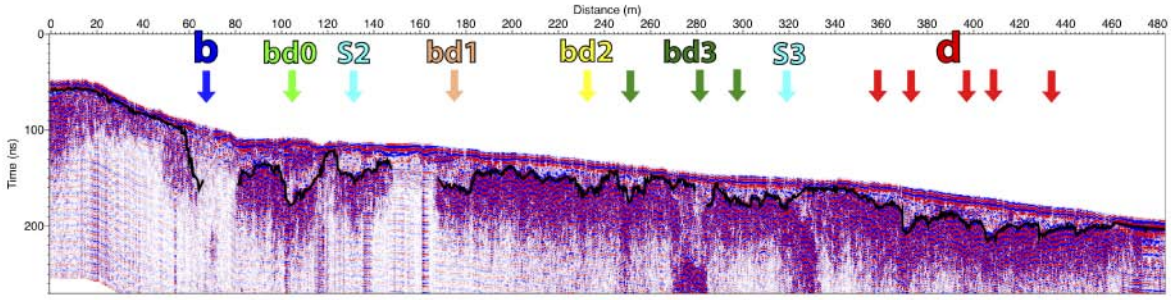
Supplement C- 5: Continued



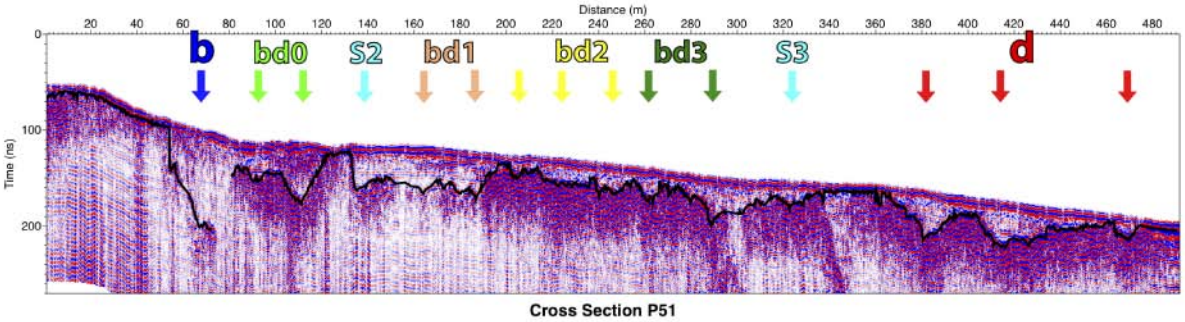
Supplement C- 5: Continued



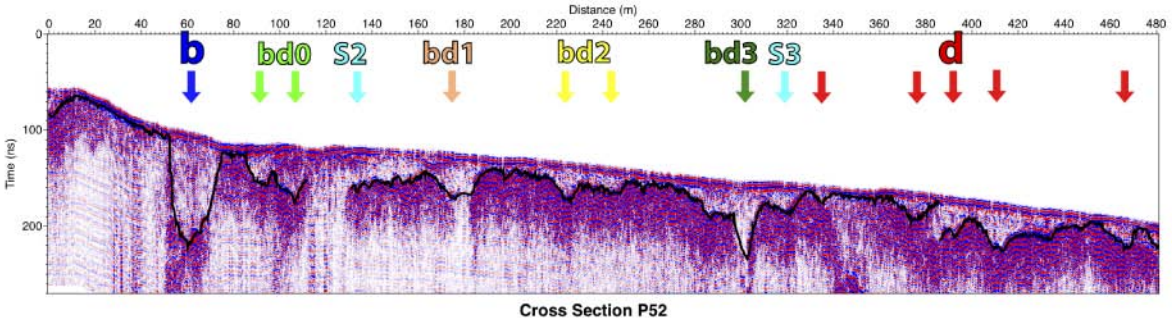
Cross Section P49



Cross Section P50

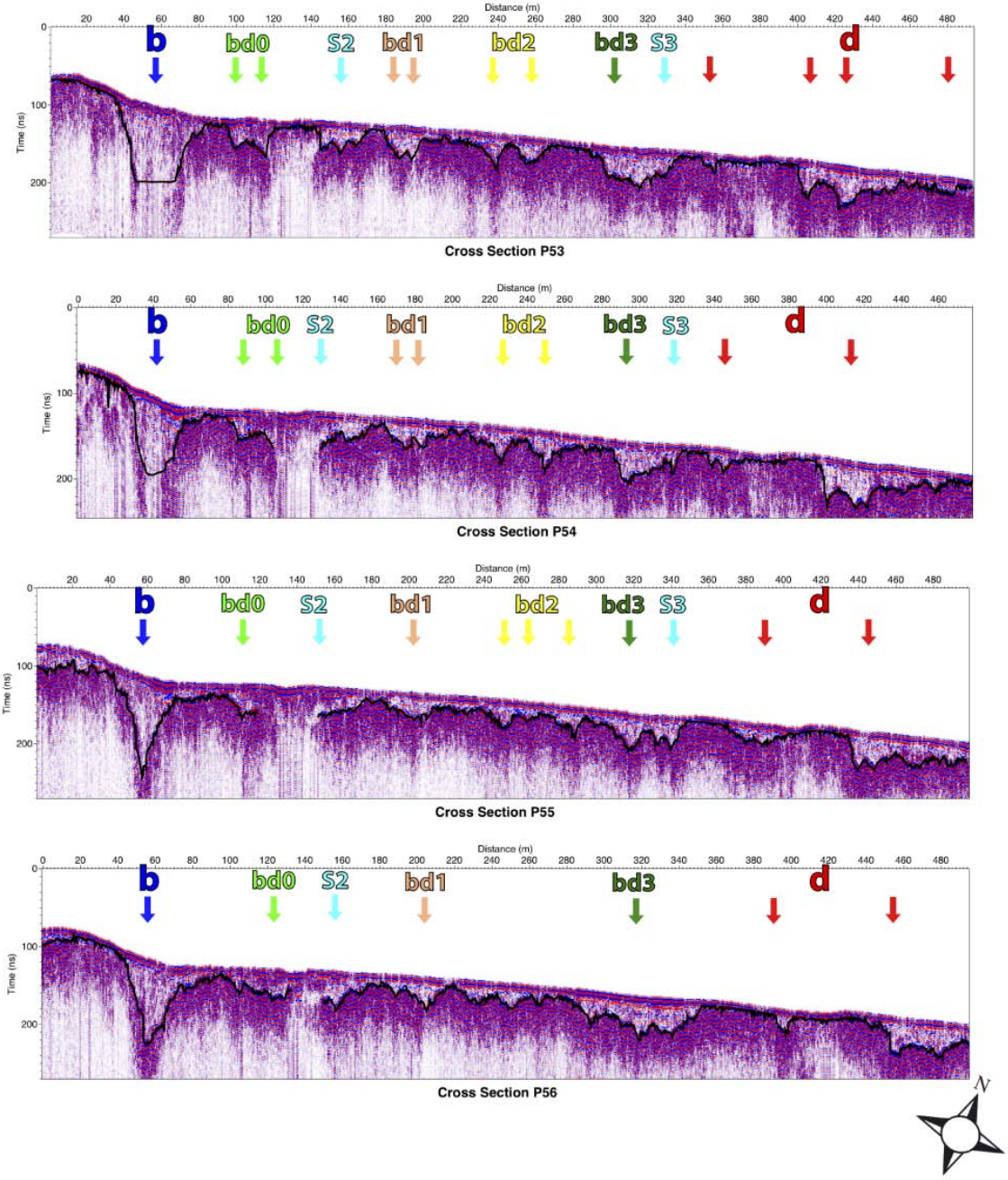


Cross Section P51

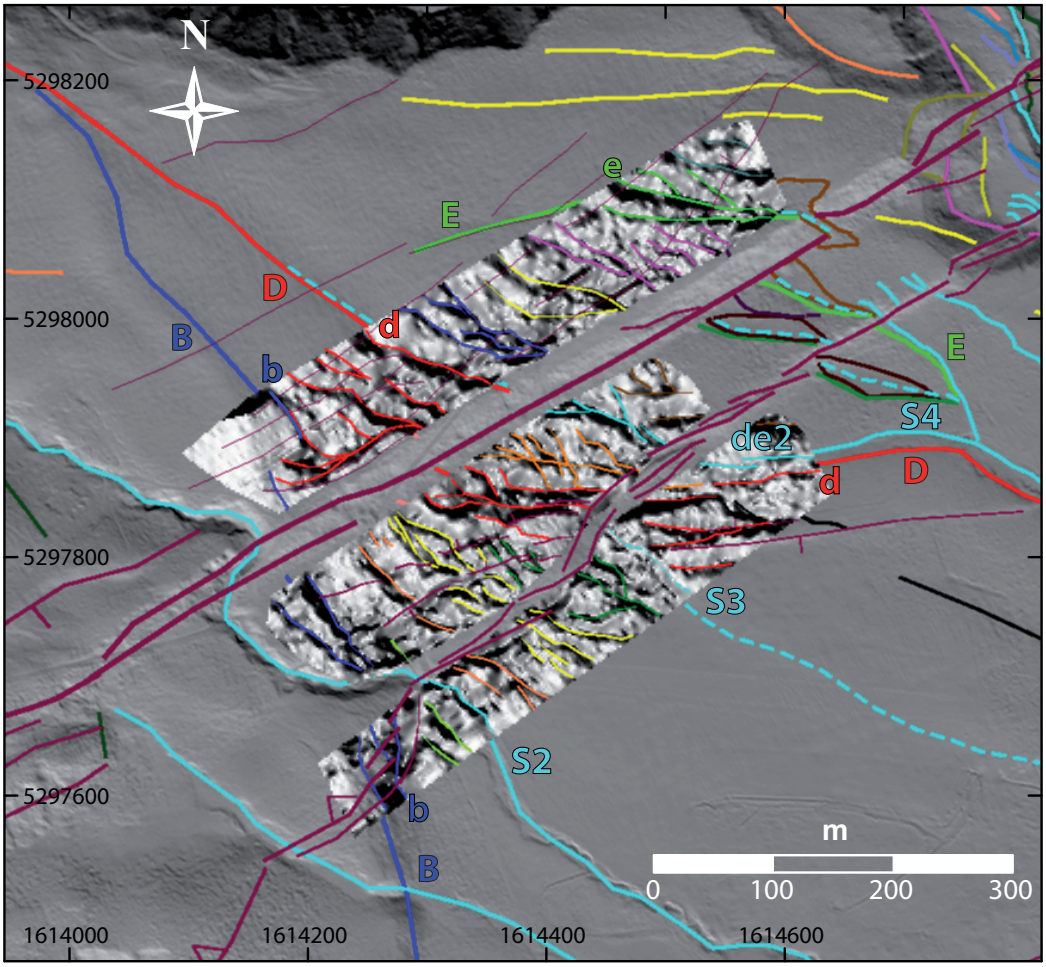


Cross Section P52

Supplement C- 5: Continued

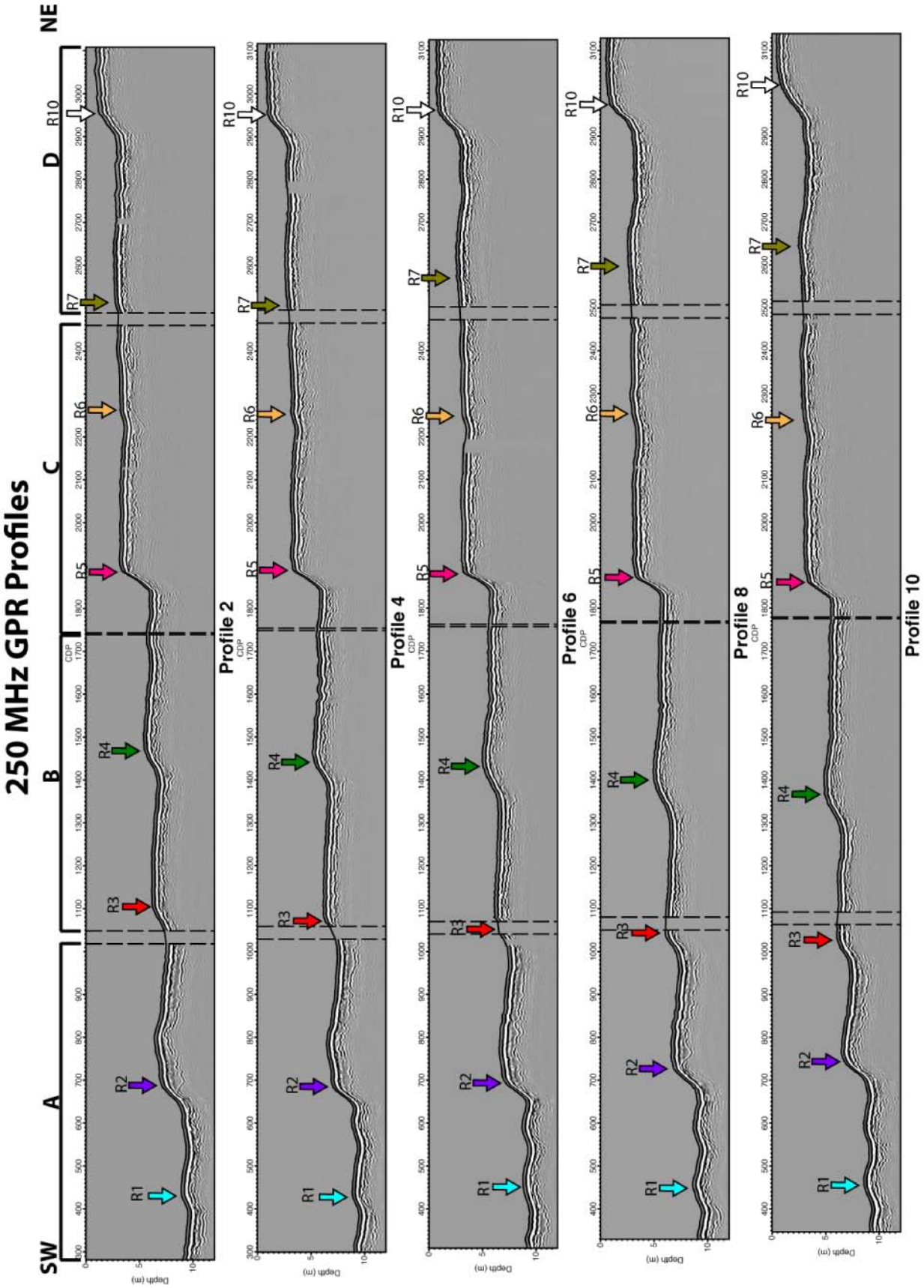


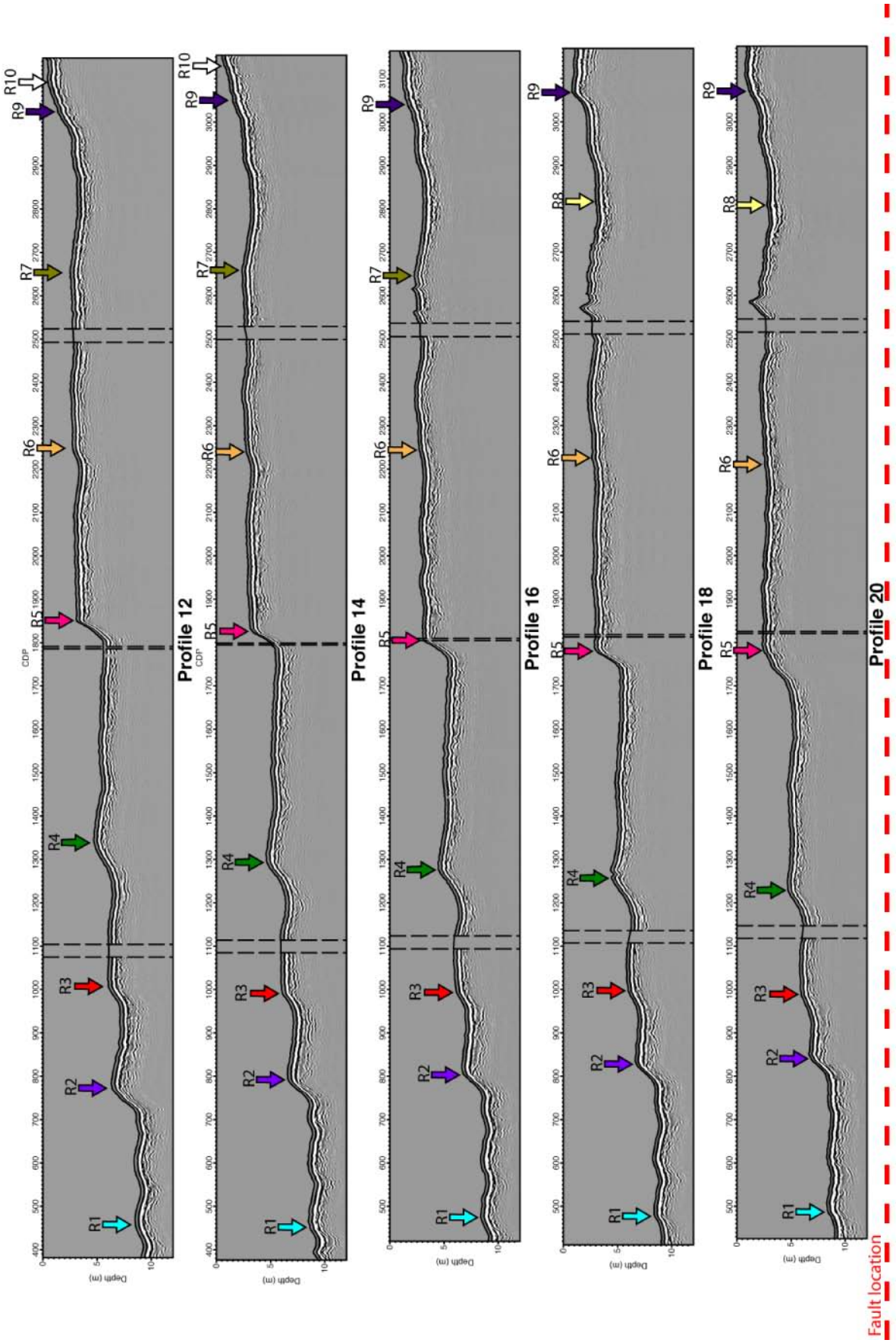
Supplement C- 6: Superimposition of identified surface and buried markers, showing the coincidence of some of them.



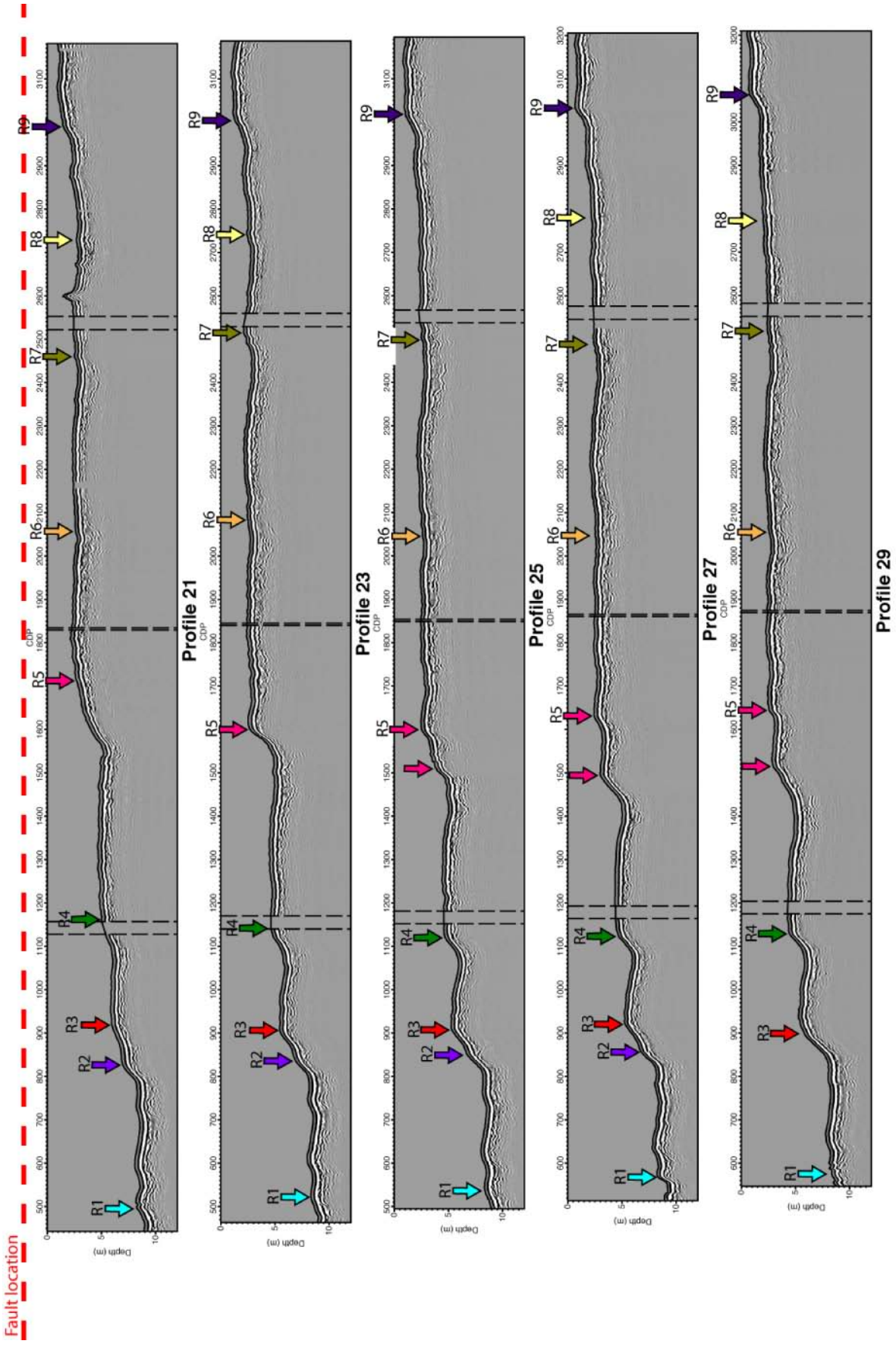
ANNEXE D: GPR IMAGING OF OFFSET ALLUVIAL TERRACES –ELECTRONIC SUPPLEMENT

Supplement D- 1: GPR profiles (1 over 2 is shown only, for clarity) with major terrace risers indicated with arrows and names. The solid black line corresponds to the ground surface. Vertical lines indicate fences. (a) 250 MHz GPR profiles processed for Reflector 1 picking; (b) 100 MHz GPR profiles processed for Reflector 2 picking.

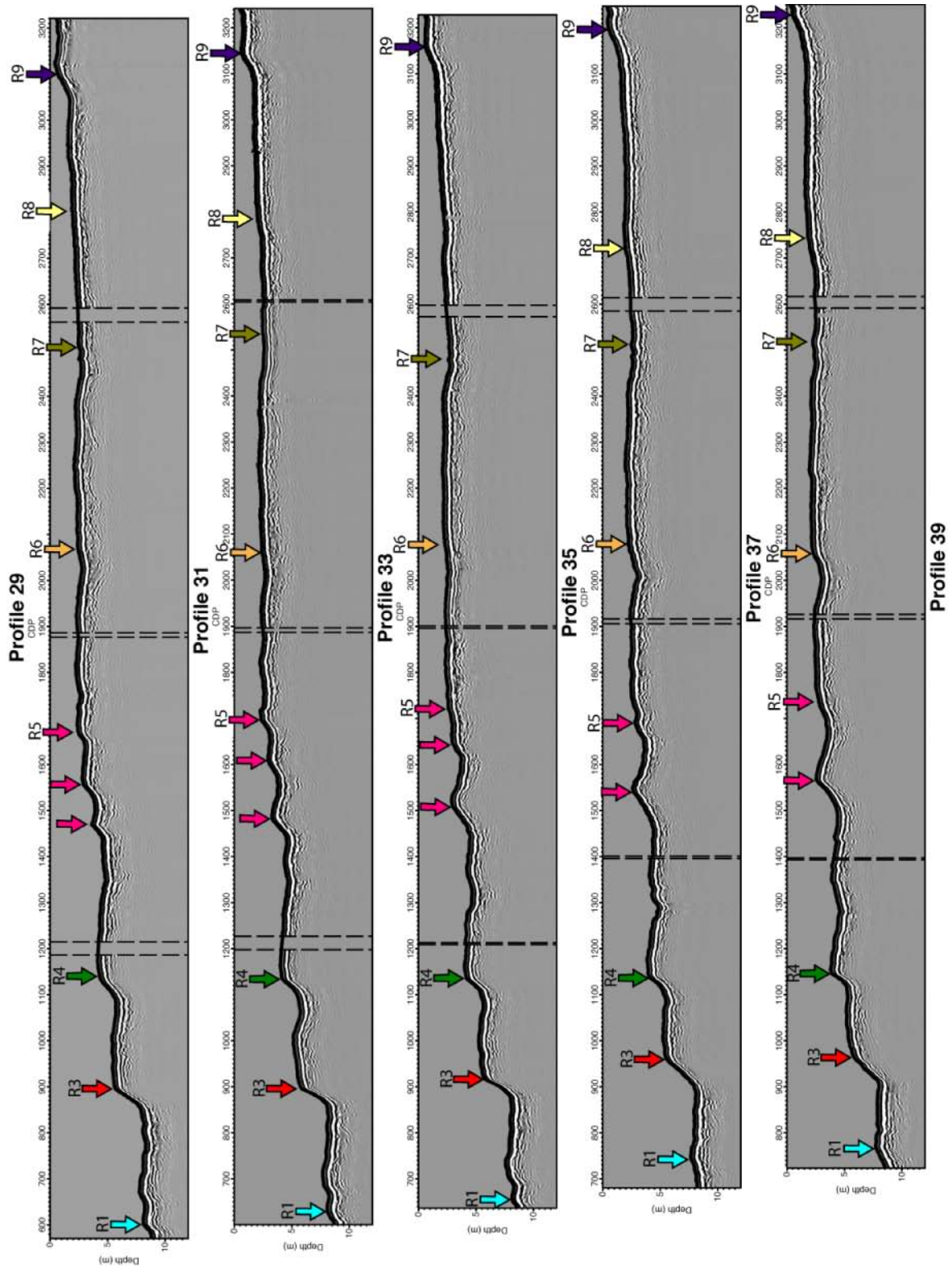



Profile 12
Profile 14
Profile 16
Profile 18
Profile 20
Fault location
R1
R2
R3
R4
R5
R6
R7
R8
R9
R10
CDP
Depth (m)

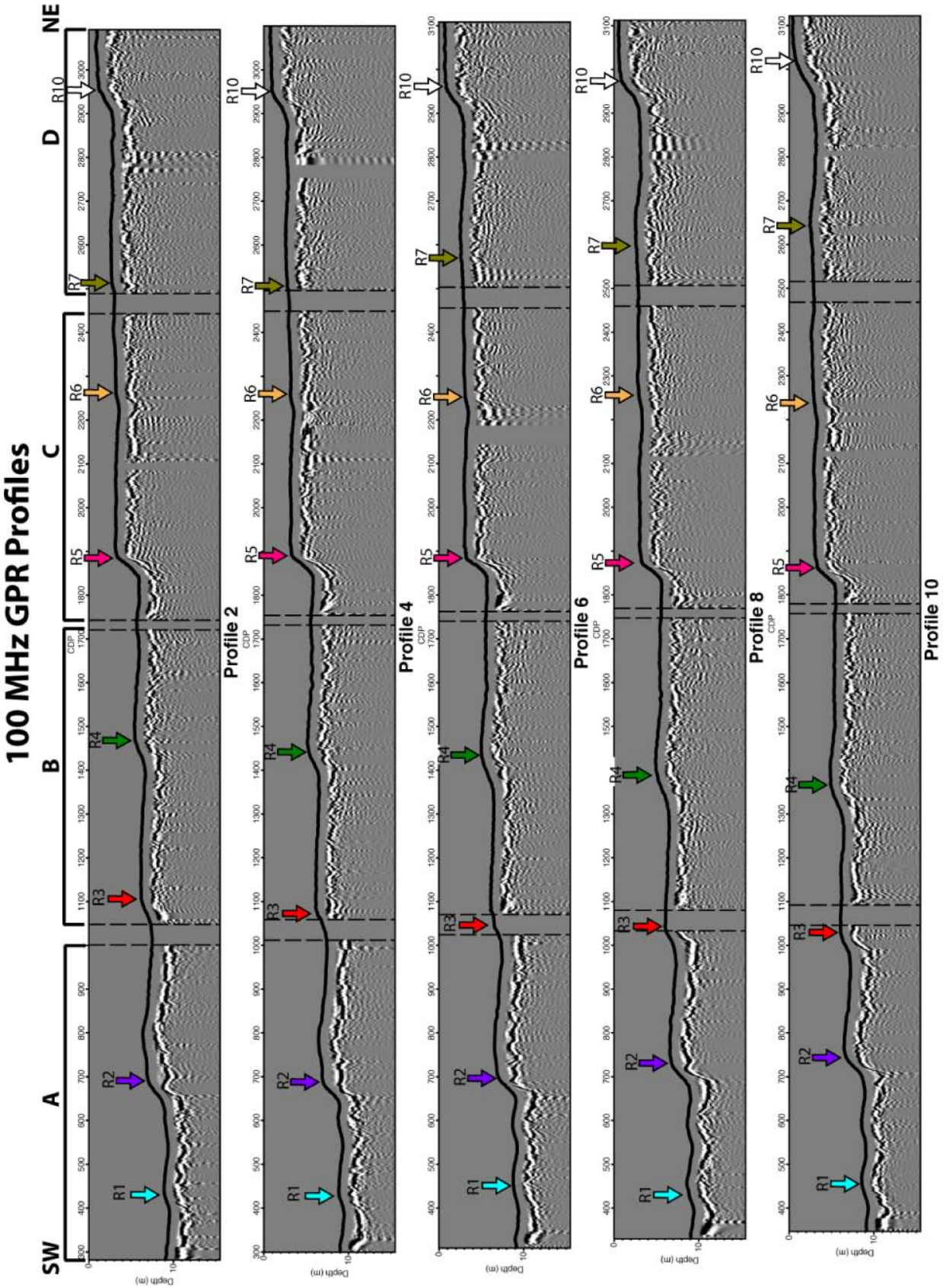
Supplement D- 3: Continued

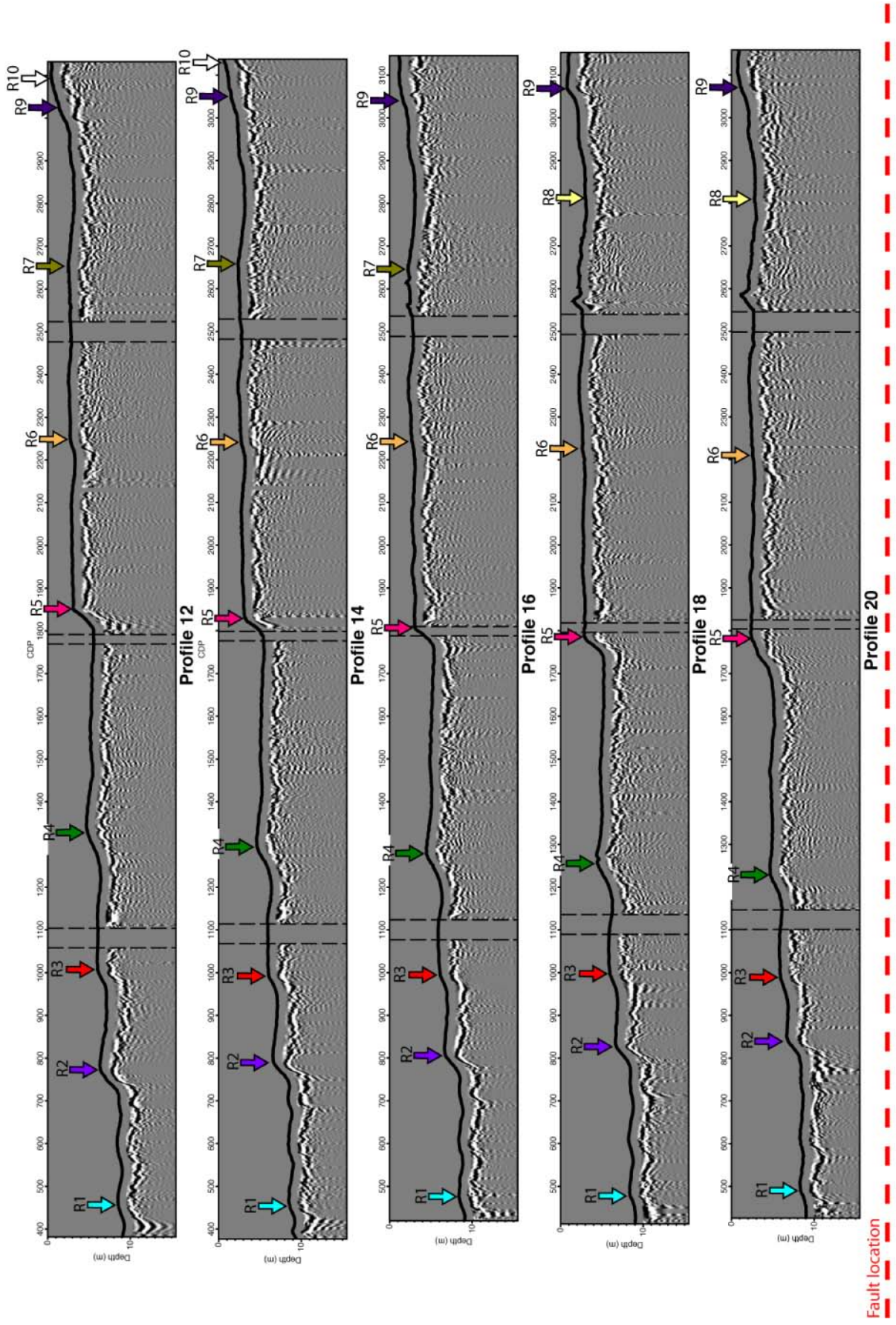


Supplement D- 3: Continued

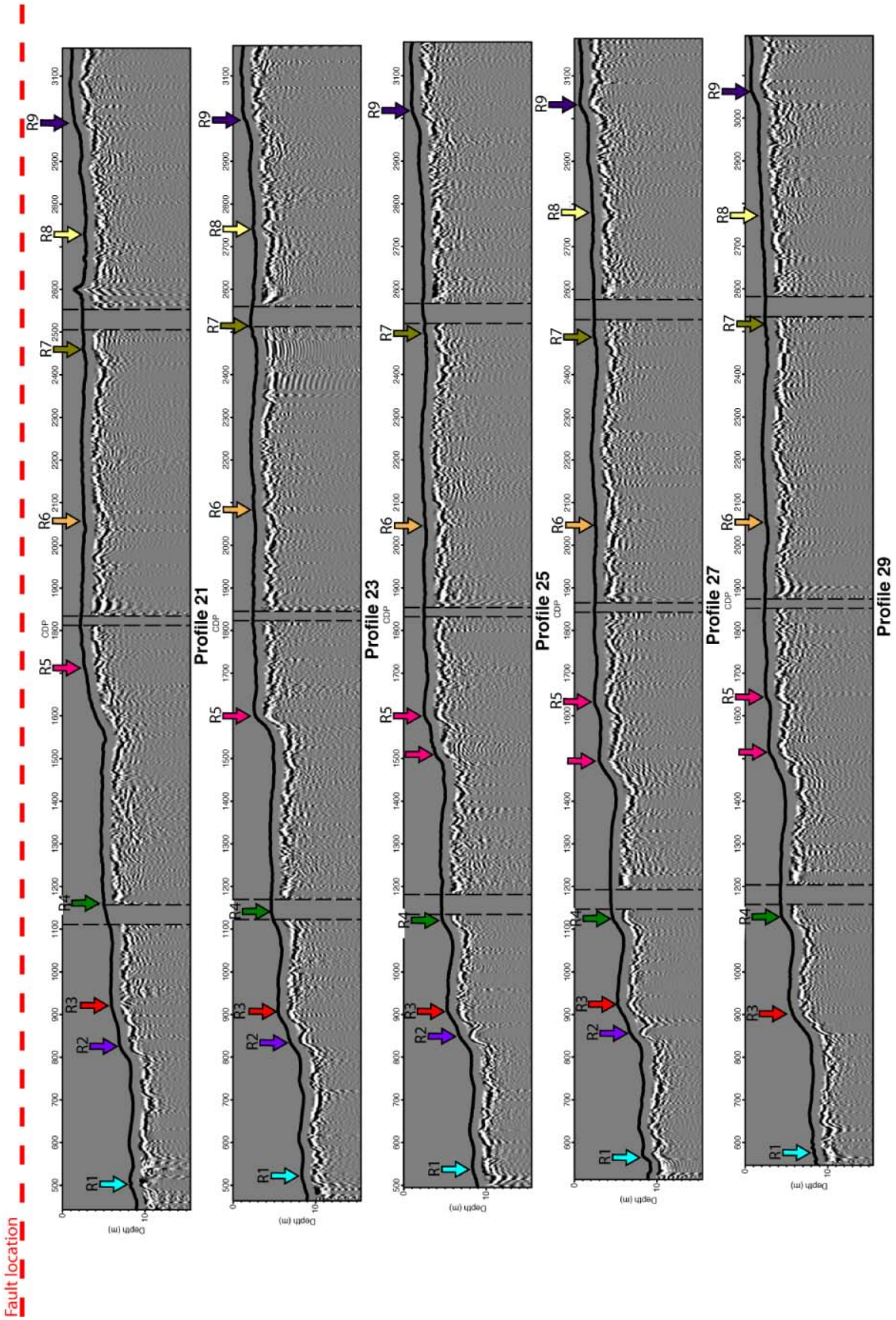


Supplement D- 3: Continued

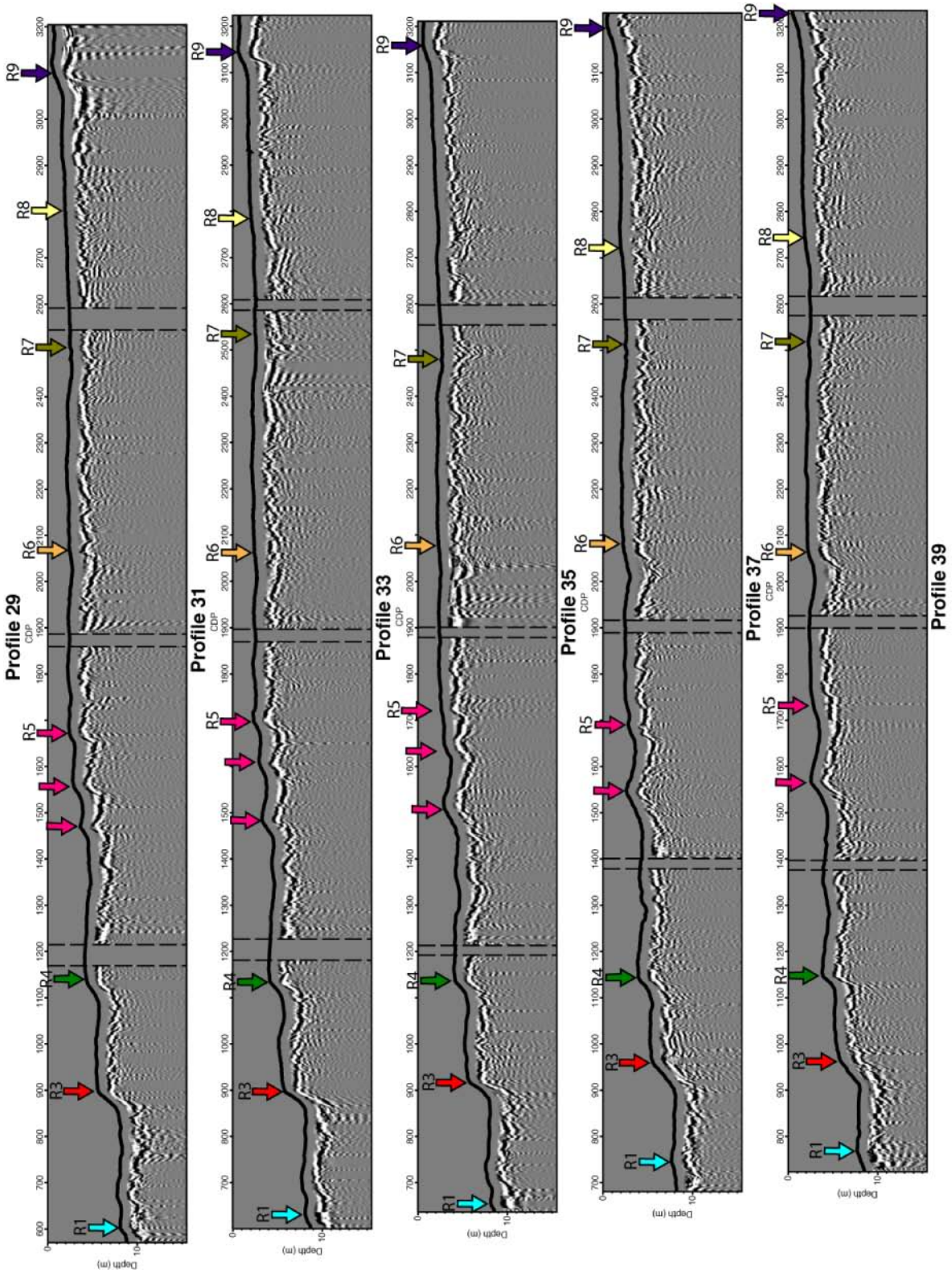



Profile 12
Profile 14
Profile 16
Profile 18
Profile 20
R1
R2
R3
R4
R5
R6
R7
R8
R9
R10
CDP
Depth (m)
Fault location

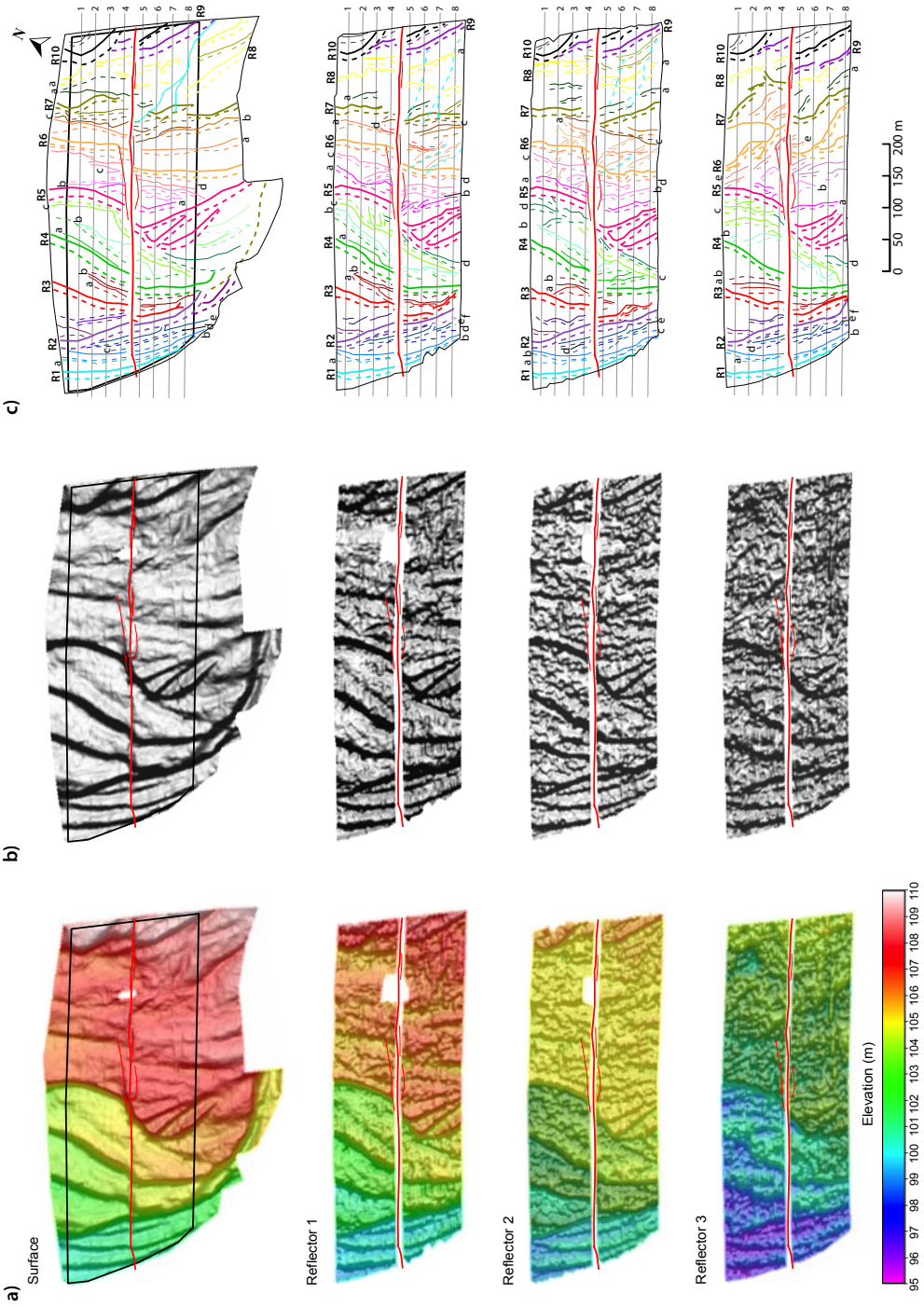
Supplement D- 3: Continued



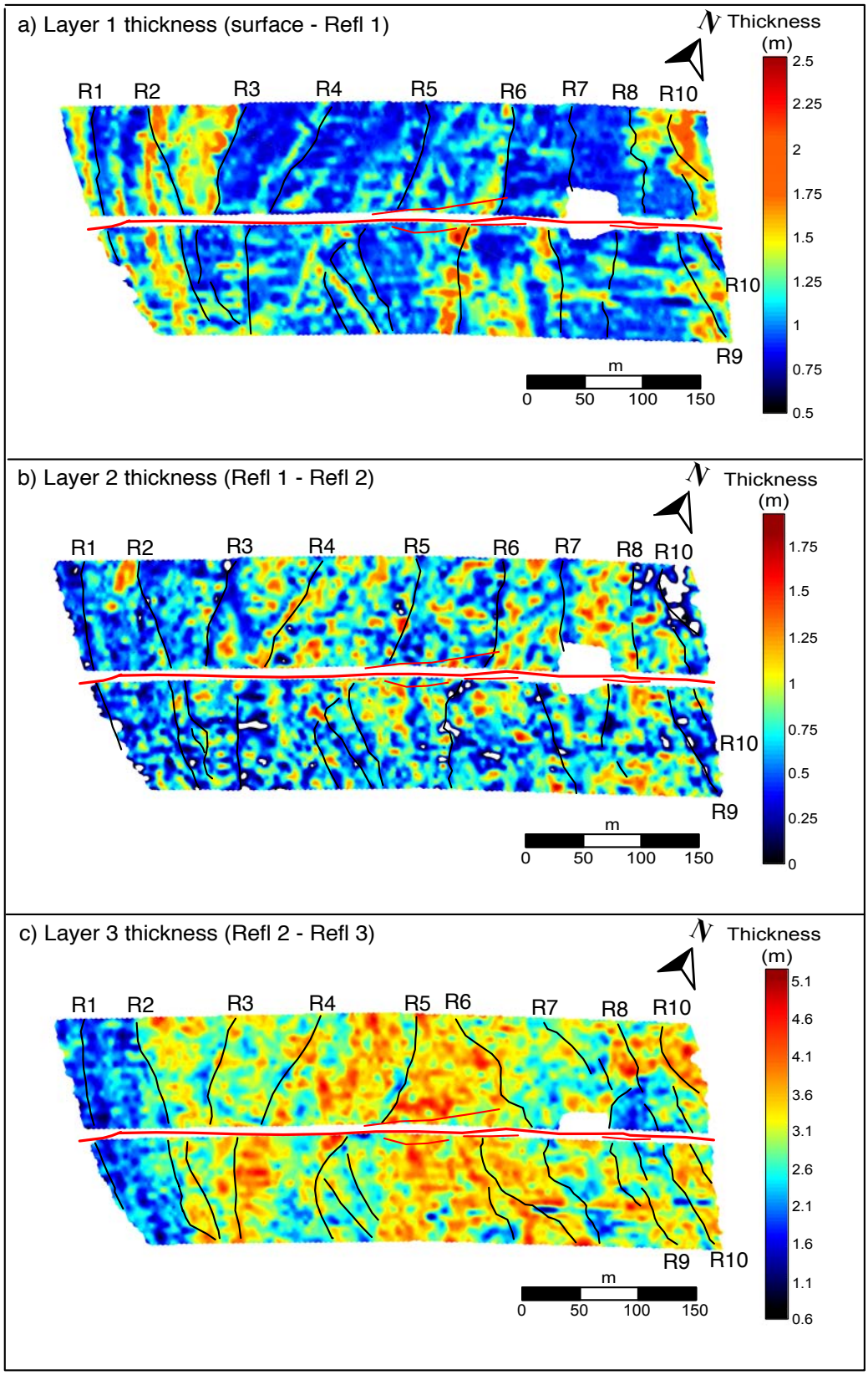
Supplement D- 3: Continued



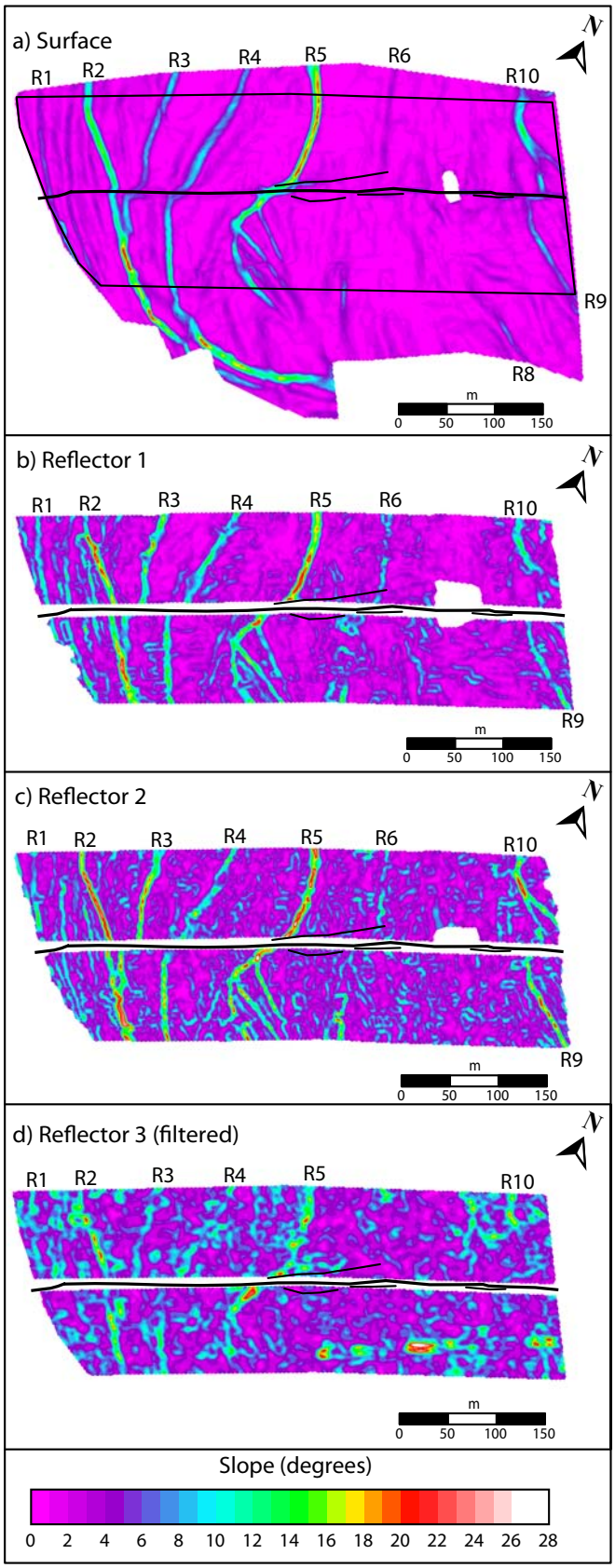
Supplement D- 4: GPS-and GPR-derived DEMs presented in absolute elevations, and mapping of morphological markers. From top to bottom, we present the DEMs of the ground surface, of the Reflector 1, of the Reflector 2, and of the Reflector 3. In all plots, the DEMs are illuminated from the NE; the red line represents the surface fault trace. (a) Shaded DEMs with colors depicting absolute elevation. (b) Shaded DEMs in grey. (c) Morphological map of the markers identified in each DEM. Note that east-facing markers do not appear clearly on the DEMs (a) and (b). Solid and dotted lines map the tops and bases of markers, respectively. Principal risers are numbered 1-10 from west to east. Smaller markers between two risers Ri and Rj are labeled Ri-ja, Ri-jb, etc from west to east. Black lines 1-8 are cross-sections shown in Figure 4.9.



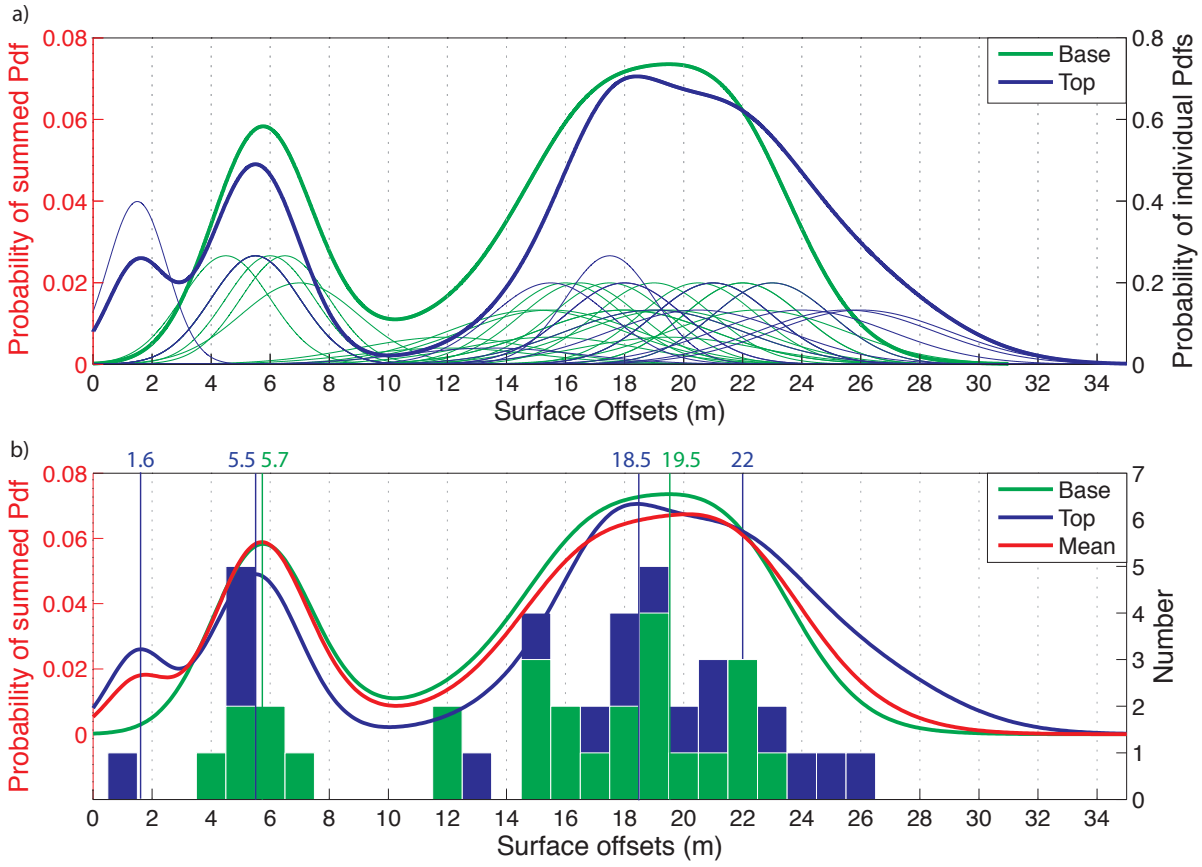
Supplement D- 5: Thickness maps of the GPR-defined layers. Terrace risers are indicated with their names. Red line is surface fault trace. (a) Thickness of layer 1 computed from the difference between the surface and the reflector 1 DEMs; (b) Thickness of layer 2 computed from the difference between the reflector 1 and the reflector 2 DEMs; (c) Thickness of layer 3 computed from the difference between the reflector 2 and the reflector 3 DEMs.



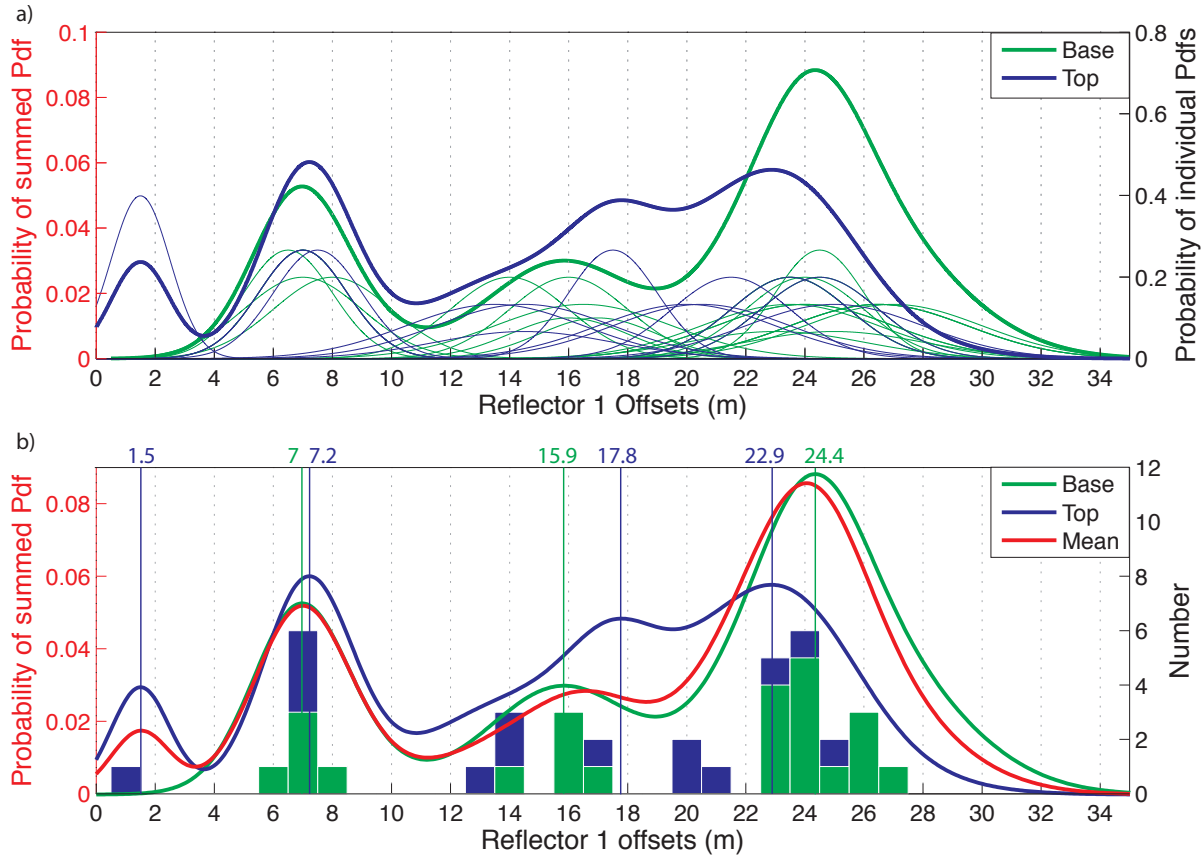
Supplement D- 6: Map of slope gradients in the four DEMs. The four maps have the same color scale indicated at the bottom. The terrace risers that show the steepest scarps are indicated with their names. See text for more details.



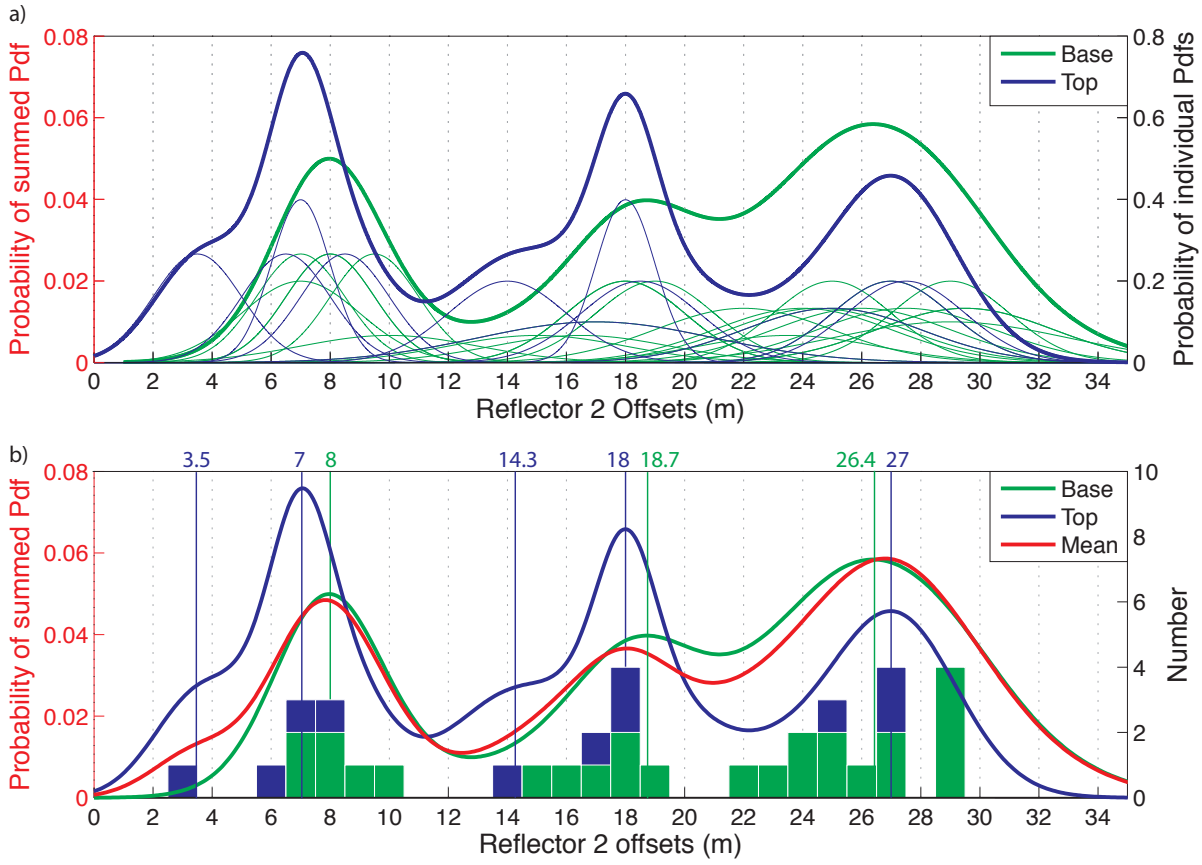
Supplement D- 7: Probability density analysis of the offsets measured at the ground surface, discriminating the measurements for the bases and tops of the markers (from Table 4.1). (a) Individual Pdfs (thin lines, right axis) are compared to the summed PDF curves (thick lines, left axis), for both the bases and tops. (b) The histogram of the bases and tops offset values are compared to the corresponding summed PDF curves (green and blue), and to the summed PDF curve for the entire dataset (red). The best-constrained offsets are indicated. The figure has to be compared with Figure 4.12.



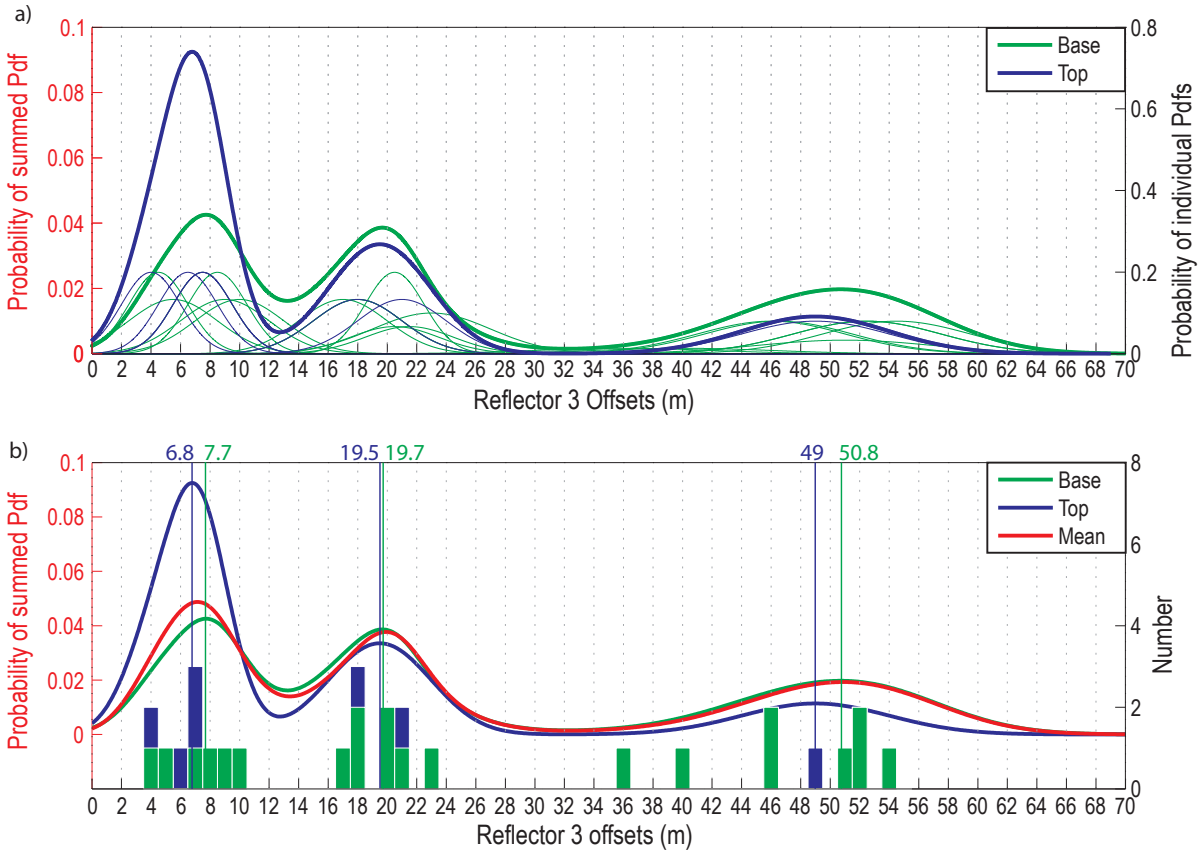
Supplement D- 8: Probability density analysis of the offsets measured in the Reflector 1 surface, discriminating the measurements for the bases and tops of the markers (from Table 4.1). (a) Individual Pdfs (thin lines, right axis) are compared to the summed PDF curves (thick lines, left axis), for both the bases and tops. (b) The histogram of the bases and tops offset values are compared to the corresponding summed PDF curves (green and blue), and to the summed PDF curve for the entire dataset (red). The best-constrained offsets are indicated. The figure has to be compared with Figure 4.14.



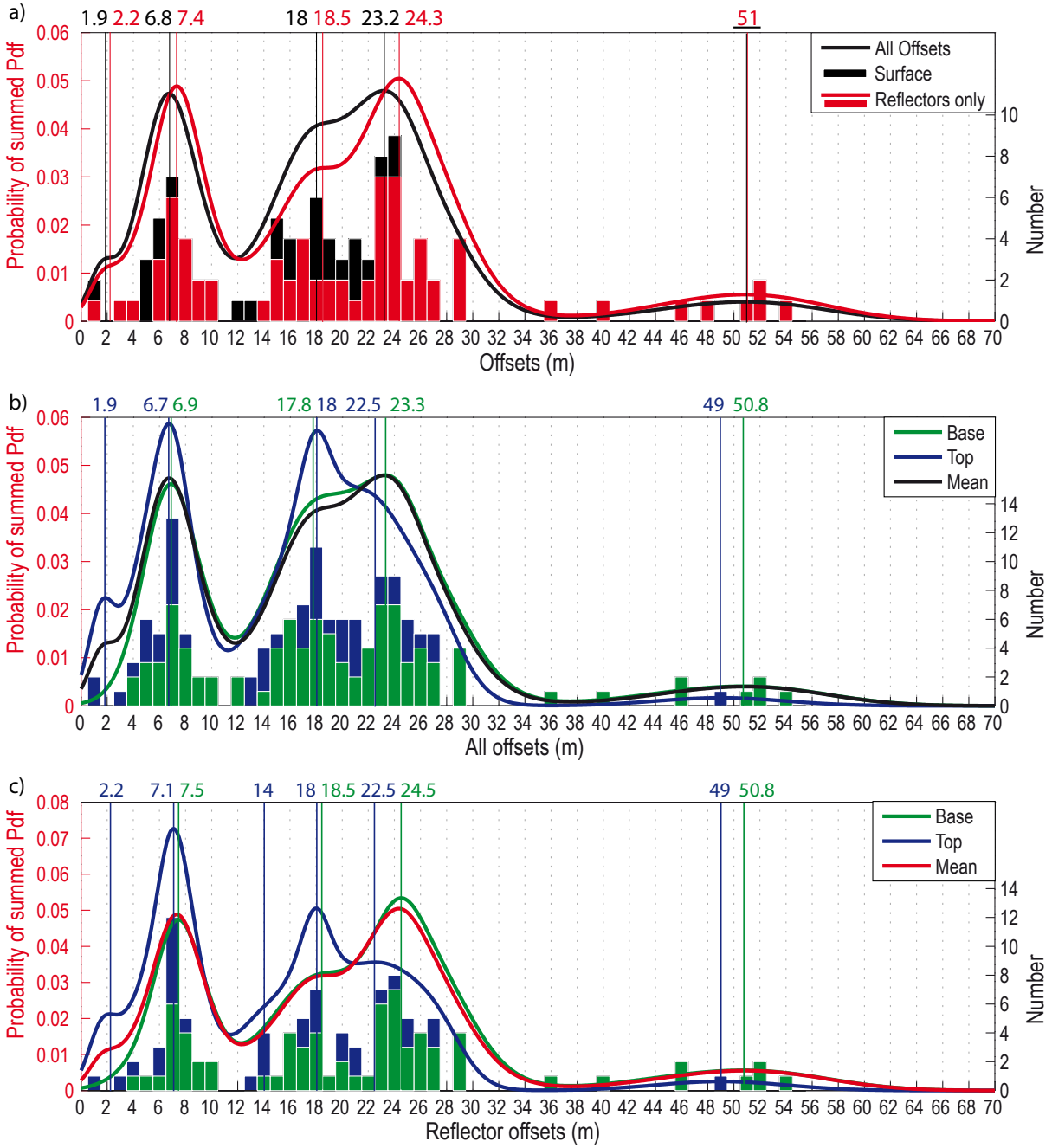
Supplement D- 9: Probability density analysis of the offsets measured in the Reflector 2 surface, discriminating the measurements for the bases and tops of the markers (from Table 4.1). (a) Individual Pdfs (thin lines, right axis) are compared to the summed PDF curves (thick lines, left axis), for both the bases and tops. (b) The histogram of the bases and tops offset values are compared to the corresponding summed PDF curves (green and blue), and to the summed PDF curve for the entire dataset (red). The best-constrained offsets are indicated. The figure has to be compared with Figure 4.16.



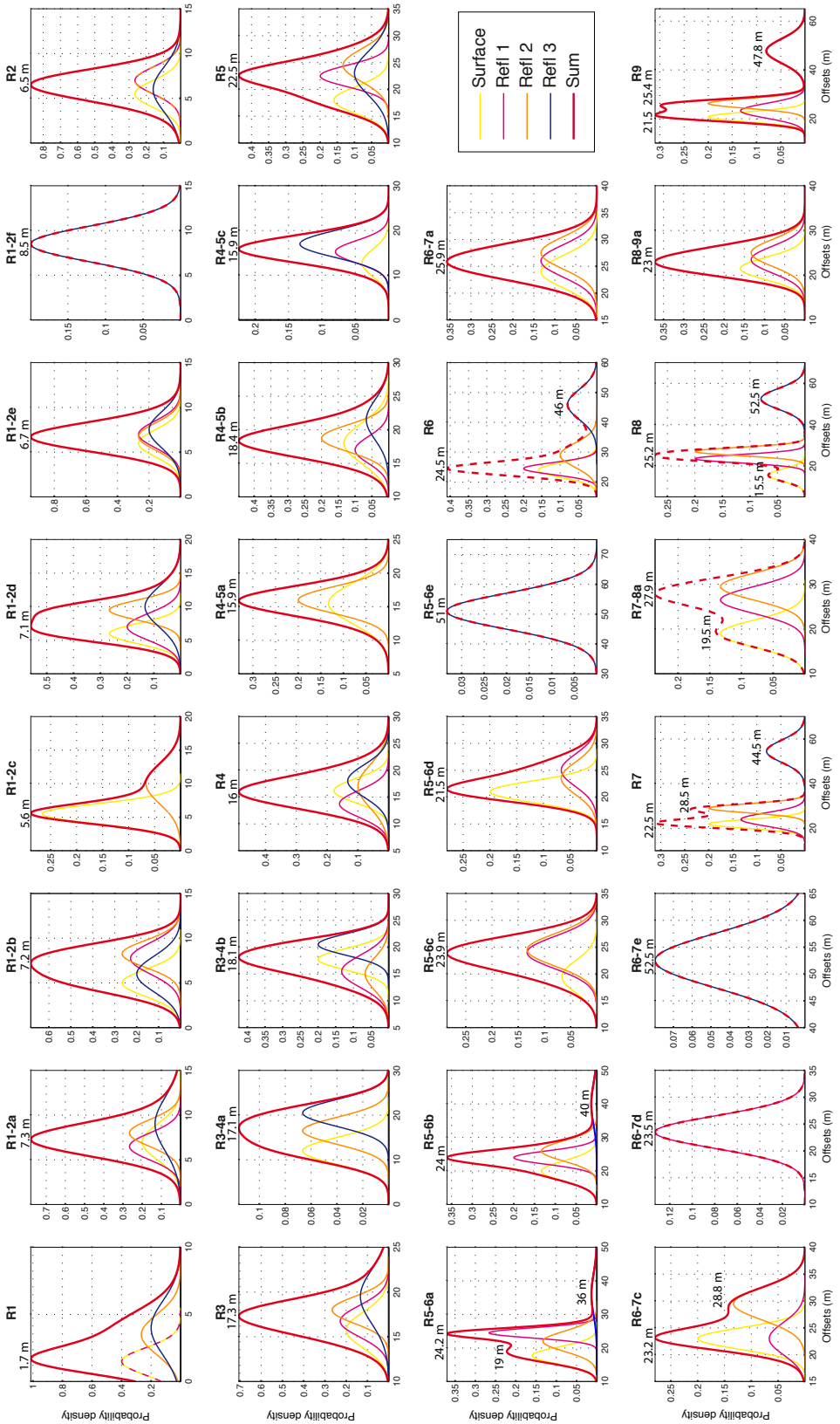
Supplement D- 10: Probability density analysis of the offsets measured in the Reflector 3 surface, discriminating the measurements for the bases and tops of the markers (from Table 4.1). (a) Individual Pdfs (thin lines, right axis) are compared to the summed PDF curves (thick lines, left axis), for both the bases and tops. (b) The histogram of the bases and tops offset values are compared to the corresponding summed PDF curves (green and blue), and to the summed PDF curve for the entire dataset (red). The best-constrained offsets are indicated. The figure has to be compared with Figure 4.18.



Supplement D- 11: Probability density analysis of the offsets measured in the entire dataset, discriminating the measurements for the bases and tops of the markers (from Table 4.1). (a) The histograms of surface and GPR offsets are compared with the summed PDF curve for the GPR data (red) and with the summed PDF curve for the entire dataset (black). Best-constrained values are indicated. (b) The histograms of base and top offsets from the entire dataset are compared with the corresponding summed PDF curves (blue and green) and with the summed PDF curve for the entire dataset (black). Best-constrained values are indicated. (c) The histograms of base and top offsets from the GPR dataset are compared with the corresponding summed PDF curves (blue and green) and with the summed PDF curve for the entire GPR dataset (red). Best-constrained values are indicated.



Supplement D- 12: Probability density analysis of the offsets measured for each marker. The names of the markers are indicated above each plot, together with the peak value of the summed Pdf curve. Colors are explained in caption. Dotted lines are used where curves superimpose.



Supplement D- 13: Estimation of the magnitude of the large earthquakes identified in our data.

Rupture length:

- one segment : L= 75 km (*Length of the Wellington-Hutt Valley segment ; Langridge et al., 2005*)
- three segments : L= 160-170 km (*summed length of Wellington-Hutt Valley, Tararua and Pahiatua segments ; Langridge et al., 2005*)

Rupture width (seismogenic thickness): W=12-20 km (e.g., Little et al., 2010)

Maximum co-seismic slip for the most recent earthquake measured at Te Marua site at surface: $S = 3.7 \pm 1.7$ m

(Note however that the slip above is only a local slip value, furthermore measured at surface where it can be lower than the actual maximum slip produced at depth by the earthquakes; e.g., Manighetti et al., 2007)

Inferred mean co-seismic slip at Te Marua site (at surface) : $\overline{S} = 1.85 \pm 0.85$ m

(For most earthquakes, the mean co-seismic slip is half the maximum co-seismic slip as co-seismic slip-length profiles are roughly triangular in shape ; see Manighetti et al., 2005 for demonstration and discussion)

The seismic moment is

$$M_0 = \mu \cdot L \cdot W \cdot \overline{S} \qquad (1)$$

With the rigidity modulus $\mu = 3.10^{10}$ N.m^{-2}

Moment magnitude is calculated using the following empirical relationship from Hanks and Kanamori (1979) :

$$M_w = 2/3 \cdot \log_{10} M_0 - 6.03 \qquad (2)$$

- For a one-segment rupture :

We obtain a minimum value for L=75 km, W=12 km, S=1 m of **M_w= 6.9**

We obtain a maximum value for L=75 km, W=20 km, S= 2.7 m of **M_w = 7.4**

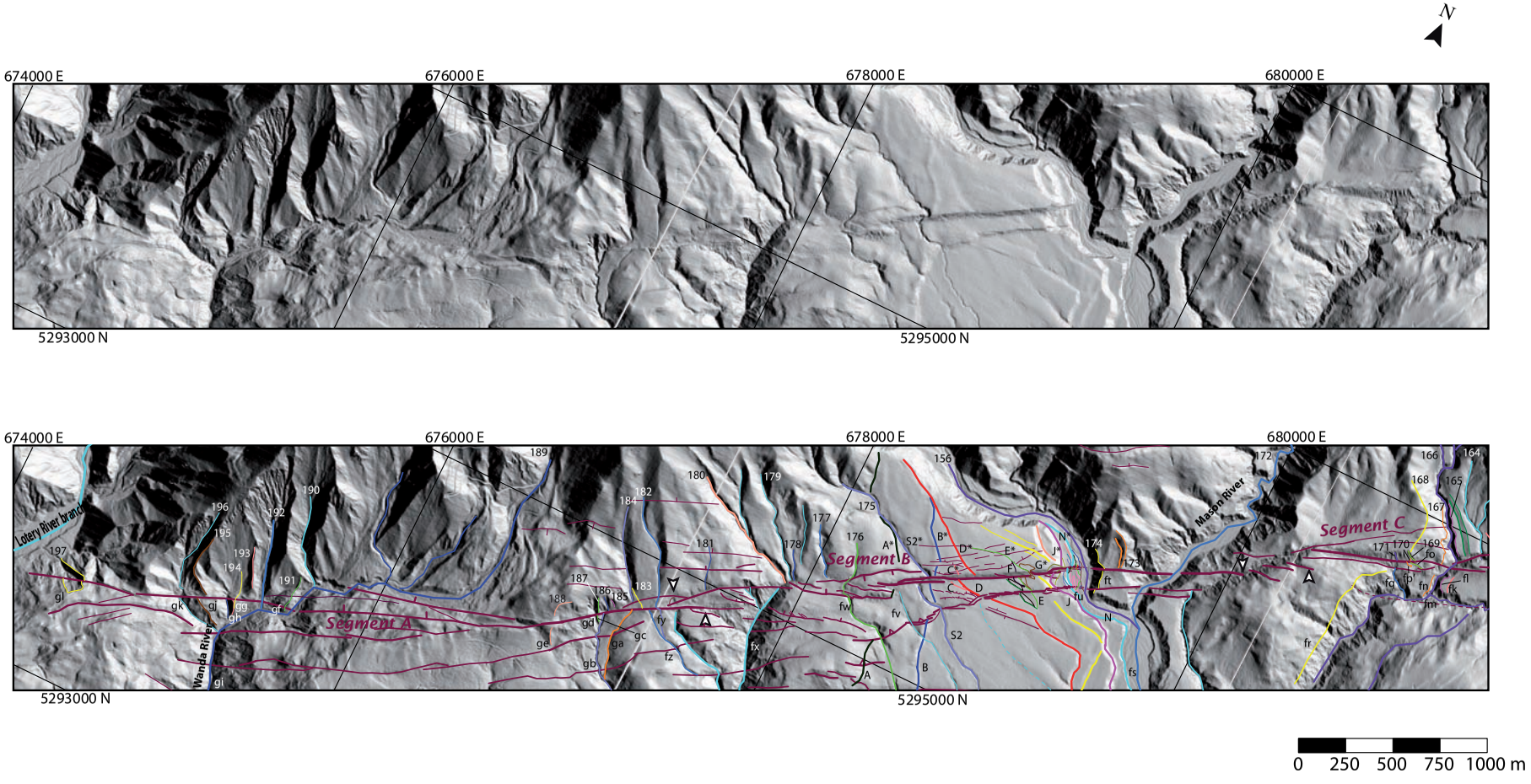
- For a three-segments rupture :

We obtain a minimum value for L=160 km, W=12 km, S=1 m of **M_w= 7.1**

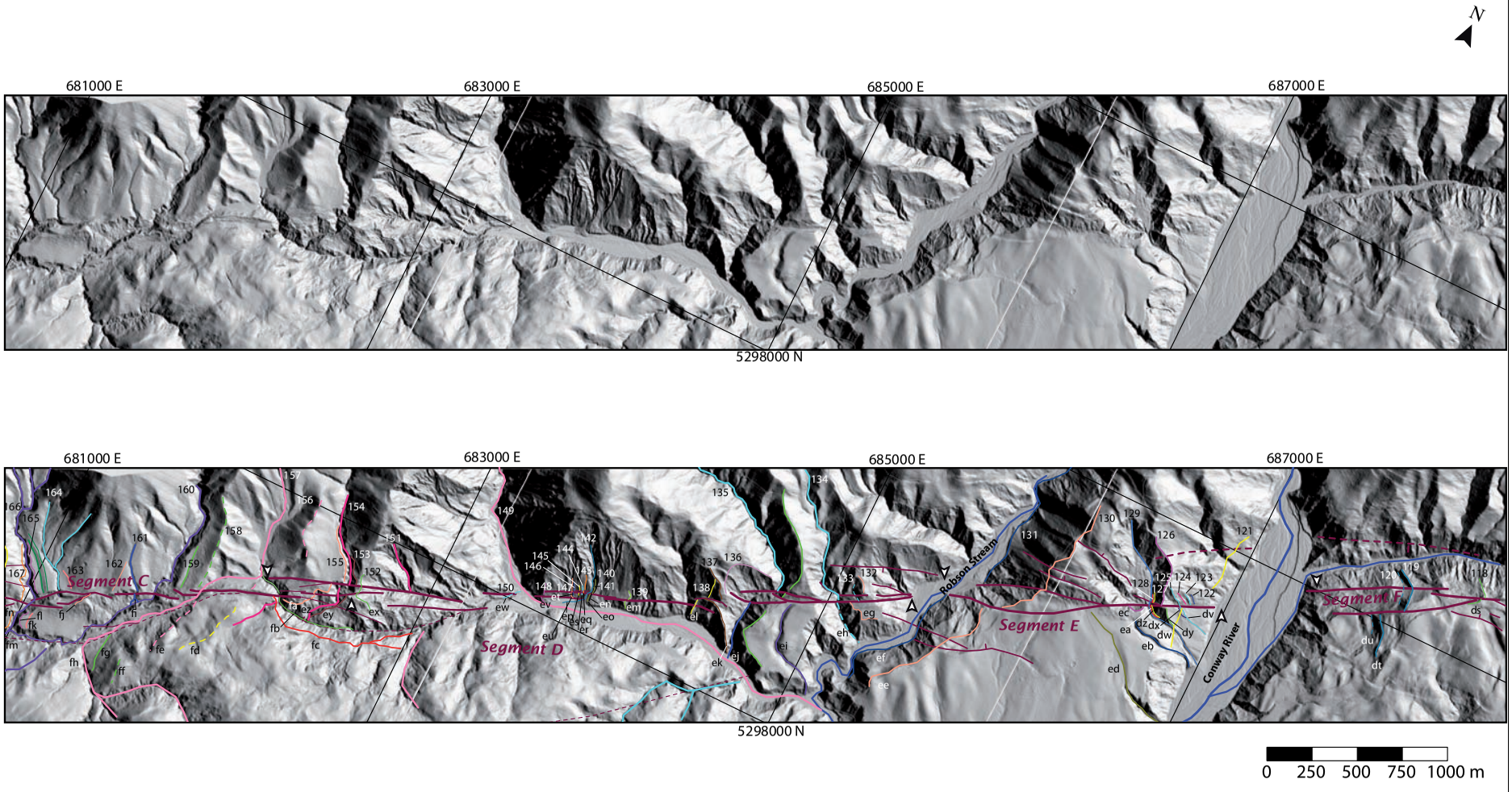
We obtain a maximum value for L=170 km, W=20 km, S= 2.7 m of **M_w = 7.6**

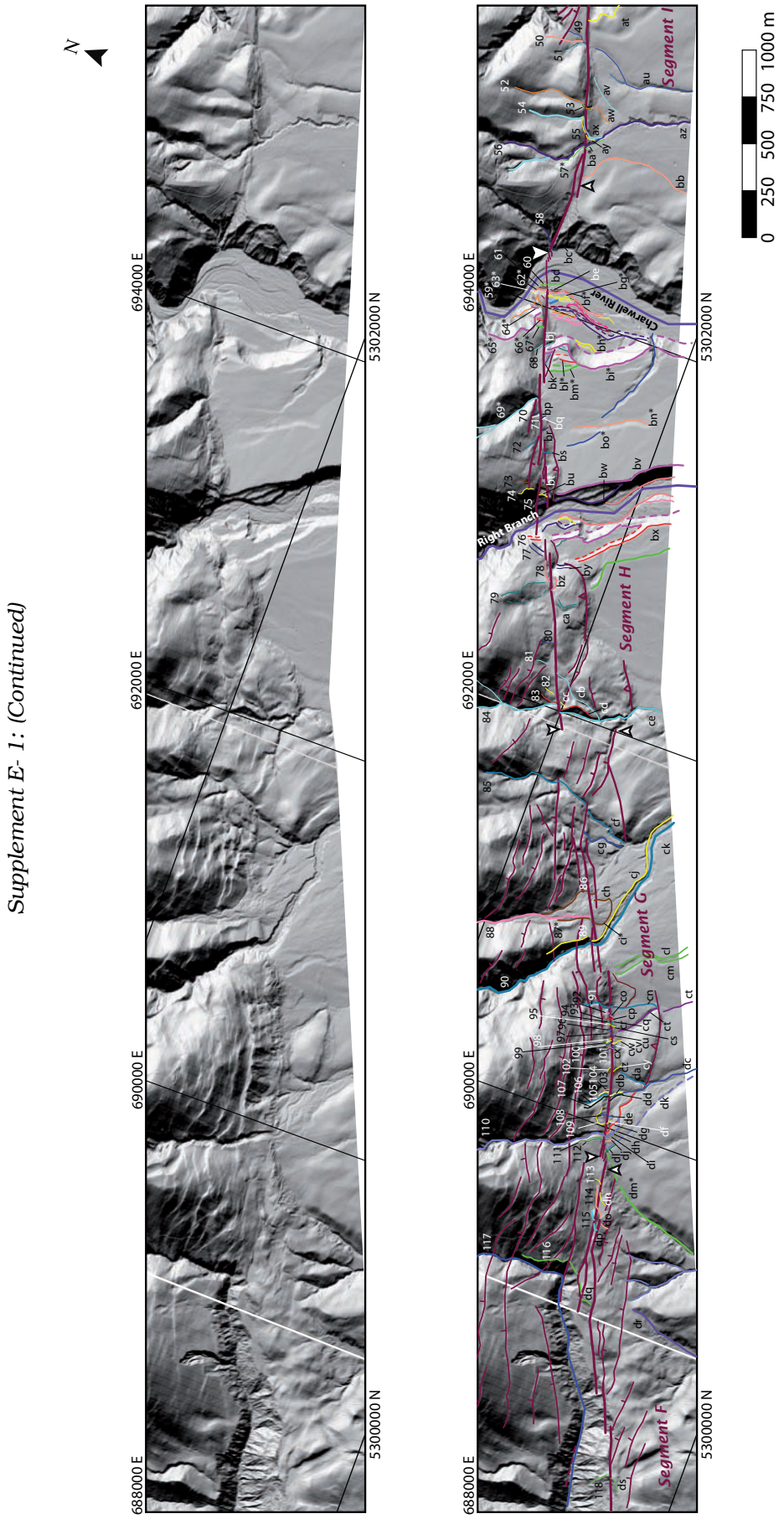
ANNEXE E: MORE THAN 35 LARGE PALEO-EARTHQUAKES REVEALED ON THE HOPE FAULT, NEW ZEALAND, FROM LIDAR DATA –ELECTRONIC SUPPLEMENT

Supplement E- 1: Views of the LiDAR data, and morphotectonic mapping of the faults and of the offset alluvial and morphological markers. For clarity, the ≈ 30 km long fault section covered with the LiDAR data has been divided into four images that slightly overlap. The morphology is illuminated from the north in all images. The ends of the A to K fault segments are indicated with white arrows. The markers which we measured the lateral offsets are mapped in different colors, with their names indicated and reported in Table 4 along with the offset values. Note that the mapping was primarily done to locate the multiple markers, and hence is not precise in the greatest details. The offset measurements were conducted on the actual morphological traces, not on the mapped traces. In figure a, some of the markers were originally mapped by Beauprêtre et al. [2012]. Only a few of their traces and names are indicated for clarity. The markers that have been previously described in the literature are indicated with a star.



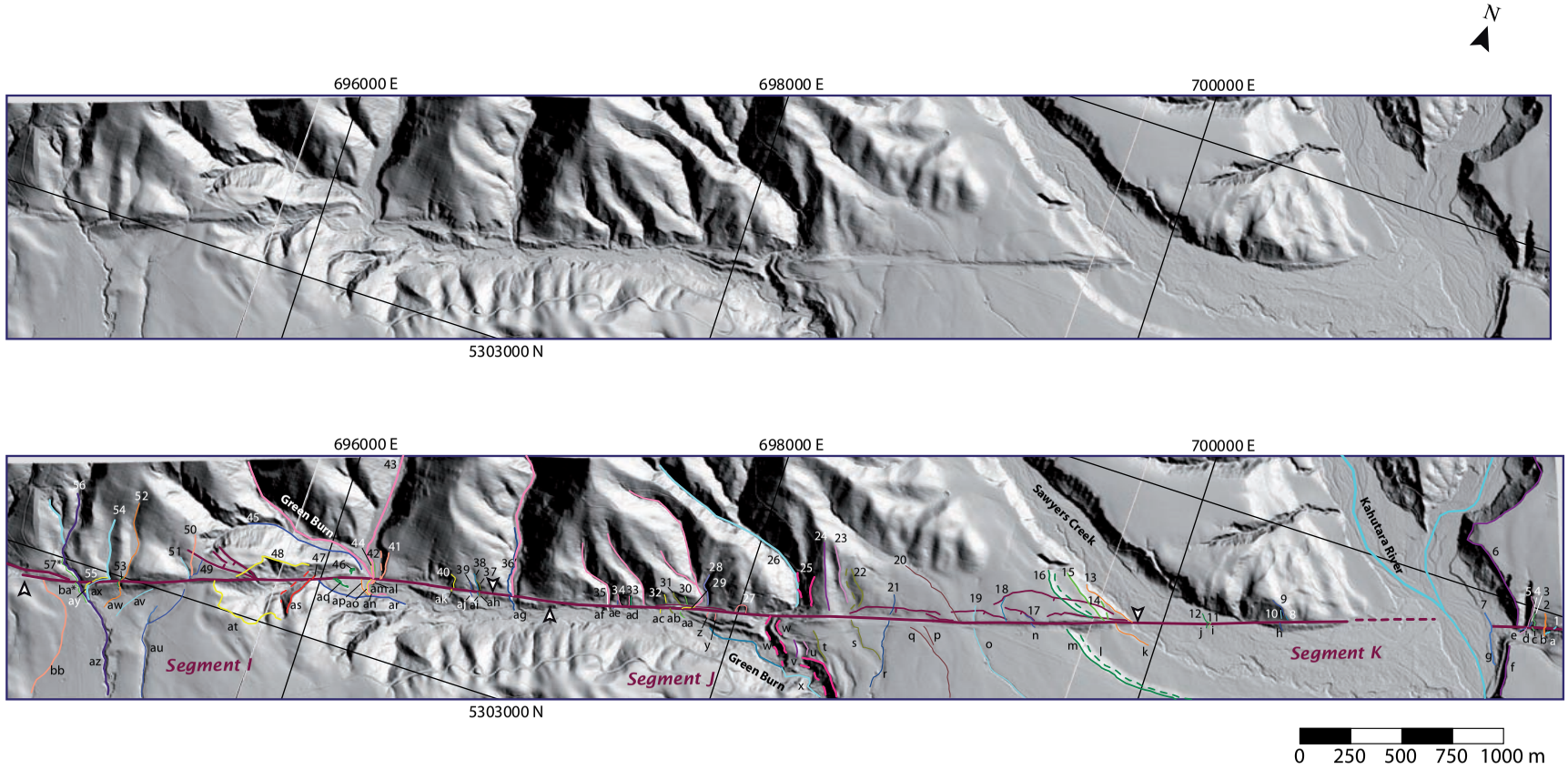
Supplement E- 1: (Continued)



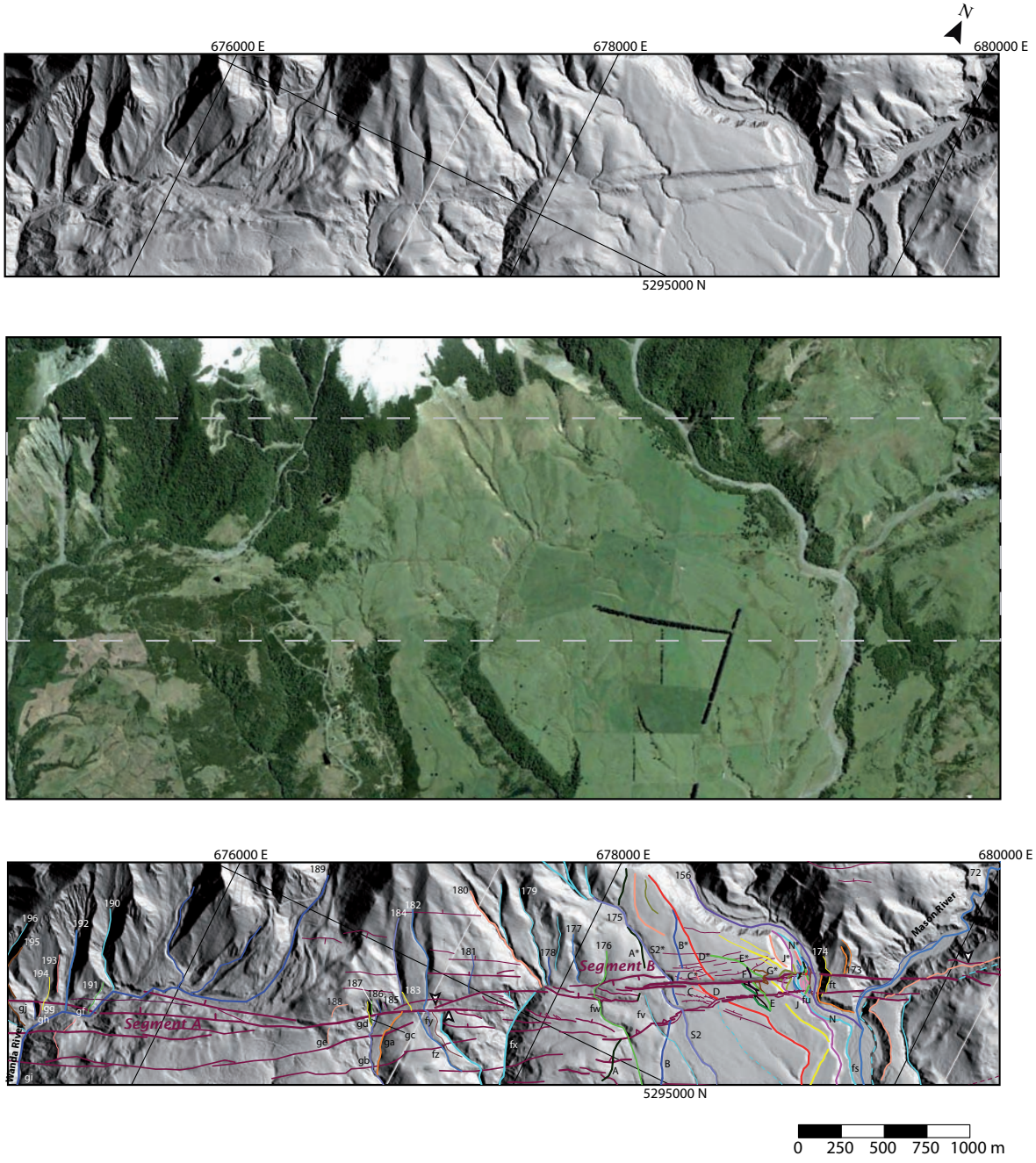


Supplement E- 1: (Continued)

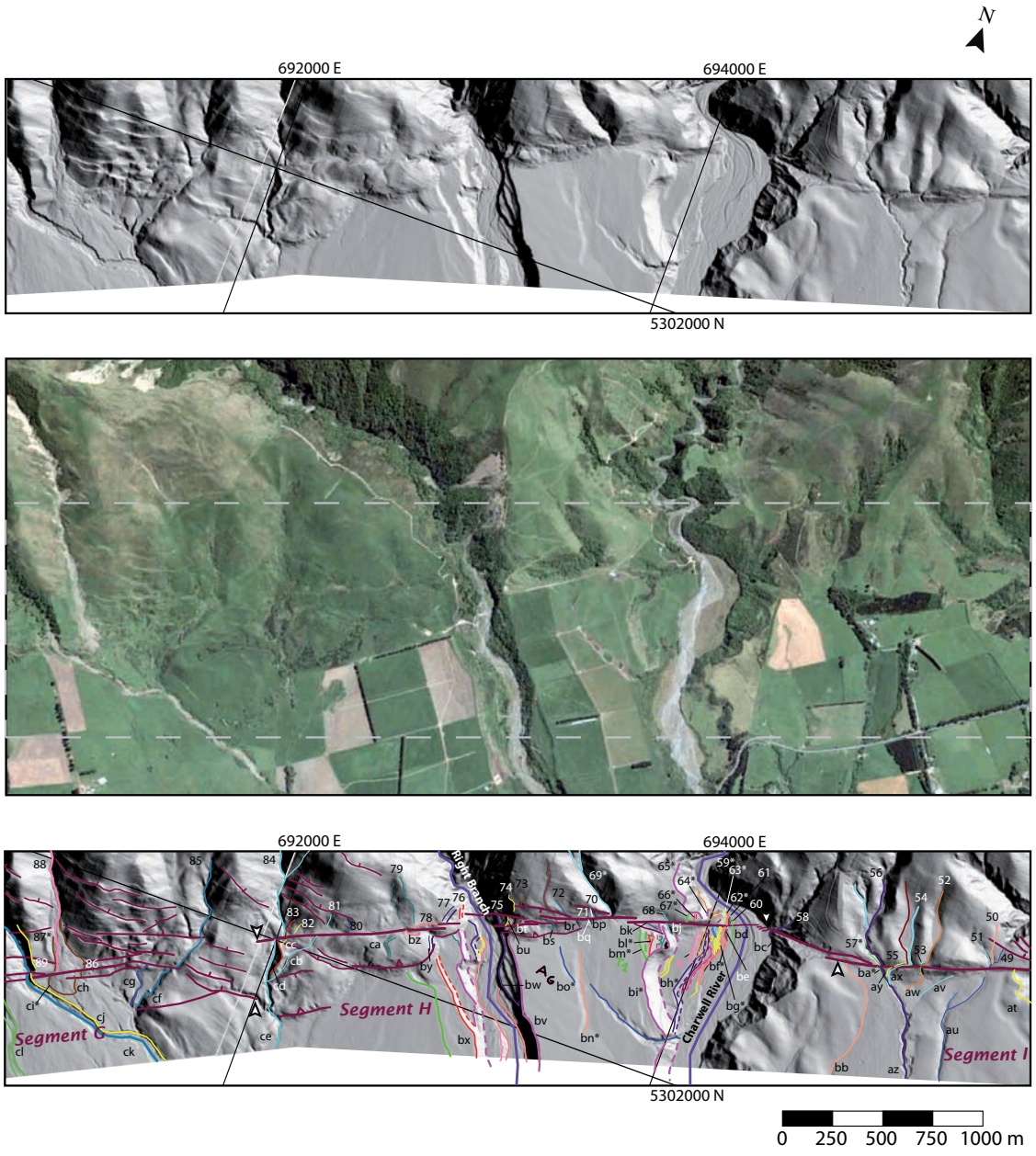
Supplement E- 1: (Continued)



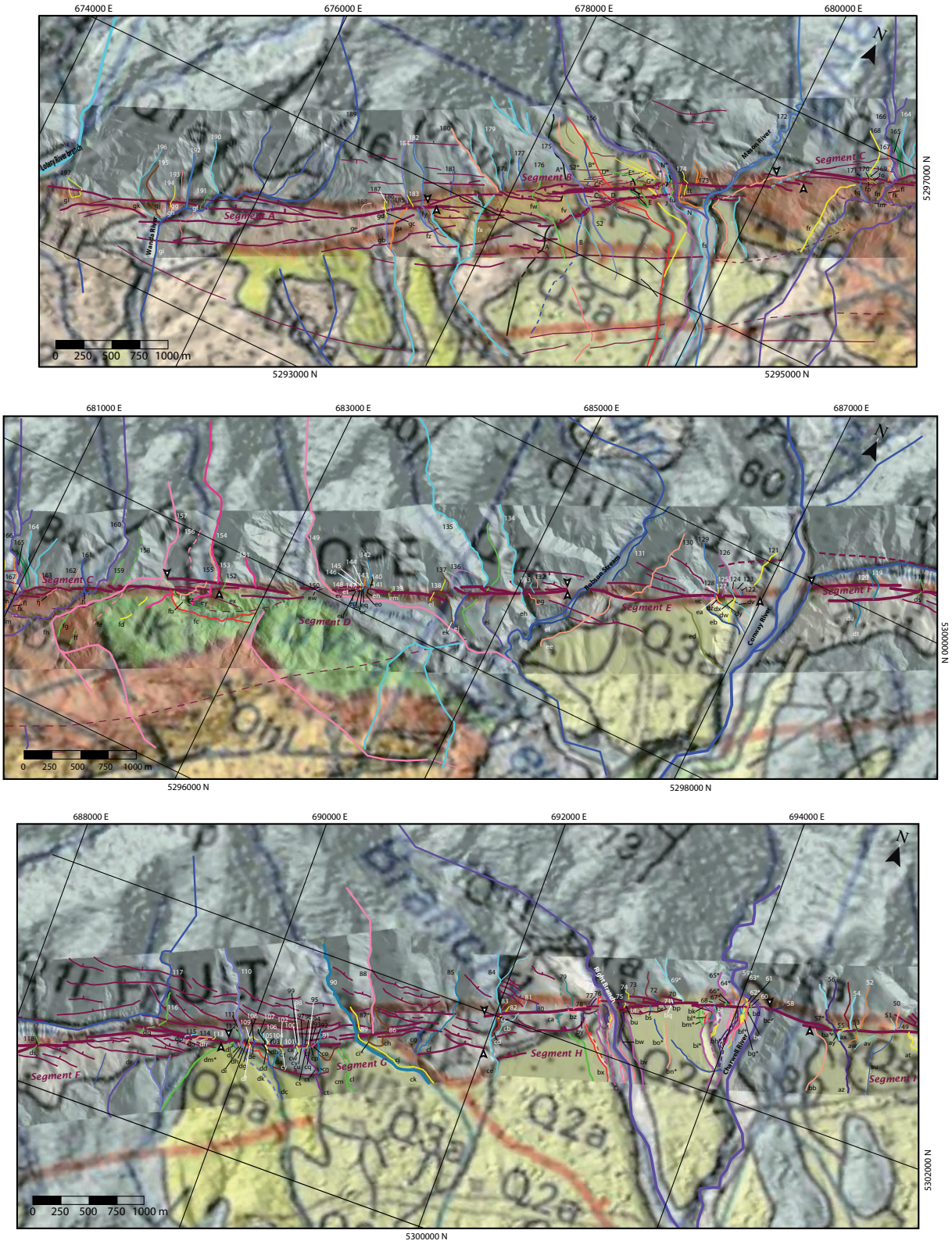
Supplement E- 2: Comparison between LiDAR and optical images (Geoeye < 1 m resolution, from Google Earth) on two examples. The LiDAR swath limits are indicated on the Google Earth image with dashed gray lines. The fault and 'markers' mapping is that of Supplement 4-1. At Charwell site, we have added the names of the terraces suggested by Knuepfer [1992].



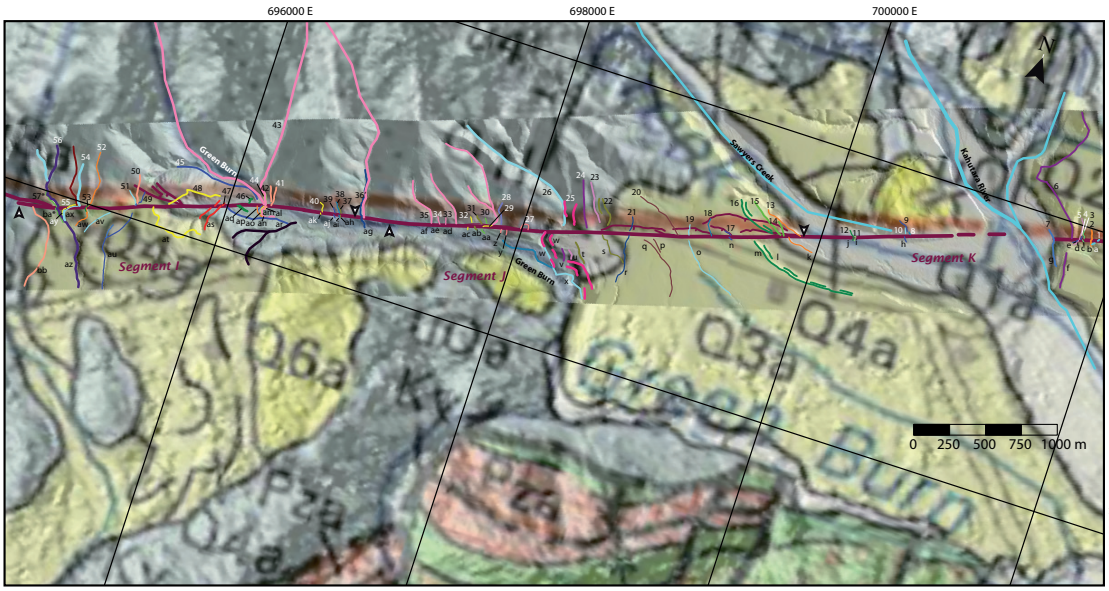
Supplement E- 2: (Continued)



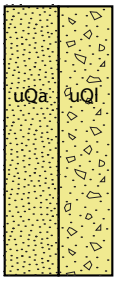
Supplement E- 3: Superimposition of the geological map (1:250 000, Rattenbury et al. [2006]) on the LiDAR and SPOT DEMs, and on our morpho-tectonic mapping (Supplement 4-1). Nature and ages of stratigraphic layers are indicated in the map legend. Ages inferred for the markers that we mapped are reported in Table 5 in Electronic Supplements.



Supplement E- 3: (Continued)



Geological legend (after Rattenbury et al., 2006):



Q1a	Postglacial deposits, including river gravel and sand, fan deposit and swanp deposits (Q1a) and landslide debris (Q1l) (0 -12kyr)
Q2a	River gravel, sand with minor silt and fan deposits (12-24 kyr)
Q3a	River gravel, sand with minor silt and fan deposits (24-59 kyr)
Q4a	River gravel, sand with minor silt and fan deposits (59-71 kyr)
Q6a	River gravel, sand with minor silt and fan deposits (128-186 kyr)
	Undifferenciated older alluvial fans and terrace deposits (uQa) and landslide deposits (uQl) (Pleistocene, 12-362 kyr)
Png	Marine siltstone, poorly bedded marine of the Greta formation (1.3-5.3 Myr)
Mnw	Massive to poorly bedded, calcareous silty mudstone of the Waima formation (~10-23.8 Myr)
Onl	Undiferientiated limestone, calcareous mudstone, and basal greensand (23.8-33.7 Myr)
IK	Undifferentiated Paleocene-Eocene sedimentary minor volcanic rocks (65- ~100 Myr)
Ktp	Well bedded sandstone and mudstone and poorly bedded sandstone (~100-145 Myr)

Supplement E- 4 (facing page): Measured cumulative lateral offsets. Marker names refer to Supplement E1. They are indicated on both northern and southern sides of the fault trace (columns 2 & 3). The fault segments along which the offsets are measured are indicated (column 1, see Supp. E1). Columns 4 & 5 report the latitude-longitude coordinates of the piercing points of the northern and southern markers against the fault trace. Columns 6, 7 and 8 report the measured cumulative lateral offsets, the uncertainties on the measurements, and the quality weight attributed to the marker pair matching. Column 9 indicates the color of the markers on Figure Supplement E1. Column 10 provides a short description of the markers' nature, while column 11 adds a few comments. The lines in dark green are for alluvial markers of 'stream- or channel-type', lines in pale green are for alluvial markers of 'terrace-type', lines in yellow are for markers of 'landslide-type', lines in pink are for topographic markers of various types. Lines in gray are measurements that we removed from the analysis (for reasons explained in text or figure captions). See text for more details.

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lat/Long northern marker (° ′ ″)	Lat /Long southern marker (° ′ ″)	Lateral Offset (m)	Uncertainty (m)	Weight on correlation	Color in Fig. ES1	Nature of the marker	Comment
Segment K	**1**	**a**	42 22 54.13 / 173 27 6.49	42 22 54.86 / 173 27 5.87	**21**	3	0.3	Pale Blue	Tiny gully	Subtle, at moderate angle to fault trace
	2	**b**	42 22 54.27 / 173 27 4.63	42 22 54.65 / 173 27 4.43	**6**	2	1	Orange	Small gully	
	3	**c**	42 22 54.72 / 173 27 2.33	42 22 55.17 / 173 27 2.05	**17**	3	0.3	Pale Green	Small gully eastern cliff	At moderate angle to fault trace
	4	**e**	42 22 55.14 / 173 27 1.37	42 22 55.54 / 173 27 0.66	**15**	3	0.3	Dark Blue	Small gully western cliff	Subtle and at moderate angle to fault trace
	5	**d**	42 22 55.23 / 173 27 1.02	42 22 55.53 / 173 27 0.9	**4**	2	0.6	Pink	Stream eastern cliff	
	6	**f**	42 22 55.52 / 173 26 58.74	42 22 59.14 / 173 26 58.72	**35**	5	0.6	Violet	Eastern cliff of Kahutara River	The '6' leading edge is expected to be well-preserved while the 'f' trailing edge might be partly eroded.
	7	**g**	42 22 57.11 / 173 26 55.58	42 22 58.19 / 173 26 53.86	**21**	5	0.3	Blue	Gully in Kahutara eastern riverbank	Subtle
	9	**h**	42 23 6.62 / 173 26 10.86	42 23 7.94 / 173 26 10.62	**22**	2	1	Dark blue	Crest of landslide scar	
	10	**h**	42 23 7.2 / 173 26 10.66	42 23 7.94 / 173 26 10.62	**15**	2	1	Pale Blue	Secondary scar in the landslide	Clear though subtle
	8	**h**	42 23 7.07 / 173 26 12.03	42 23 7.94 / 173 26 10.62	**44**	3	1	Medium Blue	Easternmost edge of the landslide scarp	The correlation well restores the original shape as that of several other features nearby
	12	**j**	42 23 11.89 / 173 25 56.19	42 23 12.07 / 173 25 56.0	**3**	1	1	Dark Green	Small gully in recently abandonned Kahutara riverbed	
	11	**i**	42 23 11.61 / 173 25 57.26	42 23 11.96 / 173 25 56.57	**9**	2	0.6	Pale Green	Small gully in recently abandonned Kahutara riverbed	
Segment J	**13**	**k**	42 23 15.76 / 173 25 40.76	42 23 16.83 / 173 25 37.57	**80**	5	0.6	Orange	Top River cliff and young preserved terrace riser of the Sawyears Creek River	The 'k' leading edge is expected to be well-preserved while the '13' trailing edge might be partly eroded.
	14	**l**	42 23 16.86 / 173 25 35.88	42 23 20.47 / 173 25 31 27	**197**	10	1	Dotted Pale & Dotted Dark Green	Base of a preserved 'old' terrace riser of the Sawyears Creek River	In the north, the riser splays into two branches.
	15	**m**	42 23 17.0 / 173 25 34.9	42 23 20.37 / 173 25 28.09	**190**	10	1	Pale & Dark Green (solid lines)	Top of a preserved 'old' terrace riser of the Sawyears Creek River	In the north, the riser splays into two branches.
	16	**m**	42 23 17.22 / 173 25 31.92	42 23 20.37 / 173 25 28.09	**190**	10	Not considered	Dark Green	Top of a preserved 'old' terrace riser of the Sawyears Creek River	The 16 riser is the second northern branch of the '14-15' riser, with both collapsing south of the fault to form the single 'l-m' riser. Its offset is thus identical to that of 14-15. Hence, to avoid duplicating the value, we don't consider it
	17	**n**	42 23 20.78 / 173 25 20.61	42 23 21.37 / 173 25 20.42	**29**	4	0.6	Dark Blue	Small gully at base of secondary fault	
	18	**o**	42 23 22.41 / 173 25 15.17	42 23 25.14 / 173 25 9.13	**168**	5	1	Medium and Pale blue	Gully flowing from the base of a secondary fault in the north, becoming a clearer stream south of the main fault	
	19	**o**	42 23 23.94 / 173 25 8.68	42 23 25.14 / 173 25 9.13	**10**	3	1	Pale Blue	Clearly offset stream channel	
	20	**p**	42 23 24.81 / 173 25 5.52	42 23 27.51 / 173 24 58.89	**185**	5	0.6	Brown	Base of an old terrace riser	The riser is partly eroded
	20	**q**	42 23 24.81 / 173 25 5.52	42 23 28.32 / 173 24 56.34	**260**	10	0.3	Brown	Base of the same terrace riser than p (2 branches)	At moderate angle to fault trace and the riser is partly eroded

Supplement E- 4: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lat/Long northern marker (° ′ ″)	Lat /Long southern marker (° ′ ″)	Lateral Offset (m)	Uncertainty (m)	Weight on correlation	Color in Fig. ES1	Nature of the marker	Comment
Segment J	**21**	**r**	42 23 27.49 / 173 24 51.13	42 23 28.53 / 173 24 51.47	**12**	4	0.6	Blue	Small stream channel	A small basin along the fault partly obscures the correlation
	22	**s**	42 23 27.93 / 173 24 44.3	42 23 30.53 / 173 24 43.86	**29**	6	0.3	Olive (full line)	Old terrace riser (top) and small gully flowing at its base	
	22	**t**	42 23 27.93 / 173 24 44.3	42 23 34.18 / 173 24 36.86	**201**	20	0.6	Olive	Top of an old terrace riser	The correlation well restores the likely original shape and many other features nearby
	23	**u**	42 23 28.01 / 173 24 41.79	42 23 36.26 / 173 24 35.77	**215**	30	0.6	Pink	Spur flanking a small stream	The correlation well restores the likely original shape and many other features nearby
	24	**v**	42 23 30.1 / 173 24 38.52	42 23 36.52 / 173 24 33.6	**201**	10	0.6	Violet	Spur flanking a small stream, facing the 23-u spur	The correlation well restores the likely original shape and many other features nearby
	25	**w**	42 23 30.32 / 173 24 34.6	42 23 34.42 / 173 24 29.29	**130**	20	0.6	Dark Pink	Top & base of river cliff	The eastern trailing edge in the south might be partly eroded
	26	**x**	42 23 31 23 / 173 24 31.72	42 23 34.38 / 173 24 26.9	**105**	10	1	Pale Blue	Deflected active Riverbed	
	27	**z**	42 23 35.31 / 173 24 19.68	42 23 36.95 / 173 24 14.31	**126**	4	1	Pale Pink	Western edge of a small landslide scar	
	27	**y**	42 23 35.04 / 173 24 21.89	42 23 36.69 / 173 24 15.94	**128**	3	1	Pale Pink	Eastern edge of a small landslide scar	
	28	**aa**	42 23 35.83 / 173 24 13.68	42 23 38.36 / 173 24 8.59	**89**	3	0.3	Medium Blue and Pale Green	Base of a gully cliff and small gully	
	29	**ac**	42 23 37.64 / 173 24 8.8	42 23 39.04 / 173 24 4.47	**93**	3	0.3	Yellow	Base of a young terrace riser	Modere angle to fault trace
	30	**aa**	42 23 36.81 / 173 24 9.44	42 23 38.37 / 173 24 8.67	**37**	3	0.6	Pale Green	Small gully	
	31	**ab**	42 23 37.18 / 173 24 7.95	42 23 38.38 / 173 24 6.32	**58**	10	0.3	Olive	Small gully	Moderate angle to fault trace
	32	**ac**	42 23 37.71 / 173 24 5 09	42 23 39.06 / 173 24 4.41	**33**	2	1	Yellow	Small gully	
	33	**ad**	42 23 40.18 / 173 23 57.89	42 23 40.34 / 173 23 57.81	**5**	2	1	Pale Green	Top of the eastern margin of a small gully	
	34	**ae**	42 23 40.94 / 173 23 54.82	42 23 41.18 / 173 23 54.35	**12**	2	1	Dark Blue	Top of the eastern crest of a small relief	
	35	**af**	42 23 41.22 / 173 23 53.4	42 23 41.4 / 173 23 53.34	**3**	2	1	White	Top of the western margin of an active stream	
	36	**ag**	42 23 44.89 / 173 23 33.33	42 23 45.15 / 173 23 32.84	**8**	2	1	Medium blue	Top of a young terrace riser	
I-J	**37**	**ah**	42 23 45.7 / 173 23 26.6	42 23 46.14 / 173 23 26.54	**8**	3	1	Olive	Crest of a gully' cliff	
Segment I	**38**	**ai**	42 23 45.74 / 173 23 26.12	42 23 46.2 / 173 23 26.16	**27**	3	1	Medium Blue	Bed of a small gully	
	39	**aj**	42 23 46.04 / 173 23 24.88	42 23 46.59 / 173 23 24.63	**18**	3	1	Dark Blue	Bed of a small gully	
	40	**ak**	42 23 46.81 / 173 23 21.1	42 23 47.16 / 173 23 20.71	**18**	2	1	Yellow	Eastern edge of a landslide scar	
	41	**al**	42 23 49.28 / 173 23 5.77	42 23 49.96 / 173 23 4.6	**28**	2	1	Orange	Eastern top of the river cliff	
	42	**am**	42 23 49.52 / 173 23 4.31	42 23 50.87 / 173 23 3.85	**16**	7	0.6	Pale Green	Top of the riser of the youngest, lowest terrace above the river to the east	The trailing southern edge might be partly eroded

Supplement E- 4: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lat/Long northern marker (° ′ ″)	Lat /Long southern marker (° ′ ″)	Lateral Offset (m)	Uncertainty (m)	Weight on correlation	Color in Fig. ES1	Nature of the marker	Comment
	43	**an**	42 23 49.66 / 173 23 4.07	42 23 49.99 / 173 23 4.1	**21**	4	0.3	Pink	Present riverbed; correlation ignoring the bend	Ambiguous to determine which sections of the river were correlated
	43	**ap**	42 23 49.66 / 173 23 4.07	42 23 50.47 / 173 23 1.81	**56**	5	1	Pink & Orange	The river once created the orange terrace riser	
	44	**ao**	42 23 49.48 / 173 23 3.79	42 23 49.95 / 173 23 3.78	**16**	4	1	Yellow	Top of the river cliff	Correlation is done ignoring the bend close to the fault.
	45	**ar**	42 23 49.01 / 173 23 1.06	42 23 52.94 / 173 23 53.2	**222**	10	0.6	Dark blue	Top of a river cliff (Stone Jug age?)	Moderate angle to fault trace (but close to the fault)
	46	**aq**	42 23 50.47 / 173 22 59.11	42 23 51.32 / 173 22 56.14	**60**	10	0.3	Green	Abandonned terrace riser (top & base considered together)	Moderate angle to fault trace. Correlation is made for the top
	47	**as**	42 23 52.96 / 173 22 51.85	42 23 53.3 / 173 22 51 31	**8**	2	1	Red	Eastern crest of a gully' catchement. Coordinates for top	The sharpness of that part of the crest suggests it has been reshaped over time and hence might be younger than the original crest. The correlation well restores the original shape
	48	**at**	42 23 56.73 / 173 22 36.19	42 23 58.65 / 173 22 32.13	**90**	5	1	Yellow	Western crest of a gully' catchement.	That side of the catchment looks preserved, with its original shape maintained and well restored with the correlation
	49	**au**	42 23 58.5 / 173 22 28.02	42 24 1.48 / 173 22 26.75	**23**	4	0.6	Dark blue	Small stream channel incising a terrace surface (likely T1 from Kneupfer 1992)	The correlation is done with the NS section of the northern channel.
	49	**av**	42 23 59.52 / 173 22 26.91	42 24 3.02 / 173 22 20.26	**178**	70	0.3	Dark and Pale Blue	Small stream channel at the base of an oldand smoothed terrace riser	Moderate angle to fault trace
Segment I	**50**	**bb**	42 23 58.85 / 173 22 27.13	42 24 7.73 / 173 21 57.49	**760**	100	0.3	Pale Orange	Eastern base of a remnant of an old incised terrace	
	51	**aw**	42 23 59.57 / 173 22 26.63	42 24 3.84 / 173 22 12.98	**309**	30	1	Pale Blue & Orange	Small stream channel	
	51	**az**	42 23 59.57 / 173 22 26.63	42 24 6.17 / 173 22 4.63	**544**	10	0.6	Pale Blue and Violet	Stream channel	
	52	**ax-NE**	42 24 2.84 / 173 22 13.7	42 24 6.05 / 173 22 6.91	**107**	10	0.6	Orange and Pale Blue	Stream channel	The abandoned 52 stream is here correlated with the deflected NE section of the ax stream
	52	**ax-NS**	42 24 2.84 / 173 22 13.7	42 24 6.05 / 173 22 6.91	**161**	10	1	Orange and Pale Blue	Stream channel	The abandoned 52 stream is here correlated with the≈ NS section of the ax stream
	53	**av**	42 24 3.62 / 173 22 12.92	42 24 3.99 / 173 22 12.7	**4**	1	1	Dark Green	Western edge of a small incision, renewed gully	
	54	**ax-NS**	42 24 3.88 / 173 22 10.57	42 24 6.05 / 173 22 6.91	**110**	3	1	Pale Blue	Channels	The correlation well restores the ≈ NS section of the stream, and several other features nearby
	54	**az**	42 24 3.88 / 173 22 10.57	42 24 6.17 / 173 22 4.63	**153**	7	1	Pale Blue and Violet	Channels	
	55	**ay**	42 24 5.16 / 173 22 7.54	42 24 5.52 / 173 22 7.05	**20**	6	0.6	Yellow	Western edge of a small incision, renewed gully	The marker is clear though slighly oblique to fault trace.
	57	**ba**	42 24 5.95 / 173 22 4.42	42 24 6.25 / 173 22 4.13	**15**	4	1	Pale green	Top of the western cliff of the 56-az channel	
	58	**bc**	42 24 6.79 / 173 21 40.72	42 24 7.34 / 173 21 39.53	**39**	5	0.6	Dark Blue	Stream bed	The marker is offset twice across the main fault and a secondary branch. The measured offset is the total lateral slip
H-I	**59**	**dm**	42 24 9.09 / 173 21 29.49	42 25 13.07 / 173 18 28.88	**4700**	400	Not considered			Bull (1991) recognized that Charwell River was once connected to the Quail Creek stream (≈N-S trending, southern extension of dm), at an age of Flax Hills aggradation ≈ 31-48 ka ago

Supplement E- 4: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lat/Long northern marker (° ′ ″)	Lat /Long southern marker (° ′ ″)	Lateral Offset (m)	Uncertainty (m)	Weight on correlation	Color in Fig. ES1	Nature of the marker	Comment
Segment H	**59**	**bn**	42 24 9.09 / 173 21 29.49	42 24 21.75 / 173 21 2.33	**730**	100	0.3	Violet and Orange	Old riser (base) incising oldest terrace Ag (Ag as defined by Knuepfer 1992)	Riser bn was once likely formed by the Charwell river (same direction). The riser corresponds to the R1 riser defined by Knuepfer 1992, supposed to be displaced by 600 ± 50 with respect to the present Charwell riverbed, and have an age of ≈ 11 ka. The leading western edge in the north has obviously been eroded so the offset is a minimum value
	60	**bd**	42 24 8.63 / 173 21 31.41	42 24 8.75 / 173 21 31.43	**2**	2	0.6	Green	Ephemeral channel in Charwell present riverbed	
	61	**be**	42 24 8.77 / 173 21 30.84	42 24 9.18 / 173 21 30.78	**8**	3	0.6	Brown	Lens of abandonned deposits in present Charwell riverbed	
	62	**bf**	42 24 8.93 / 173 21 30.13	42 24 9.43 / 173 21 29.8	**18**	2	1	Pale Pink	Top of the youngest terrace riser above the present Charwell riverbed	The western leading edge in the north might be partly eroded but it does not look so. Corresponds to riser R12 defined by Knuepfer 1992, supposed to be younger than 3.9 ± 0.4 ka and offset by 5.2 ± 1.0 m.
	63	**bg**	42 24 9.07 / 173 21 29.54	42 24 9.59 / 173 21 29.15	**15**	3	0.6	Yellow, dotted	Base of the largest youngest terrace riser above present Charwell riverbed	Corresponds to the R10 + R11 risers defined by Knuepfer 1992, supposed to be displaced by 18 ± 3 and 22 ± 2 m and have an age pf ≈ 3.9 ka.
	64	**bh**	42 24 9.24 / 173 21 26.07	42 24 13.61 / 173 21 20.68	**185**	25	0.6	Dark pink, dotted	Base of the highest riser above present Charwell riverbed	Sinuous shape. The riser corresponds to the R6 riser defined by Knuepfer 1992, supposed to be displaced by 100 ± 15 m and have an age of ≈ 5,5 ka. The correlation well restores the original shape as many other features nearby
	65	**bi**	42 24 9.47 / 173 21 24.62	42 24 12.93 / 173 21 17.32	**200**	20	0.6	Dark Pink, full line	Top of the highest riser above present Charwell riverbed	Sinuous shape. The riser corresponds to the R6 riser defined by Knuepfer 1992, supposed to be displaced by 100 ± 15 m and have an age of ≈ 5,5 ka. The marker is partly eroded, making the offset a minimum value
	66	**bl**	42 24 10.36 / 173 21 23.22	42 24 15.53 / 173 21 16.29	**162**	10	0.3	Red, full line	Top of one of the oldest terrace risers above present Charwell river	Corresponds to riser R3 defined by Knuepfer 1992, supposed to be displaced by 170 ± 20 m, and have an age of ≈ 6.7 ka. The marker is hardly represented in the north, making the correlation ambiguous and the slip poorly documented
	67	**bm**	42 24 10.75 / 173 21 21.7	42 24 14.82 / 173 21 12.96	**220**	10	1	Green	Top of one of the oldest terrace risers above present Charwell river	Corresponds to riser R2 defined by Knuepfer 1992, supposed to be displaced by 230 ± 5 to 390 ± 20 m, and have an age of ≈ 8.5 ka
	68	**bj**	42 24 11.69 / 173 21 17.9	42 24 12.3 / 173 21 17.79	**24**	2	1	Pale blue	Gully at base of linear, NW-trending small relief	
	68	**bk**	42 24 11.69 / 173 21 17.9	42 24 13.37 / 173 21 13.95	**120**	3	0.6	Pale and Dark blue	Linear, NW-trending small relief	
	69	**bo**	42 24 14.27 / 173 21 5.83	42 24 22.22 / 173 20 58.13	**300**	10	0.6	Pale and dark Blue	Present '69' stream and base of an ancien terrace riser, older than riser bn (R1 as defined in Knuepfer 1992)	Same direction of flowing on either side, suggesting that 69 stream once incised the terrace Ag (dated at ≈ 14 ka by Knuepfer 1992).
	70	**bp**	42 24 15.51 / 173 21 2.94	42 24 16.42 / 173 21 1.9	**38**	5	0.6	Dark blue	Small gullies	Subtle
	70	**br**	42 24 15.51 / 173 21 2.94	42 24 17.05 / 173 20 59.4	**93**	4	0.6	Dark blue	Small gullies	Subtle
	70	**bs**	42 24 15.51 / 173 21 2.94	42 24 19.05 /173 20 54 85	**200**	4	0.3	Dark and Medium Blue	Small gullies	Subtle
	71	**bq**	42 24 15.97 / 173 21 2.32	42 24 16.38 / 173 21 1.62	**21**	2	1	White	Western edge of a small gully	
	72	**bs**	42 24 16.93 / 173 20 56.4	42 24 19.05 /173 20 54 85	**59**	5	1	Medium Blue	Small gully western cliff	

Supplement E- 4: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lat/Long northern marker (° ′ ″)	Lat /Long southern marker (° ′ ″)	Lateral Offset (m)	Uncertainty (m)	Weight on correlation	Color in Fig. ES1	Nature of the marker	Comment
	73	**bt**	42 24 18.26 / 173 20 46.94	42 24 20.41 / 173 20 47.09	**16**	4	0.6	Brown	Topographic ≈ NS crest	Topographic ≈ NS crest having a similar pattern and trend on both sides of the fault
	74	**bu**	42 24 19.49 / 173 20 45.84	42 24 20.78 / 173 20 45.12	**20**	4	0.6	Yellow	Topographic ≈ NS crest having a similar pattern and trend on both sides	
	75	**bw**	42 24 22.49 / 173 20 44.26	42 24 23.83 / 173 20 45.16	**10**	2	0.6	Violet	Top of one of the youngest terrace risers	The marker might have been eroded on the eastern leading edge in the south
	76	**bx**	42 24 23.84 / 173 20 35.36	42 24 31.38 / 173 20 34.03	**117**	15	0.3	Red	Top of terrace riser likey equivalent of R3 (as defined in Knuepfer 1992)	
	77	**by**	42 24 28.21 / 173 20 30.68		**40**	4	0.6	Dark Blue	Top eastern edge of an old surface showing similar aspect on both sides	
	78	**bz**	42 24 27.93 / 173 20 27.16	42 24 28.78 / 173 20 25.55	**30**	3	1	Pale Pink	Western edge of a small landslide	
Segment H	**79**	**ca**	42 24 27.22 / 173 20 26.55	42 24 30.57 / 173 20 23.96	**86**	15	0.6	Green	Top&base of Eastern flank of a gully incising an old terrace (coordinates for top)	Though smoothed by weathering, the marker is clear, ≈ perpendicular to fault trace and the correlation well restores its likely original shape
	80	**cb**	42 24 32.49 / 173 20 14.14	42 24 35.0 / 173 20 8.06	**164**	10	0.6	Dark and Pale blue	Bed of a channel incising an old terrace	Though smoothed by weathering, the marker is quite clear, yet at moderate angle to fault trace. The northern marker is abandonned.
	81	**cb**	42 24 33.19 / 173 20 9.22	42 24 35.0 / 173 20 8.06	**38**	4	0.3	Pale Blue	Bed of a channel incising an old terrace	Though smoothed by weathering, the marker is quite clear, at moderate angle to fault trace and with a basin partly obcuring the offset
	82	**cc**	42 24 35.79 / 173 20 3.1	42 24 37.41 / 173 20 1.93	**34**	3	0.6	Yellow	Bed of a small gully incising an old terrace	At moderate angle to fault trace. The correlation well restores the original shape and that of a few other features nearby
	83	**cd**	42 24 36.85 / 173 20 1.74	42 24 38.07 / 173 20 0.31	**47**	5	1	Red	Top of Eastern Cliff of an active channel	
	84	**ce**	42 24 36.7 / 173 20 1.4	42 24 38.11 / 173 19 59.72	**49**	3	1	Pale Blue	Present stream bed	
	84	**cf**	42 24 36.7 / 173 20 1.4	42 24 49.46 / 173 19 39.63	**570**	30	0.6	Pale and Medium Blue	Two active channel beds	The width of the fault zone in this area makes the correlation slightly ambiguous
	85	**cf**	42 24 48.01 / 173 19 41.68	42 24 48.95 / 173 19 40.54	**15**	3	1	Medium Blue	Active bed of a stream	
	85	**cg**	42 24 48.01 / 173 19 41.68	42 24 49.42 / 173 19 35.8	**150**	20	0.6	Medium and Dark Blue	Active and abandoned stream beds	
	87	**ci**	42 24 55.75 / 173 19 17.49	42 24 56.88 / 173 19 16.86	**32**	10	1	Brown	Western edge of a recent alluvial fan deposited by the 88 stream	
	86	**ch**	42 24 53.73 / 173 19 23.22	42 24 55.82 / 173 19 22.18	**50**	10	1	Brown	Eastern edge of a recent alluvial fan deposited by the 88 stream.	The eastern edge is offset twice by two branches of the fault
Segment G	**90**	**cm**	42 24 58.88 / 173 19 12.13	42 25 3.6 / 173 19 8.05	**145**	20	1	Medium Blue and Green	Active stream bed and abandoned stream incising an equivalent of T1 terrace?).	The western edge of the abandoned stream is considered here
	90	**cl**	42 24 58.41 / 173 19 12.78	42 25 3.2 / 173 19 9.32	**156**	20	1	Medium Blue and Green	Active stream bed and abandoned stream incising an equivalent of T1 terrace?).	The eastern edge of the abandoned stream is considered here
	90	**ct**	42 24 58.88 / 173 19 12.13	42 25 7.78 / 173 18 55.69	**480**	20	1	Medium Blue and Violet	Active stream bed and abandoned stream	
	90	**dc**	42 24 58.88 / 173 19 12.13	42 25 10.94 / 173 18 41.05	**825**	20	1	Medium and Dark Blue	Active stream bed and partly abandoned stream	

Supplement E- 4: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lat/Long northern marker (° ′ ″)	Lat /Long southern marker (° ′ ″)	Lateral Offset (m)	Uncertainty (m)	Weight on correlation	Color in Fig. ES1	Nature of the marker	Comment
Segment G	**88**	**ck**	42 24 55.63 / 173 19 18.07	42 24 59.13 / 173 19 12.63	**167**	20	0.6	Pink and Medium Blue	Abandoned stream and likely captured active stream	
	88	**cl-cm**	42 24 55.63 / 173 19 18.07	42 25 3.6 / 173 19 8.05	**320**	30	0.6	Pink and Green	Abandoned streams	cl is considered
	89	**cj**	42 24 56.46 / 173 19 13.36	42 24 58.25 / 173 19 13.26	**23**	4	1	Yellow	Eastern top of the 90-ck stream cliff	
	91	**cn**	42 25 2.48 / 173 19 0.13	42 25 5.12 / 173 19 0.2	**30**	10	0.6	Medium Blue	Small gully. The correlation ignores the bend close to the fault	The bend close to the fault makes the correlation slightly ambiguous
	91	**ct**	42 25 4.59 / 173 18 59.85	42 25 7.69 / 173 18 55.64	**140**	10	0.3	Medium Blue and Violet	Small gully and small stream channel	
	91	**da**	42 25 4.59 / 173 18 59.85	42 25 10.44 / 173 18 47.09	**324**	20	0.3	Medium Blue	Small gully and abandoned stream channel	
	92	**co**	42 25 5.02 / 173 18 58.71	42 25 5.35 / 173 18 58.28	**9**	2	1	Pink	Eastern edge of a small topographic hill	
	93	**cp**	42 25 5.39 / 173 18 57.57	42 25 5.66 / 173 18 57.42	**5**	2	1	Red	Small gully	
	93	**cq**	42 25 5.39 / 173 18 57.57	42 25 5.95 / 173 18 56.72	**23**	2	1	Red and Medium Blue	Small gully	
	94	**cr**	42 25 5.81 / 173 18 56.66	42 25 6.05 / 173 18 56.53	**16**	5	0.6	Green	Eastern edge of a small topographic hill	
	95	**cs**	42 25 5.88 / 173 18 56.34	42 25 6.16 / 173 18 56.24	**8**	3	0.6	Yellow	Western edge of a small topographic hill	The marker is subtle
	96	**cu**	42 25 6.3 / 173 18 55.2	42 25 6.74 / 173 18 54.5	**13**	2	1	Dark Blue and Violet	Eastern edge of a small topographic hill	
	97	**cu**	42 25 6.55 / 173 18 54.62	42 25 6.74 / 173 18 54.5	**12**	3	0.6	Violet	Eastern edge of a small topographic hill. The correlation ignores the bend close to the fault	The marker is subtle
	99	**cv**	42 25 7.02 / 173 18 53.02	42 25 7.42 / 173 18 52.43	**18**	3	1	Yellow	Eastern edge of a small topographic hill.	
	98	**cv**	42 25 6.89 / 173 18 53.5	42 25 7.42 / 173 18 52.43	**29**	2	1	Orange and Yellow	Eastern edge of a small topographic hill.	
	100	**cw**	42 25 7.01 / 173 18 52.54	42 25 7.67 / 173 18 51.82	**24**	3	1	Blue	Western edge of the small topographic hill bounded by 99 to the east	
	101	**cx**	42 25 7.47 / 173 18 51.4	42 25 7.71 / 173 18 51.3	**3**	1	1	Pink	Eastern of a small gully	
	102	**cy**	42 25 8.9 / 173 18 46.77	42 25 9.26 / 173 18 46.22	**23**	3	0.6	Yellow	Western, W-facing edge of a small relief. Thetop is considered here	At moderate angle to fault trace
	103	**cz**	42 25 8.97 / 173 18 46.39	42 25 9.46 / 173 18 45.56	**29**	3	0.6	Brown	Western, W-facing edge of a small relief. The base is considered here	At moderate angle to fault trace
	104	**db**	42 25 9.81 / 173 18 42.2	42 25 10.38 / 173 18 40.95	**33**	3	1	Orange and Yellow	Eastern top of a stream cliff	
	105	**db**	42 25 9.86 / 173 18 41.49	42 25 10.38 / 173 18 40.95	**23**	3	1	Yellow	Eastern top of a stream cliff	
	106	**db**	42 25 9.85 / 173 18 40.91	42 25 10.38 / 173 18 40.95	**12**	2	1	Medium Blue and Yellow	Top of the eastern margin of the active stream	
	106	**dc**	42 25 9.85 / 173 18 40.91	42 25 10.83 / 173 18 41.07	**19**	6	0.6	Medium and Dark Blue	Active deflected stream bed	At moderate angle to fault trace
	106	**dg**	42 25 9.85 / 173 18 40.91	42 25 11.99 / 173 18 32.5	**187**	15	0.6	Medium Blue and Red	Partly abandoned stream channel and riverbed in the process of being abandoned	

Supplement E- 4: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lat/Long northern marker (° ′ ″)	Lat /Long southern marker (° ′ ″)	Lateral Offset (m)	Uncertainty (m)	Weight on correlation	Color in Fig. ES1	Nature of the marker	Comment
Segment G	**107**	**dd**	42 25 10.09 / 173 18 40.51	42 25 10.6 / 173 18 39.74	**30**	3	0.6	Dark Green	Top of the western cliff of the 106-dc stream	The northern marker might have been partly eroded
	108	**de**	42 25 11.03 / 173 18 36.74	42 25 11.37 / 173 18 36.29	**17**	2	1	Dark Blue	Western edge of a small gully	The marker is subtle
	109	**df**	42 25 11.26 / 173 18 34.42	42 25 11.63 / 173 18 34.56	**8**	3	1	Yellow	Western edge of a landslide scar	
	110	**dh**	42 25 11.63 / 173 18 32.37	42 25 12.1 / 173 18 31.65	**21**	3	1	Pale Violet	Deflected active riverbed	
	110	**dk**	42 25 11.85 / 173 18 31.82	42 25 13.45 / 173 18 29.53	**83**	10	0.6	Pale Violet Full and Dotted lines	Present riverbed and abandoned incision edge	The markers can be partly eroded
	110	**dm**	42 25 11.85 / 173 18 31.82	42 25 13.07 / 173 18 28.88	**78**	10	1	Pale Violet and Dotted Green	Present Riverbed and ancient deflected stream	The moderate angle to fault trace of the abandoned stream yields significant uncertainties
	110	**dm**	42 25 11.85 / 173 18 31.82	42 25 22.58 / 173 18 17.87	**320**	40	0.3	Violet and Green full line	Present riverbed and ancient stream, ignoring the subsequent deflection	The correlation is ambiguous on the choice of the original stream sections to correlate
	111	**di**	42 25 11.83 / 173 18 31.29	42 25 12.18 / 173 18 31.34	**4**	2	1	Olive	Top of one of the youngest terrace risers above river 110-dh	
	111	**dj**	42 25 11.83 / 173 18 31.29	42 25 12.58 / 173 18 30.7	**21**	4	0.6	Olive and Orange	Top of an abandoned terrace risers above river 110-dh	
	112	**dl**	42 25 11.68 / 173 18 30.77	42 25 13.21 / 173 18 28.83	**61**	8	0.6	Dark Green	Top of the highest and hence oldest terrace riser above the110-dh riverbed	The northern marker might have been slightly eroded
	113	**dn**	42 25 14.21 / 173 18 21.12	42 25 15.02 / 173 18 18.33	**89**	10	0.3	Yellow	Eastern edge of a small basin	The marker is subtle
Segment F	**114**	**do**	42 25 15.12 / 173 18 15.58	42 25 16.96 / 173 18 12.32	**90**	10	0.3	Orange	Eastern edge of a small relief	
	115	**dp**	42 25 15.51 / 173 18 12.56	42 25 16.07 / 173 18 11.06	**47**	3	0.6	Pale Blue	Western edge of a small relief	
	116	**dq**	42 25 13.9 / 173 18 1.57	42 25 18.71 / 173 17 54.36	**214**	20	0.3	Green	Eastern top of the River cliff	The marker is clear yet might have been eroded
	117	**dr**	42 25 13.98 / 173 17 57.81	42 25 27.74 / 173 17 56.43	**165**	30	0.3	Dark Blue and Violet	Active riverbed and abandonned stream channel	Though it is likely that the two streams were originally connected, the correlation is ambiguous
	118	**ds**	42 25 34.34 / 173 17 18.59	42 25 34.84 / 173 17 17.88	**21**	2	0.6	Green	Crest of an erosional cliff	The marker is subtle
	119&120	**dt&du**	42 25 43.02 / 173 17 2.76	42 25 45.64 / 173 16 58.08	**125**	10	0.6	Medium Blue full & Dotted lines	Top & Base of a west-facing erosional scarp (coordinates for the top)	The marker might have been partly eroded
	121	**dw**	42 25 55.29 / 173 16 19.1	42 26 1.21 / 173 16 14.68	**202**	30	0.6	Yellow	Base of the most prominent and likely oldest terrace riser above the Conway river	The disruption of the marker close to the fault makes the correlation slightly ambiguous
Segment E	**123**	**dv**	42 25 59.75 / 173 16 16.03	42 26 1.02 / 173 16 14.12	**60**	3	0.6	Pale Blue	Small gully	The marker is subtle
	123	**dx**	42 25 59.75 / 173 16 16.03	42 26 1.33 / 173 16 13.92	**70**	5	0.6	Pale Blue and Dark Violet	Small gully	The marker is subtle
	122	**dv**	42 25 59.24 / 173 16 16.71	42 26 1.02 / 173 16 14.12	**83**	5	0.6	Dark and Pale Blue	Small gully	The marker is subtle
	124	**dv**	42 26 0.07 / 173 16 15.08	42 26 1.02 / 173 16 14.12	**40**	5	0.6	Pink and Pale Blue	Small gully	The marker is subtle
	124	**dx**	42 26 0.07 / 173 16 15.08	42 26 1.33 / 173 16 13.92	**53**	3	0.6	Pink and Dark Violet	Small gully	The marker is subtle

Supplement E- 4: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lat/Long northern marker (° ′ ″)	Lat /Long southern marker (° ′ ″)	Lateral Offset (m)	Uncertainty (m)	Weight on correlation	Color in Fig. ES1	Nature of the marker	Comment
Segment E	**125**	**dy**	42 26 0.81 / 173 16 13.82	42 26 2.42 / 173 16 11.35	**101**	5	0.6	Pale Blue and Pale Green	Top of a west-facing erosional scarp, likely an old terrace riser	The southern marker might have been partly eroded
	127	**dz**	42 26 2.37 / 173 16 7.99	42 26 3.32 / 173 16 8.06	**13**	2	1	Yellow	Base of a prominent terrace riser	
	126	**ec**	42 26 2.3 / 173 16 9.89	42 26 4.24 / 173 16 6.27	**111**	10	0.6	Dark Pink	Top of the river cliff	
	128	**ea**	42 26 2.56 / 173 16 7.62	42 26 3.33 / 173 16 7.52	**11**	2	1	Red	One of the youngest terrace risers above the 129 stream bed	
	129	**eb**	42 26 3.24 / 173 16 7.23	42 26 6.92 / 173 16 6.08	**103**	3	1	Medium and Dark Blue	The stream head likely originally formed the abandoned channel	
	129	**ed**	42 26 3.24 / 173 16 7.23	42 26 9.33 / 173 15 55.92	**370**	10	0.6	Medium Blue and Olive	The stream head likely originally formed the abandoned channel. Correlation done on stream beds	Ambiguity exists due to the large offsets
	130	**ee**	42 26 15.65 / 173 15 36.03	42 26 17.8 / 173 15 31.8	**166**	30	0.6	Orange	Highest top crest of the present river cliff	The marker has likely been slightly eroded over time, so the offset is a minimum value
	131	**ef**	42 26 12.93 / 173 15 29.3	42 26 18.56 / 173 15 22.41	**204**	30	0.6	Dark Blue	Base of the present river cliff	The marker has likely been slightly eroded over time, so the offset is a minimum value
	132	**eg**	42 26 24.92 / 173 15 4.46	42 26 27.74 / 173 15 2.86	**100**	4	0.6	Orange	Top of the present stream cliff	The marker might have been partly eroded and the offset is thus a minimum value
Segment D	**133**	**eh**	42 26 26.72 / 173 15 4.37	42 26 28.79 / 173 15 0.01	**121**	6	0.6	Pale Blue, dotted	Abandoned stream bed, likely offset from present bed	
	134	**ei**	42 26 28.41 / 173 14 59.84	42 26 32.96 / 173 14 50.14	**240**	30	1	Pale Blue and Violet	The stream 134 once likely created the du channel that incises an Ag or T1 terrace (as defined in Knuepfer 1992)	
	134	**ej**	42 26 28.41 / 173 14 59.84	42 26 36.08 / 173 14 41.17	**474**	10	0.6	Pale and Dark Blue	The stream 134 once likely created the dw stream which has a similar pattern	Ambiguity exists due to the large offsets
	135	**ej**	42 26 31.79 / 173 14 45.81	42 26 36.08 / 173 14 41.17	**110**	5	1	Pale and Dark Blue	The 135 stream is clearly deflected from original ej position	The correlation well restores the original shape as several other features around
	137	**ek**	42 26 37.74 / 173 14 34.67	42 26 39.03 / 173 14 31.41	**91**	5	1	Brown	Crest of an erosional scarp	
	136	**ek**	42 26 36.55 / 173 14 34.99	42 26 39.03 / 173 14 31.41	**88**	3	1	Pink and Brown	Crest of a landslide scar	
	138	**el**	42 26 38.53 / 173 14 31.7	42 26 39.9 / 173 14 29.63	**55**	3	1	Yellow	Small ridge associated to a gully	
	139	**em**	42 26 45.67 / 173 14 14.71	42 26 46.13 / 173 14 14.18	**24**	3	1	Pale Green	Crest of a small gully cliff	
	140	**en**	42 26 47.47 / 173 14 6.45	42 26 47.83 / 173 14 6.16	**10**	4	1	Black	Highest terrace riser above the present 142 stream bed	
	141	**eo**	42 26 47.49 / 173 14 6.27	42 26 47.96 / 173 14 5.88	**7**	2	1	Olive	Lowest terrace riser above the present 142 stream bed	
	142	**ep**	42 26 47.45 / 173 14 5.78	42 26 48.11 / 173 14 5.2	**17**	3	1	Medium Blue	Base of the present 142 stream cliff	
	143	**eq**	42 26 47.63 / 173 14 4.29	42 26 47.96 / 173 14 4.14	**11**	4	0.6	Orange	Top of a small ridge associated to a small gully	The marker is subtle
	144	**er**	42 26 48.0 / 173 14 3.88	42 26 48.43 / 173 14 4.02	**8**	3	0.6	Pale Blue	Eastern top of a small ridge associated to a small gully	The marker is subtle
	145	**es**	42 26 48.15 / 173 14 3.19	42 26 48.7 / 173 14 3.32	**8**	3	0.6	Yellow	Western top of a small ridge associated to a small gully	The marker is subtle

Supplement E- 4: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lat/Long northern marker (° ′ ″)	Lat /Long southern marker (° ′ ″)	Lateral Offset (m)	Uncertainty (m)	Weight on correlation	Color in Fig. ES1	Nature of the marker	Comment
Segment D	**146**	**et**	42 26 48.71 / 173 14 2.1	42 26 49.1 / 173 14 2.07	**6**	3	0.6	Dark Blue	Top of a small ridge associated to a small gully	The marker is subtle
	147	**eu**	42 26 49.05 / 173 14 1.71	42 26 49.27 / 173 14 1.67	**4**	1	1	Orange	Present small gully bed	
	148	**ev**	42 26 51.78 / 173 13 55.91	42 26 52.41 / 173 13 55.67	**22**	2	1	Pink	Crest of the river cliff	
	150	**ew**	42 26 54.03 / 173 13 49.71	42 26 54.38 / 173 13 49.14	**12**	2	0.6	Pale Blue	Edge of the river bank above the present riverbed	Moderate angle oblique to the fault trace and marker possibly partly eroded
	151	**ez**	42 27 2.22 / 173 13 26.84	42 27 7.81 / 173 13 11.32	**406**	20	0.6	Dark Pink	The two decapitated streams were likely originally connected	
	152	**ex**	42 27 6.79 / 173 13 16.0	42 27 7.2 / 173 13 15.57	**13**	2	0.6	Pale Green	Crest of an erosional scar	The marker is subtle
	153	**ey**	42 27 5.88 / 173 13 14.52	42 27 8.29 / 173 13 13.66	**33**	3	1	Brown	Crest of the present river eastern cliff	
	154	**ez**	42 27 6.34 / 173 13 12.95	42 27 7.81 / 173 13 11.32	**61**	8	1	Dark Pink	Present stream bed and abandoned stream	
	154	**fb**	42 27 6.34 / 173 13 12.95	42 27 14.08 / 173 12 59.47	**376**	10	0.6	Dark Pink and bright pale green	Two streams that were once likely connected	
	155	**fa**	42 27 6.31 / 173 13 11.62	42 27 7.83 / 173 13 9.06	**50**	10	0.6	Orange	Crest of the present river western cliff	The marker has obviously been partly eroded over time
Segment C	**155**	**fc**	42 27 6.31 / 173 13 11.62	42 27 14.41 / 173 12 58.34	**377**	30	0.6	Orange and Red	Crest of the cliff of two present streams that once were likely connected	The markers have likely been eroded, making the correlation partly ambiguous
	156	**fd**	42 27 6.41 / 173 13 1.16	42 27 19.56 / 173 12 50.95	**316**	30	0.3	Dotted Pink and Dotted Yellow	Crest of the cliff of an active stream, and highest terrace riser above the southern prolongation of the stream	The markers are eroded yet still quite clear. The southern riser likely formed above the 157 stream before it was deflected.
	156	**fe**	42 27 6.41 / 173 13 1.16	42 27 23.04 / 173 12 41.9	**454**	20	0.6	Dotted Pink	Present cliffs above the two deflected streams	The markers are partly eroded yet still quite clear and the correlation well restores their original shape and that of other features around
	157	**fh**	42 27 12.18 / 173 12 52.96	42 27 20.87 / 173 12 41.49	**338**	50	0.3	Pink	Two large streams that obviously were originally connected	The original connection is clear at large scale, yet the ofsset is difficult to measure with precision
	160	**fh**	42 27 23.67 / 173 12 31.92	42 27 38.11 / 173 12 22.59	**328**	20	0.6	Violet and Pink	The large-scale views shows that the two present streams were obviously originally connected	The markers are clear and the correlation well restores their original shape and that of many features around. Yet some ambiguity remains due to the large offsets
	160	**fi**	42 27 23.67 / 173 12 31.92	42 27 25.86 / 173 12 28.07	**94**	5	1	Violet and Dark Blue	Present 160 stream bed and nearby abandoned stream	
	159	**fg**	42 27 20.8 / 173 12 37.03	42 27 34.13 / 173 12 27.08	**414**	30	0.6	Bright Green, full line	Eastern edge of the lowest (hence youngest) significant terrace above the 160-fh river	The markers are quite clear, yet the offset is difficult to measure precisely because of the large width of the fault zone and related complexities
	158	**ff**	42 27 19.83 / 173 12 40.69	42 27 37.4 / 173 12 32.04	**425**	50	0.3	Bright Green, dotted line	Top the highest (hence oldest) terrace riser above the160-fh river	The markers are quite clear, yet the offset is difficult to measure precisely because of the large width of the fault zone and related complexities
	161	**fi**	42 27 24.83 / 173 12 28.03	42 27 25.86 / 173 12 28.07	**15**	4	1	Dark Blue	Deflected active stream bed	
	162	**fj**	42 27 26.73 / 173 12 22.65	42 27 29.37 / 173 12 18.26	**113**	5	0.3	Orange	Western edge of an 'old' terrace remnant	
	164	**fm**	42 27 31.21 / 173 12 11.18	42 27 35.01 / 173 12 7.01	**130**	5	1	Pale Blue and Violet	Abandoned stream and present captured channel	The two streams were obviously connected originally, and the correlation well restores their original shape
	164	**fq**	42 27 31.21 / 173 12 11.18	42 27 40.62 / 173 11 55.04	**458**	10	0.3	Pale Blue and Medium Blue	Two abandoned streams	It is possible, yet not completely sure, that the two streams were once connected. The correlation well restores a plausible original shape

Supplement E- 4: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lat/Long northern marker (° ′ ″)	Lat /Long southern marker (° ′ ″)	Lateral Offset (m)	Uncertainty (m)	Weight on correlation	Color in Fig. ES1	Nature of the marker	Comment
Segment C	**163**	**fk**	42 27 30.0 / 173 12 13.5	42 27 37.14 / 173 12 8.05	**182**	30	0.6	Pale Pink	Eastern edge of the most prominent terrace remnant above the 166 river	The marker is clear, yet has an arcuate shape that makes the correlation partly ambiguous
	167	**fn**	42 27 35.96 / 173 12 4.08	42 27 38.62 / 173 12 3.63	**33**	7	0.6	Orange	Crest of the western cliff of the 166 river	The marker is clear yet has likely been eroded during the fault motion (leading edges). The correlation well restores a likely original shape
	165	**fl**	42 27 33.58 / 173 12 6.9	42 27 37.39 / 173 12 7.03	**75**	20	0.6	Pink	Crest of the eastern cliff of the 166 river	The marker is clear yet might have been partly eroded. The correlation fairly restores a likely original shape as the shape of several nearby features
	166	**fq**	42 27 34.48 / 173 12 6.87	42 27 40.62 / 173 11 55.04	**310**	20	1	Violet and Medium Blue	Active stream and abandoned stream	The two streams were obviously originally connected. The correlation well restores their original shape
	168	**fr**	42 27 36.65 / 173 11 56.35	42 27 41.73 / 173 11 53.26	**291**	30	0.6	Yellow	Crest of the highest and hence oldest incision above the river 166	Though eroded, the markers are quite clear. Their correlation fairly restores a likely original shape, that coincides with the streams 166 & fq being one single path
	169	**fo**	42 27 37.71 / 173 11 58.33	42 27 38.3 / 173 11 57.58	**19**	3	1	Pale Green	Base of a small topographic bump	Though subtle, the markers are clear and the correlation well restores their original shape as that of other small features nearby
	170	**fp**	42 27 38.19 / 173 11 57.39	42 27 38.64 / 173 11 56.74	**20**	2	1	Orange	Base of a small topographic bump	Though subtle, the markers are clear and the correlation well restores their original shape as that of other small features nearby
	171	**fq**	42 27 39.07 / 173 11 54.47	42 27 40.62 / 173 11 55.04	**32**	2	1	Violet and Medium Blue	Base of a gully and abandoned small stream channel	The gully was likely the head of the stream channel, at the top of the NE-trending scarp. The correlation well restores the original shape
	172	**fs**	42 27 28.39 / 173 11 20.29	42 28 10.26 / 173 11 8.09	**800**	50	1	Medium Blue	Active major riverbed, clearly deflected	The two river branches were clearly connected originally. The appropriate correlation should be done at a scale larger than that of the Lidar image
	172	**fu**	42 27 28.39 / 173 11 20.29	42 28 41.95 / 173 9 48.17	**> 2100**	50	0.3	Medium and Pale Blue	It is likely that the two river beds were once connected	The most appropriate correlation should be done at a scale larger than that of the Lidar image, to correlate river sections with similar trends
	173	**ft**	42 28 1.66 / 173 10 58.41	42 28 4.02 / 173 10 55.22	**88**	5	0.3	Orange, full line, and Yellow	Crest of the highest terrace remnant east of the Mason River	The offset is a minimum as the marker is eroded south of the fault
	174	**ft**	42 28 3.47 / 173 10 55.27	42 28 4.02 / 173 10 55.22	**10**	2	1	Yellow	Crest of the eastern cliff above the Mason River	The marker is clear yet might have been eroded. (offset measured on main northern fault branch)
Segment B	**A**	**A**	42 28 18.54 / 173 10 12.1	42 28 35.88 / 173 10 15.35	**200**	30	1	Dark Green	Base of a terrace riser	From Beauprêtre et al., 2012
	B	**B**	42 28 15.35 / 173 10 20.56	42 28 26.24 / 173 10 24.53	**108**	20	1	Dark Blue	Base of a terrace riser	From Beauprêtre et al., 2012
	S2	**S2**	42 28 18.7 / 173 10 19.7	42 28 21.01 / 173 10 18.97	**62**	2	1	Pale Violet	Deflected stream that incises the B riser.	From Beauprêtre et al., 2012
	C	**C**	42 28 15.97 / 173 10 25.81	42 28 17.71 / 173 10 25.2	**57**	3	1	Pink	Base of a small bump	From Beauprêtre et al., 2012
	D	**D**	42 28 14.67 / 173 10 29.2	42 28 16.94 / 173 10 26.6	**111**	3.5	1	Red	Base of a terrace riser	From Beauprêtre et al., 2012
	E	**E**	42 28 9.92 / 173 10 39.67	42 28 11.7 / 173 10 38.44	**80**	10	1	Pale Green	Base of a terrace riser	From Beauprêtre et al., 2012
	F	**F**	42 28 10.95 / 173 10 37.32	42 28 12.07 / 173 10 37.55	**11**	2	1	Dark Brown	Base of a small relief	From Beauprêtre et al., 2012
	G	**G**	42 28 9.72 / 173 10 40.28	42 28 11.09 / 173 10 39.78	**50**	6	1	Pale Brown	Edge of a small landslide	From Beauprêtre et al., 2012
	H'	**H'**	42 28 6.59 / 173 10 46.81	42 28 6.99 / 173 10 46.46	**15**	2	1	Olive	Small landslide	From Beauprêtre et al., 2012
	J	**J**	42 28 6.55 / 173 10 46.15	42 28 8.26 / 173 10 45.36	**36**	3	1	Dark Pink	Base of the highest terrace riser above the Mason River	From Beauprêtre et al., 2012

Supplement E- 4: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lat/Long northern marker (° ′ ″)	Lat /Long southern marker (° ′ ″)	Lateral Offset (m)	Uncertainty (m)	Weight on correlation	Color in Fig. ES1	Nature of the marker	Comment
Segment B	**K**	**K**	42 28 6.45 / 173 10 47.05	42 28 7.76 / 173 10 46.67	**26**	2	1	Pale olive	Base of a local terrace riser	From Beauprêtre et al., 2012
	L	**L**	42 28 5.81 / 173 10 47.77	42 28 7.13 / 173 10 47.28	**29**	2.5	1	Pale violet	Top of a small terrace riser	From Beauprêtre et al., 2012
	N	**N**	42 28 5.63 / 173 10 48.32	42 28 6.45 / 173 10 47.68	**23**	2	1	Pale Blue	Base of one of the youngest and most prominent terrace risers above the Mason River	From Beauprêtre et al., 2012
	O	**O**	42 28 5.4 / 173 10 48.93	42 28 6.0 / 173 10 48.28	**18.5**	2	1	Dark Green	Base of the youngest significant terrace riser above the Mason	From Beauprêtre et al., 2012
	P	**P**	42 28 6.01 / 173 10 48.8	42 28 6.23 / 173 10 48.41	**12**	2	1	Olive	Small fan	From Beauprêtre et al., 2012
	R	**R**	42 28 5.37 / 173 10 49.32	42 28 5.63 / 173 10 49.29	**4.5**	1	1	Pale Green	Base of a small terrace riser	From Beauprêtre et al., 2012
	S	**S**	42 28 5.3 / 173 10 49.53	42 28 5.56 / 173 10 49.5	**4.5**	1	1	Red	Base of a small terrace riser	From Beauprêtre et al., 2012
	T	**T**	42 28 5.01 / 173 10 49.91	42 28 5.21 / 173 10 49.94	**3**	1	0.6	Dark Blue	Base of a small terrace riser	From Beauprêtre et al., 2012
	U	**U**	42 28 4.89 / 173 10 50.41	42 28 5.3 / 173 10 50.46	**3**	1	0.6	Brown	Present riser above the Mason riverbed	From Beauprêtre et al., 2012. The correlation might be ambiguous
	175	**fv**	42 28 18.7 / 173 10 19.7	42 28 23.37 / 173 10 15.69	**200**	30	1	Pale violet and Pale blue	Present stream channel and nearby abandoned channel	
	176	**fw**	42 28 23.8 / 173 10 4.34	42 28 28.99 / 173 10 6.66	**40**	20	0.6	Pale Green	Active stream with a deflected bed	The bed is deflected independent of its bend within the fault zone. The correlation is done on the linear, similarly trending channel sections
	176	**fx**	42 28 24.55 / 173 10 4.23	42 28 32.39 / 173 9 50.31	**346**	5	0.3	Pale Green and Pale Blue	Stream channels	The 176 stream might once have been the head of the fx channel, yet this is not certain
	177	**fx**	42 28 26.77 / 173 9 58.99	42 28 32.39 / 173 9 50.31	**210**	40	0.3	Medium Blue and Pale Blue	Stream channels	The 177 stream might be once the head of the fx channel
	178	**fx**	42 28 29.82 / 173 9 52.58	42 28 32.39 / 173 9 50.31	**40**	6	1	Dark blue and Pale blue	Stream channels	The 178 stream likely once was the head of the fx channel. The correlation well restores the original shape
	179	**fx**	42 28 30.13 / 173 9 51.99	42 28 32.39 / 173 9 50.31	**37**	3	1	Pale blue	Stream channels	The 179 stream likely once was the head of the fx channel. The correlation well restores the original shape
	181	**fy**	42 28 38.44 / 173 9 35.42	42 28 45.04 / 173 9 28.33	**244**	10	0.6	Dark Blue and Pale Violet	Abandoned nearby stream channels	The 181 channel was likely once the head of the stream. The correlation fairly restores the likely original shape
B-A	**182**	**fz**	42 28 44.9 / 173 9 27.11	42 28 45.98 / 173 9 25.8	**35**	3	1	Medium Blue	Clearly offset channels	The two stream branches were clearly originally connected.
Segment A	**182**	**ga**	42 28 44.9 / 173 9 27.11	42 28 47.41 / 173 9 22.37	**119**	5	1	Medium Blue and Orange	Clearly offset channels	The two streams were clearly originally connected.
	182	**gb**	42 28 44.9 / 173 9 27.11	42 28 50.14 / 173 9 17.0	**270**	5	0.3	Medium Blue and Pale Violet	Possibly paired channels	It is possible that the two streams were originally connected, yet it is not certain.
	184	**gb**	42 28 45.74 / 173 9 21.67	42 28 50.14 / 173 9 17.0	**130**	5	1	Pale Violet	Clearly offset channels	The two stream branches were clearly originally connected.
	183	**ga**	42 28 46.17 / 173 9 24.39	42 28 47.41 / 173 9 22.37	**47**	3	0.6	Yellow and Orange	Likely paired channels	It is likely that the two streams were originally connected.
	185	**gb**	42 28 48.28 / 173 9 18.62	42 28 50.08 / 173 9 17.06	**48**	5	1	Dark Pink and Pale Violet	The gully catchment was once likely the head of the gb stream	

Supplement E- 4: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lat/Long northern marker (° ′ ″)	Lat /Long southern marker (° ′ ″)	Lateral Offset (m)	Uncertainty (m)	Weight on correlation	Color in Fig. ES1	Nature of the marker	Comment
Segment A	**186**	**gb**	42 28 49.15 / 173 9 17.69	42 28 50.08 / 173 9 17.06	**12**	3	1	Dark Blue and Pale Violet	The gully bed was once likely the head of the gb stream	
	186	**gd**	42 28 49.15 / 173 9 17.69	42 28 50.96 / 173 9 15.56	**60**	5	0.6	Dark Blue and Yellow	It is possible that the gully bed was once the head of the gd gully	
	187	**gc**	42 28 50.28 / 173 9 16.01	42 28 50.84 / 173 9 16.03	**9**	2	1	Pale Green	Eastern crest of a small gully	
	188	**ge**	42 28 54.22 / 173 9 7.18	42 28 56.36 / 173 9 7.87	**8**	2	1	Orange	Crest of a East-facing incision scarp	
	189	**gi**	42 28 45.21 / 173 8 49.48	42 29 24.89 / 173 7 59.68	**> 1700**	100	0.3	Dark Blue	The two major riverbeds were obviously originally connected	The correlation should be better done at a larger scale than that of the Lidar image
	190	**gi**	42 29 8.63 / 173 8 14.3	42 29 17.84 / 173 7 58.08	**370**	20	1	Pale and Dark Blue	The two major stream beds were obviously once connected	
	191	**gf**	42 29 12.12 / 173 8 11.22	42 29 14.87 / 173 8 9.25	**51**	10	0.3	Green	Base of the eastern East-facing cliff of a small relief	
	192	**gi**	42 29 15.11 / 173 8 5.13	42 29 23.19 / 173 7 59.39	**164**	30	1	Medium and Dark Blue	The two major stream beds were obviously once connected	The correlation well restores their original shape as other features around
	193	**gh**	42 29 13.84 / 173 8 2.04	42 29 17.34 / 173 7 59.28	**91**	10	0.6	Pale Pink	Crest of a west-facing incision scarp	The marker might have been partly eroded.
	194	**gg**	42 29 15.36 / 173 7 59.98	42 29 17.21 / 173 7 59.86	**22**	5	0.6	Yellow	Small gully	
	195	**gj**	42 29 18.54 / 173 7 53.19	42 29 19.84 / 173 7 51.81	**50**	6	1	Brown	Crest of the western river cliff (and likely an old terrace riser)	
	196	**gk**	42 29 19.62 / 173 7 47.75	42 29 21.3 / 173 7 48.12	**39**	5	0.6	Pale Blue	Deflected bed of a stream channel	
	197	**gl**	42 29 26.01 / 173 7 26.65	42 29 26.47 / 173 7 26.16	**10**	3	1	Yellow	Eastern crest of a gully catchment	

Supplement E- 5 (facing page): Relative chronology and stratigraphic information on offset markers inferred from geological map, literature, and our observations [Bull, 1991, Knuepfer, 1992, Rattenbury et al., 2006]. Columns 1 and 2 are the markers' names in northern and southern fault compartments. Column 3 provide the measured lateral offsets, ordered from largest to smallest, and hence, theoretically, from oldest to youngest. Column 4 gathers information available on markers' ages: from geological map [Rattenbury et al., 2006] in bold, from other literature in bold italic, and from our own morphological observations in standard font with a star. Column 5 reports the slips rates that one would deduce from dividing each cumulative offset by its reported age. In bold are those more realistic, knowing that the fault is slipping at 23 ± 4 mm/yr. Lines in pale green indicate markers with an age inferred to be younger than ≈ 12 ka; lines in violet indicate markers with an age inferred to be between ≈ 24 and 12 ka; lines in dark green indicate markers with an age inferred to be between ≈ 60 and 24 ka; lines in white indicate markers inferred to be older than ≈ 60 ka, or having an unknown age. Lines in gray are data that we removed from the analysis. See text for more details.

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lateral Offset (m)	Age from Geological Map (in ka); * where from our observations	Inferred slip rate (mm/yr)
Segment K	**8**	**h**	**44**	**uQl hence ≥ 12 ka**	> 4
	6	**f**	**35**	**Q2a hence 24-12 ka**	1.5-3
	9	**h**	**22**	**uQl hence ≥ 12 ka**	< 2
	1	**a**	**21**	**post-Q2a hence < 12 ka**	> 2
	7	**g**	**21**	**Q1a hence < 12 ka**	> 2
	2	**c**	**17**	**post-Q2a hence < 12 ka**	
	4	**e**	**15**	**post-Q2a hence < 12 ka**	
	10	**h**	**15**	**post-uQl hence < 12 ka**	
	11	**i**	**9**	**Q1a hence < 12 ka**	
	2	**b**	**6**	**post-Q2a hence < 12 ka**	
	5	**d**	**4**	**post-Q2a hence < 12 ka**	
	12	**j**	**3**	**Q1a hence < 12 ka**	
Segment J	**20**	**q**	**260**	**Q3a hence < 24 ka**	> 11
	23	**u**	**215**		
	22	**t**	**201**	**t incises Q1l hence < 12 ka**	**> 17**
	24	**v**	**201**		
	14	**l**	**197**	**Q3a or Q4a hence < 59-24 ka**	3.0-8
	15	**m**	**190**	**Q3a or Q4a hence < 59-24 ka**	
	16	**m**	**190**	**Q3a or Q4a hence < 59-24 ka**	
	20	**p**	**185**	**Q3a hence < 24 ka**	> 8
	18	**o**	**168**	**post-Q4a hence < 59 ka**	
	25	**w**	**130**	**Q1l hence < 12 ka**	> 11
	27	**y**	**128**		
	27	**z**	**126**		
	26	**x**	**105**	* Active riverbed	
	29	**ac**	**93**		
	28	**aa**	**89**		
	13	**k**	**80**	**Q1a hence < 12 ka**	
	31	**ab**	**58**	* Recent incision scar	
	30	**aa**	**37**	* Recent incision scar	
	32	**ac**	**33**	* Recent incision scar	
	17	**n**	**29**	**post-Q4a hence < 59 ka**	
	22	**s**	**29**	**post-Q1l hence < 12 ka**	
	21	**r**	**12**	**post-Q3a hence < 24 ka**	
	34	**ae**	**12**	* Recent incision scar	
	19	**o**	**10**	**post-Q3a hence < 24 ka**	
	36	**ag**	**8**	* Youngest stream cliff	
	33	**ad**	**5**	* Recent incision scar	
	35	**af**	**3**	* Youngest stream cliff	

Supplement E- 5: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lateral Offset (m)	Age from Geological Map (in ka); * where from our observations	Inferred slip rate (mm/yr)
	50	**bb**	**760**	**bb post Q3a or Q4a hence < 59-24 ka**	**13 - 32**
	51	**az**	**544**	**az post-Q3a hence < 24 ka**	**> 23**
	51	**aw**	**309**	**av post Q4a hence < 59 ka**	> 5
	45	**ar**	**222**	**Stone Jug age? 11-14 ka**	**16-20**
	49	**av**	**178**	**av post Q4a hence < 59 ka; possibly younger than 'T1' of ≈ 11 ka**	**> 16**
	52	**ax-NS**	**161**	**ax post-Q3a hence < 24 ka**	> 7
	54	**az**	**153**	**az post-Q3a hence < 24 ka**	
	54	**ax-NS**	**110**	**ax post-Q3a hence < 24 ka**	
	52	**ax-NE**	**107**	**ax post-Q3a hence < 24 ka**	
	48	**at**	**90**	**at post Q4a hence < 59 ka**	
	46	**aq**	**60**		
Segment I	**43**	**ap**	**56**	* Recent terrace riser	> 5
	41	**al**	**28**	* Most recent river cliff	
	38	**ai**	**27**	* Recent gully	
	49	**au**	**23**	**au post Q4a hence < 59 ka**	
	43	**an**	**21**	* Active riverbed	
	55	**ay**	**20**	* Recent gully cliff	
	39	**aj**	**18**	* Fresh and hence recent scar	
	40	**ak**	**18**	* Fresh and hence recent scar	
	42	**am**	**16**	* Most recent river cliff	
	44	**ao**	**16**	* Recent terrace riser	
	57	**ba**	**15**	* Most recent river cliff; ***Bull 1991 dated a nearby fan at 700-800 yrs***	**19-21**
	37	**ah**	**8**	* Recent gully cliff	
	47	**as**	**8**	* Fresh and hence recent incision scar	
	53	**aw**	**4**	* Recent gully cliff	

Supplement E- 5: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lateral Offset (m)	Age from Geological Map (in ka); * where from our observations	Inferred slip rate (mm/yr)
	59	**dm**	**4700**	***Bull (1991) gives an age of 31-48 ka, but this age is likely underestimated (see measured offset)***	
	59	**bn**	**730**	**bn during Q2a hence 24-12 ka; *Bull, 1991 & Knuepfer 1992: age of 'R1' riser, ≈ 11 ka and offset estimated to 600 ± 50 m***	
	84	**cf**	**570**		
	69	**bo**	**300**	**bo during Q2a hence 24-12 ka; *incises Ag defined by Knuepfer 1992: hence < ≈ 14 ka; Bull 1991 suggest < ≈ 11 ka***	
	67	**bm**	**220**	**bm during Q2a hence 24-12 ka; *Riser 'R2' defined by Knuepfer 1992: ≈ 8.5 ka, and offset estimated between 390 ±20 and 230 ± 5 m***	
	65	**bi**	**200**	**Q2a hence ≈ 12 ka; *Riser 'R6' defined by Knuepfer 1992: ≈ 5.5 ka and offset estimated at 100 ± 15 m***	
	70	**bs**	**200**		
	64	**bh**	**185**	**Q2a hence ≈ 12 ka; *Riser 'R6' defined by Knuepfer 1992: ≈ 5.5 ka and offset estimated at 100 ± 15 m***	
	80	**cb**	**164**		
	66	**bl**	**162**	**bl during Q2a hence 24-12 ka; *Riser 'R3' defined by Knuepfer 1992: ≈ 6.7 ka and offset estimated to 170 ± 20 m;*** Here offset is not compatible with chronology, hence must be underestimated.	
	76	**by**	**151**		
	68	**bk**	**120**		
Segment H	**76**	**bx**	**117**	**bx during Q2a hence 24-12 ka**	
	70	**br**	**93**		
	79	**ca**	**86**		
	72	**bs**	**59**	* Fresh and hence recent scar	
	84	**ce**	**49**	**ce incises Q2a hence < 12 ka**	
	83	**cd**	**47**	* Fresh, recent stream cliff	
	77	**by**	**40**		
	58	**bc**	**39**	* Fresh, recent stream cliff	
	70	**bp**	**38**	* Fresh and hence recent scar	
	81	**cb**	**38**		
	82	**cc**	**34**		
	78	**bz**	**30**	* Fresh and hence recent scar	
	68	**bj**	**24**	* Recent small gully	
	71	**bq**	**21**	* Fresh and hence recent scar	
	74	**bu**	**20**		
	62	**bf**	**18**	**Q1a hence < 12 ka; *Riser 'R12' defined by Knuepfer 1992: < 4 ka and offset estimated to 5.2 ± 1 m***	
	73	**bt**	**16**		
	63	**bg**	**15**	**Q1a hence < 12 ka; *Riser 'R10-R11' defined by Knuepfer 1992: ≈ 4 ka and offset estimated to 18-22 m***	
	75	**bw**	**10**	**Q1a hence < 12 ka**	
	61	**be**	**8**	**Q1a hence < 12 ka**	
	60	**bd**	**2**	**Q1a hence < 12 ka**	

Supplement E- 5: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lateral Offset (m)	Age from Geological Map (in ka); * where from our observations	Inferred slip rate (mm/yr)
	90	**dc**	**825**	**dc post-Q6a hence < 128 ka**	> 6.5
	90	**ct**	**480**	**ct post-Q3a hence < 24 ka**	**> 20**
	91	**da**	**324**	**da post-Q6a hence < 128 ka**	
	88	**cl-cm**	**320**	**cl-cm post-Q3a hence < 24 ka**	
	110	**dm**	**320**	**dm post-Q6a hence < 128 ka**	
	106	**dg**	**187**	**dg post-Q6a hence < 128 ka**	
	88	**ck**	**167**	**ck incises Q3a hence < 24 ka**	
	90	**cl**	**156**	**cl during Q3a hence 59-24 ka**	
	85	**cg**	**150**		
	90	**cm**	**145**	**cm during Q3a hence 59-24 ka**	
	91	**ct**	**140**	**ct post-Q3a hence < 24 ka**	
	110	**dk**	**83**	**dk post-Q6a hence < 128 ka**	
	110	**dm**	**78**	**dm post-Q6a hence < 128 ka**	
	112	**dl**	**61**	**Post-Q6a hence < 128 ka**	
	86	**ch**	**50**	* Recent alluvial fan	> 5 ?
	104	**db**	**33**	* Recent terrace riser	
	87	**ci**	**32**	* Recent alluvial fan; ***Bull 1991 dated a nearby alluvial fan at ≈ 4 ka***	8
	91	**cn**	**30**	*** 91 is active gully; by is post-Q3a hence < 24 ka**	
	107	**dd**	**30**	* Recent stream riser	
Segment G	**98**	**cv**	**29**	* Fresh hence recent scar	
	103	**cz**	**29**		
	100	**cw**	**24**	* Fresh hence recent scar	
	89	**cj**	**23**	**Post-Q3a hence < 24 ka**	
	93	**cq**	**23**	* Fresh hence recent scar	
	102	**cy**	**23**		
	105	**db**	**23**	* Recent terrace riser	
	110	**dh**	**21**	* dh is recent terrace riser	
	111	**dj**	**21**	* Recent terrace riser	
	106	**dc**	**19**	* Active stream	
	99	**cv**	**18**	* Fresh hence recent scar	
	108	**de**	**17**	* Fresh hence recent scar	
	94	**cr**	**16**	* Fresh hence recent scar	
	85	**cf**	**15**		
	96	**cu**	**13**	* Fresh hence recent scar	
	97	**cu**	**12**	* Fresh hence recent scar	
	106	**db**	**12**	* Active stream and recent terrace riser	
	92	**co**	**9**	* Fresh hence recent scar	
	95	**cs**	**8**	* Fresh hence recent scar	
	109	**df**	**8**	* Fresh hence recent scar	
	93	**cp**	**5**	* Fresh hence recent scar	
	111	**di**	**4**	* Recent terrace riser	
	101	**cx**	**3**	* Fresh hence recent scar	

Supplement E- 5: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lateral Offset (m)	Age from Geological Map (in ka); * where from our observations	Inferred slip rate (mm/yr)
Segment F	**116**	**dq**	**214**	**in Q1l hence < 12 ka**	**> 18**
	117	**dr**	**165**		
	119&120	**dt&du**	**125**	**in Q1l hence < 12 ka**	
	114	**do**	**90**	**in Q1l hence < 12 ka**	
	113	**dn**	**89**	**in Q1l hence < 12 ka**	
	115	**dp**	**47**	**in Q1l hence < 12 ka**	
	118	**ds**	**21**	**in Q1l hence < 12 ka**	
Segment E	**129**	**ed**	**370**	**ed incises Q3a hence < 24 ka**	**> 15.5**
	131	**ef**	**204**	**ef post-Q3a hence < 24 ka**	
	121	**dw**	**202**	**dw post-Q3a hence < 24 ka**	
	130	**ee**	**166**	**ee post-Q3a hence < 24 ka**	
	126	**ec**	**111**	**ec post-Q3a hence < 24 ka**	
	129	**eb**	**103**	**eb post-Q3a hence < 24 ka**	
	125	**dy**	**101**	**dy post-Q3a hence < 24 ka**	
	122	**dv**	**83**	**dv Q1a hence < 12 ka**	> 7
	123	**dx**	**70**	* Recent gullies	
	123	**dv**	**60**	**dv Q1a hence < 12 ka**	
	124	**dx**	**53**	* Recent gullies	
	124	**dv**	**40**	**dv Q1a hence < 12 ka**	
	127	**dzz**	**13**	* Second youngest riser above active stream	
	128	**ea**	**11**	* Youngest terrace riser aboive active stream	

Supplement E- 5: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lateral Offset (m)	Age from Geological Map (in ka); * where from our observations	Inferred slip rate (mm/yr)
Segment D	**134**	**ej**	**474**	* Pronounced hence quite old features	
	151	**ez**	**406**	* Pronounced hence quite old features	
	154	**fb**	**376**	* Pronounced hence quite old features	
	134	**ei**	**240**	* Pronounced hence quite old features	
	133	**eh**	**121**		
	135	**ej**	**110**	* Active stream beds hence recent	> 9 ?
	132	**eg**	**100**		
	137	**ek**	**91**	* Crest of active stream cliff hence recent	
	136	**ek**	**88**	* Crest of active stream cliff hence recent	
	154	**ez**	**61**	* Active stream beds hence recent	
	138	**el**	**55**	* Fresh hence recent incision features	
	153	**ey**	**33**	* Crest of present river cliff	
	139	**em**	**24**	* Recent gully	
	148	**ev**	**22**	* Fresh hence recent crest above active stream	
	142	**ep**	**17**	* Active stream in recent alluvial fan	
	152	**ex**	**13**		
	150	**ew**	**12**	* Youngest riser above active stream	
	143	**eq**	**11**	* Fresh hence recent incision gully	
	140	**en**	**10**	* Second youngest riser above active stream	
	144	**er**	**8**	* Fresh hence recent incision gully	
	145	**es**	**8**	* Fresh hence recent incision gully	
	141	**eo**	**7**	* Youngest riser above active stream	
	146	**et**	**6**	* Fresh hence recent incision gully	
	147	**eu**	**4**	* Active small stream	
Segment C	**164**	**fq**	**458**		
	156	**fe**	**454**		
	158	**ff**	**425**		
	159	**fg**	**414**		
	155	**fc**	**377**	* 155 is crest of active riverbed --> problem	
	157	**fh**	**338**	* Deeply incised river beds hence quite old	
	160	**fh**	**328**	* Deeply incised river beds hence quite old	
	156	**fd**	**316**		
	166	**fq**	**310**		
	168	**fr**	**291**	* fr is crest of active stream cliff & **post-Q2a hence < 12 ka**	**> 24**
	163	**fk**	**182**	* Recent riser base	**> 15 ?**
	164	**fm**	**130**		
	162	**fj**	**113**		
	160	**fi**	**94**		
	165	**fl**	**75**	* Crest of active riverbed' cliff	
	155	**fa**	**50**	* Crest of active riverbed' cliff	
	167	**fn**	**33**	* Crest of active riverbed' cliff	
	171	**fq**	**32**	* Active stream	
	170	**fp**	**20**	* Fresh hence recent small erosion feature	
	169	**fo**	**19**	* Fresh hence recent small erosion feature	
	161	**fi**	**15**	* Active stream	

Supplement E- 5: (Continued)

	Name of northern marker	Name of southern marker	Lateral Offset (m)	Age from Geological Map (in ka); * where from our observations	Inferred slip rate (mm/yr)
Segment B	**172**	**fu**	**2100**	* Deeply incised riverbeds hence quite old	
	172	**fs**	**800**	**Deflected river once formed Q3a, at ≈ 24 ka**	**33**
	176	**fu**	**346**	**fx incises Q3a hence is < 24 ka**	**> 14.5**
	181	**fy**	**244**		
	177	**fu**	**210**	**fx incises Q3a hence is < 24 ka**	
	A	**A**	**200**	**Riser of Q3a age hence ≈ 24 ka**	
	175	**fv**	**200**	**fv post-Q2a hence < 12 ka**	**> 17**
	D	**D**	**111**	**Riser of Q2a age hence ≈ 12 ka**	9.2
	B	**B**	**108**	**Younger than Q2a hence < 12 ka**	
	173	**ft**	**88**		
	E	**E**	**80**	**Post-Q3a hence < 24 ka**	
	S2	**S2**	**62**	**Incises Q2a hence < 12 ka**	
	C	**C**	**57**		
	G	**G**	**50**	**Younger than Q2a hence < 12 ka**	
	176	**fw**	**40**	**fw incises Q3a hence is < 24 ka**	
	178	**fx**	**40**	**fx incises Q3a hence is < 24 ka**	
	179	**fx**	**37**	**fx incises Q3a hence is < 24 ka**	
	J	**J**	**36**	**Riser of Q1a age hence < 12 ka**	
	L	**L**	**29**	**Q1a age hence < 12 ka**	
	K	**K**	**26**	**Q1a age hence < 12 ka**	
	N	**N**	**23**	**Q1a age hence < 12 ka**	
	O	**O**	**18,5**	**Q1a age hence < 12 ka**	
	H'	**H'**	**15**	* Recent landslide	
	P	**P**	**12**	* Recent fan	
	F	**F**	**11**	* Fresh hence recent morphological feature	
	174	**ft**	**10**	* Crest of active stream cliff	
	R	**R**	**4,5**	* Young riser above active streambed	
	S	**S2**	**4,5**	* Young riser above active streambed	
	T	**T**	**3**	* Second youngest riser above active streambed	
	U	**U**	**3**	* Youngest riser above active streambed	
Segment A	**189**	**gi**	**1700**	**The river once formed Q6a deposits, at ≈ 130 ka**	13
	190	**gi**	**370**	* Deeply incised streams hence quite old	
	182	**gb**	**270**		
	192	**gi**	**164**	* Active streams hence quite recent	**14 ?**
	184	**gb**	**130**		
	182	**ga**	**119**		
	193	**gh**	**91**	* Crest of recent gully	
	186	**gd**	**60**	* Fresh, recent gully bed	
	191	**gf**	**51**	* Crest of active stream cliff	
	195	**gj**	**50**	* Crest of active stream cliff	
	185	**gb**	**48**	* Fresh, recent gully bed	
	183	**ga**	**47**		
	196	**gk**	**39**	* Active streambed	
	182	**fz**	**35**	* Recent streams	
	194	**gg**	**22**		
	186	**gb**	**12**	* Fresh, recent gully bed	
	197	**gl**	**10**	* Fresh, recent erosion feature	
	187	**gc**	**9**	* Crest of active gully cliff	
	200	**ge**	**8**	* Fresh, hence recent erosion feature	

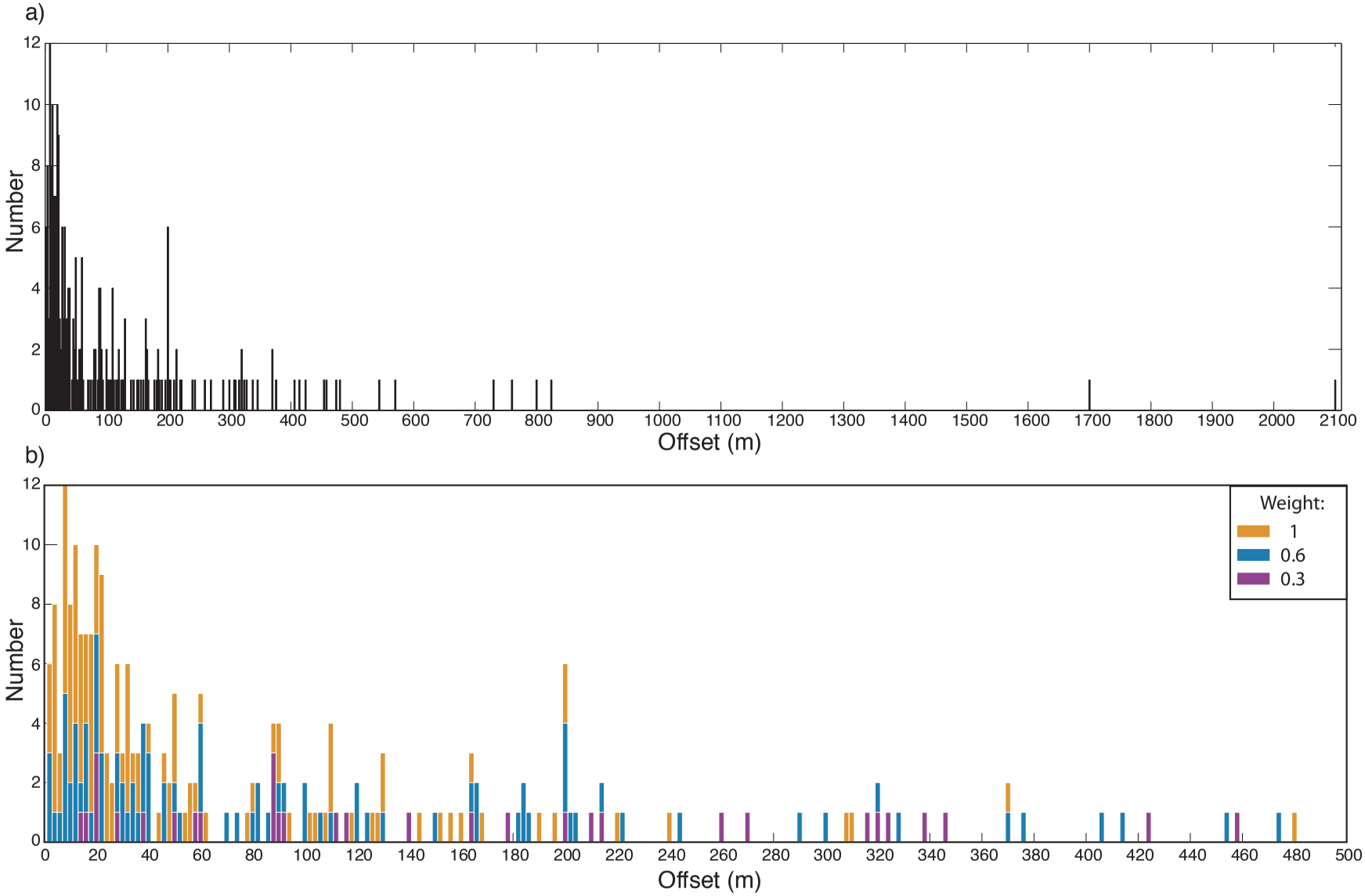
Supplement E- 6: Criteria used to define the quality weights on the marker correlations. These weights are reported in Table 4.

	Q = 1	Q = 0.6	Q = 0.3
Clear and of significant size*	X	X	X
Subtle yet clear		X	X
Same nature on both sides	X	X	X
Same overall pattern (direction, width, attitude, relative elevation, relative depth or height, surface appearance, etc) **	X	X	X
Nearby position *	X	X	
Well preserved	X	X	
Might have been slightly eroded		X	X
Has obviously been partly eroded			X
The correlation unambiguously restores the original shape (and sometimes that of nearby markers)	X	X	
The correlation restores a likely original shape		X	X
The correlation restores a plausible original shape			X

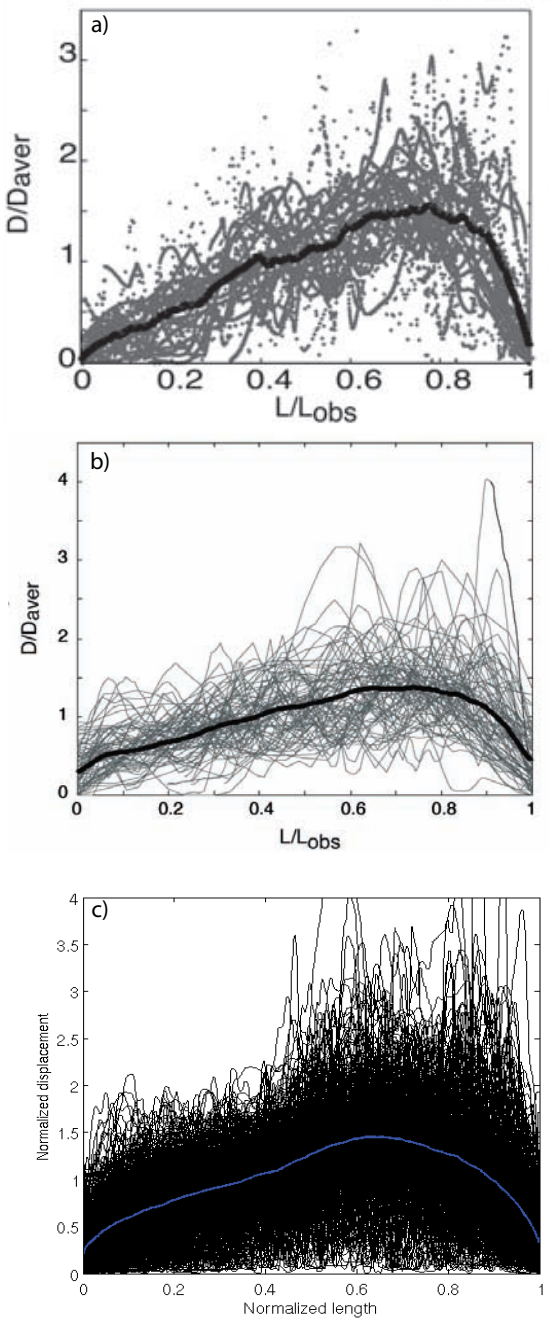
*: The definition of the relevant size of a marker, as that of its 'nearby' position compared to that of its paired feature, partly depends on the offset amount being considered

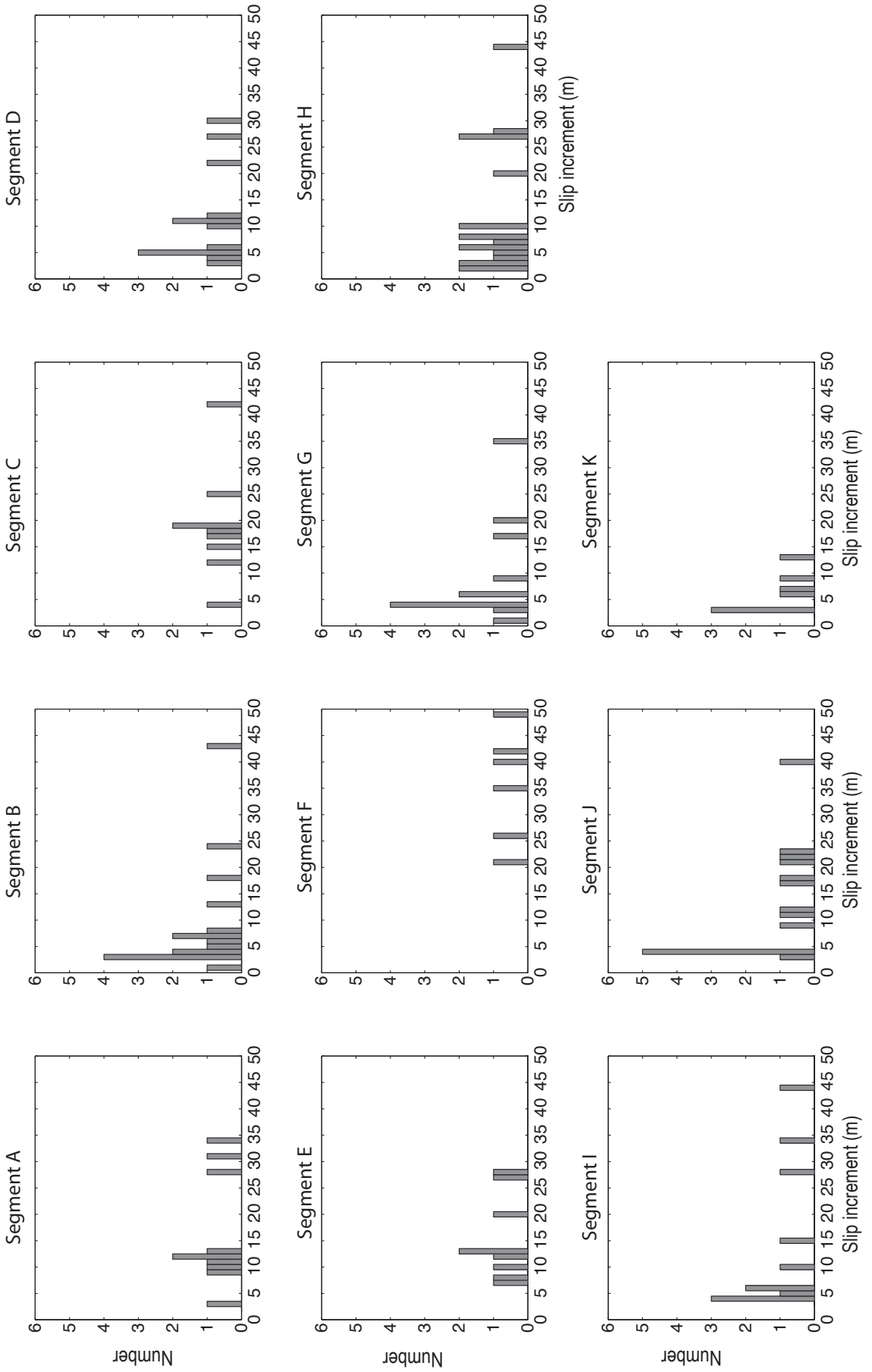
**: The relevant characteristics differ depending on the nature of the marker. Example: While the trend, width and relative depth or height are critical features for channels, streams and terrace risers, the surface appearance, attitude and relative elevation are the critical characteristics for terrace surfaces.

Supplement E- 7: Histogram of the measured offset values. a) Entire population of measured offsets; b) zoom on the denser population of offsets lower than 500 m. Colors discriminate the quality weight on the measurements.



Supplement E- 8: Generic shape of fault and earthquake slip-length profiles. a) Coseismic slip-length earthquake profiles measured at surface Manighetti et al. [from 2005]. The plot shows about 40 slip-length profiles (in gray) measured on earthquake ruptures of different slip modes, magnitudes and locations. In black is the average curve for the entire profile population, revealing the generic similar shape of the coseismic slip-length distributions. b) Coseismic slip-length earthquake profiles measured at depth (from Manighetti et al. [2005]). The plot shows about 70 slip-length profiles (in gray) measured on earthquake ruptures of different slip modes, magnitudes and locations. In black is the average curve for the entire profile population, revealing the generic similar shape of the coseismic slip-length distributions. c) Long-term cumulative slip-length profiles measured on geological faults [from Manighetti et al., 2009]. The plot shows about 700 cumulative slip-length profiles (in black) measured on active normal faults of different sizes, ages and locations. In blue is the average curve for the entire profile population, revealing the generic similar shape of the long-term slip-length distributions. See text for use of this figure.



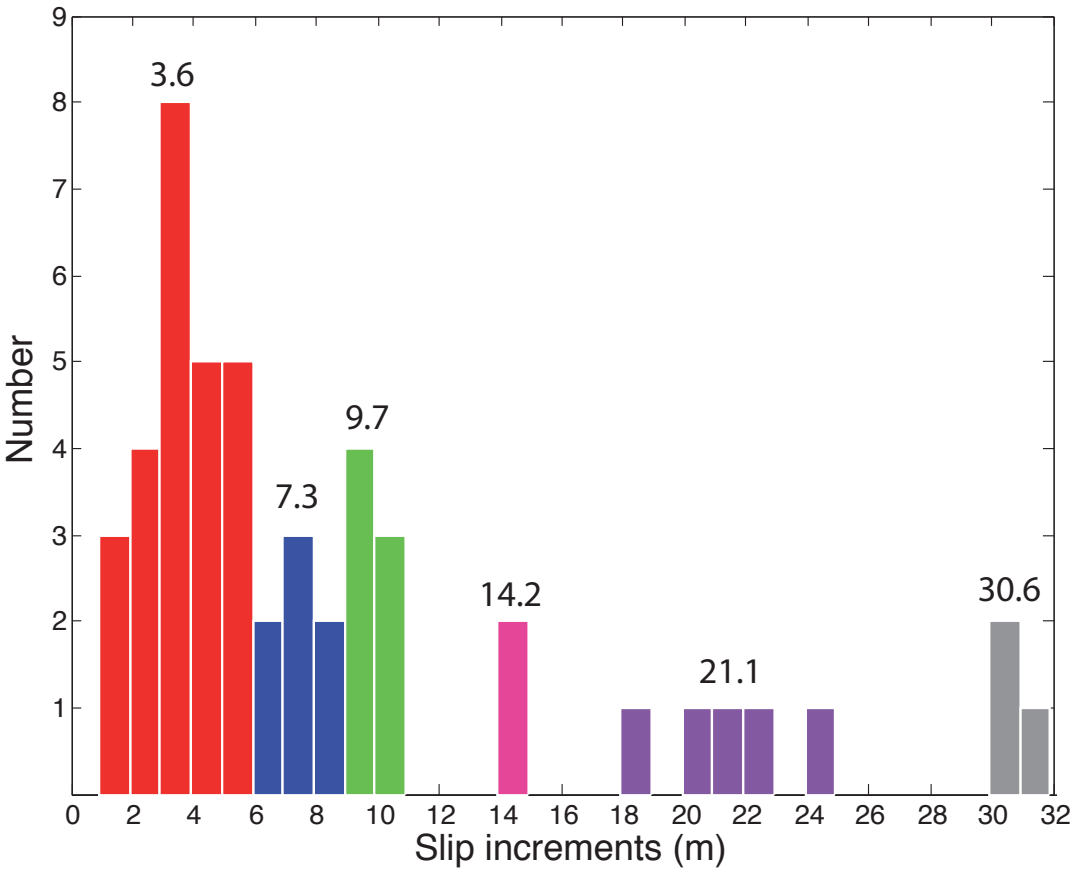


Supplement E- 9: Histograms of the slip increments between the BCOVs determined along each of the A to K fault segments.

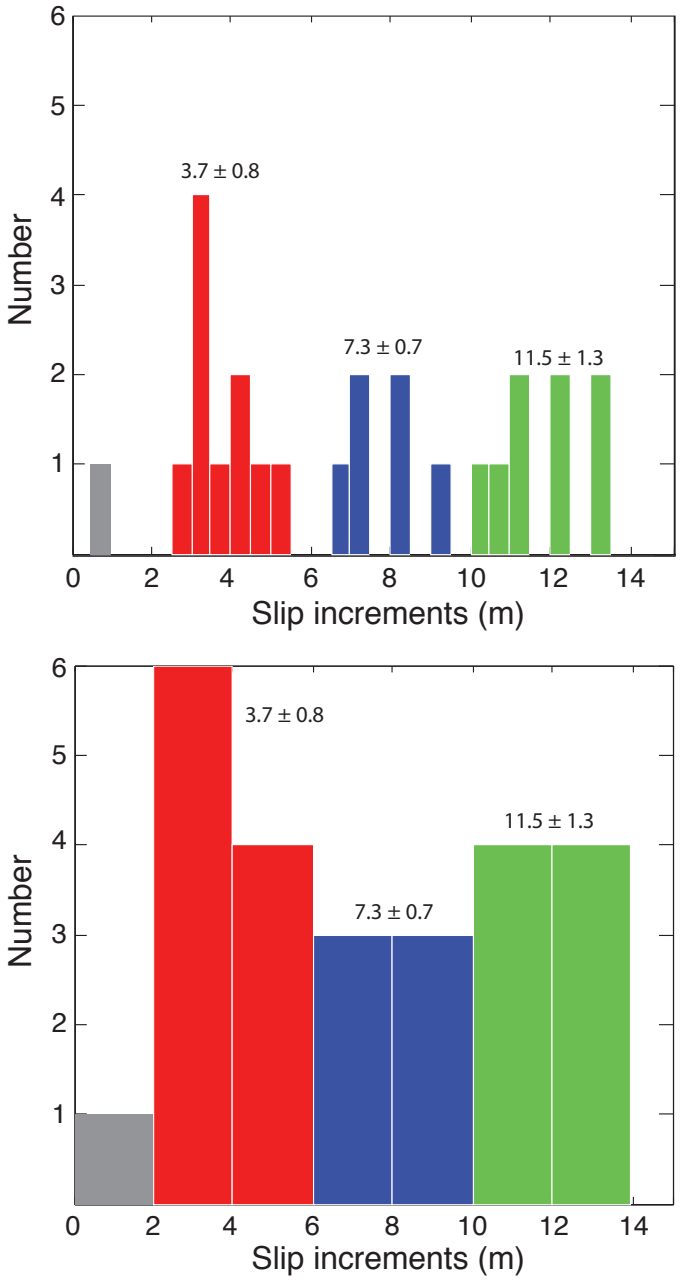
Supplement E- 10: Comparison of the best-constrained offsets (here referred to as 'peaks') measured along the different A to K segments. Roughly similar values have been aligned, and their average calculated (column 'mean'). The slip increments that separate the successive average offsets are indicated in the last column. They are represented in Figure 11. See text for more details.

Segment A Peaks (m)	Segment B Peaks (m)	Segment C Peaks (m)	Segment D Peaks (m)	Segment E Peaks (m)	Segment F Peaks (m)	Segment G Peaks (m)	Segment H Peaks (m)	Segment I Peaks (m)	Segment J Peaks (m)	Segment K Peaks (m)	**Mean (m)**	**Increment (m)**
-	3	-	-	-	-	3.1	2	-	-	3.1	**2.8**	**2.8**
-	4.5	-	4	-	-	4.4	-	4	4.2	-	**4.2**	**1.4**
										5.8	**5.8**	**1.6**
8.8	-	-	7.3	-	-	8.8	9.7	8	8.3	8.9	**8.5**	**2.7**
11.5	11.0	-	12.2	12	-	12.6	-	-	11.7	-	**11.8**	**3.3**
-	15	15.5	-	-	-	-	15.6	-	-	15.1	**15.3**	**3.5**
-	18.5	-	17.0	-	-	17.1	18.0	17.8	-	-	**17.7**	**2.4**
		19.8			21		20.9	21.5			**20.8**	**3.1**
22.0	23.0	-	22.3	-	-	22.9	23.9	-	-	21.9	**22.7**	**1.9**
-	26.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	**26.1**	**3.4**
-	28.9	-	-	-	-	29.2	30.1	27.8	29	-	**29.0**	**2.9**
-	-	32	33	-	-	33	-	-	33	-	**32.8**	**3.8**
35.2	36.6	-	-	-	-	-	35	-	37	35	**35.8**	**3.0**
-	-	-	-	40	-	-	39.0	-	-	-	**39.5**	**3.7**
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	44	**44.0**	**4.5**
47.6	49.9	50.1	-	-	47	50.3	48.7	-	-	-	**48.9**	**4.9**
-	56.9	-	55.1	53	-	-	-	56.1	-	-	**55.3**	**6.3**
59.8	62	-	61	60	-	59.7	59	-	58	-	**59.9**	**4.7**
-	-	-	-	70	-	-	-	-	-	-	**70.0**	**10.1**
		75									**75.0**	**5.0**
-	80.2	-	-	-	-	79.7	-	-	80	-	**80.0**	**5.0**
-	-	-	-	83	-	-	-	-	-	-	**83.0**	**3.0**
-	86.9	-	88.3	-	89.5	-	86	90	89.1	-	**88.3**	**5.3**
91	-	94	-	-	-	-	92.9	-	92.9	-	**92.7**	**4.4**
-	-	-	100	103	-	-	-	105	105	-	**103.3**	**10.6**
-	111	113	110	111	-	-	-	110	-	-	**111.0**	**7.8**
119	-	-	121	-	-	-	120	-	-	-	**120.0**	**9.0**
-	-	-	-	-	125	-	-	-	-	-	**125.0**	**5.0**
130	-	130	-	-	-	-	-	-	128	-	**129.3**	**4.3**
-	-	-	-	-	-	150	-	154	-	-	**152.0**	**22.7**
								160			**160.0**	**8.0**
164	-	-	-	-	165	-	164	-	168	-	**165.3**	**5.3**
				175							**175.0**	**9.8**
-	-	182	-	-	-	185	-	-	186	-	**184.3**	**9.3**
							192		-		**192.0**	**7.7**
-	201	-	-	202	-	-	200	-	197	-	**200.0**	**8.0**
-	-	-	-	-	214	-	-	-	-	-	**214.0**	**14.0**
-	-	-	-	-	-	-	220	222	-	-	**221.0**	**7.0**
-	244	-	240	-	-	-	-	-	-	-	**242.0**	**21.0**
-	-	-	-	-	-	-	-	-	260	-	**260.0**	**18.0**
270	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	**270.0**	**10.0**
-	-	-	-	-	-	-	300	-	-	-	**300.0**	**30.0**
-	-	312	-	-	-	322	-	309	-	-	**314.3**	**14.3**
-	346	-	-	-	-	-	-	-	-	-	**346.0**	**31.7**
370	-	-	-	370	-	-	-	-	-	-	**370.0**	**24.0**
-	-	-	376	-	-	-	-	-	-	-	**376.0**	**6.0**
-	-	-	406	-	-	-	-	-	-	-	**406.0**	**30.0**
-	-	415	-	-	-	-	-	-	-	-	**415.0**	**9.0**
-	-	457	-	-	-	-	-	-	-	-	**457.0**	**42.0**
-	-	-	474	-	-	480	-	-	-	-	**477.0**	**20.0**

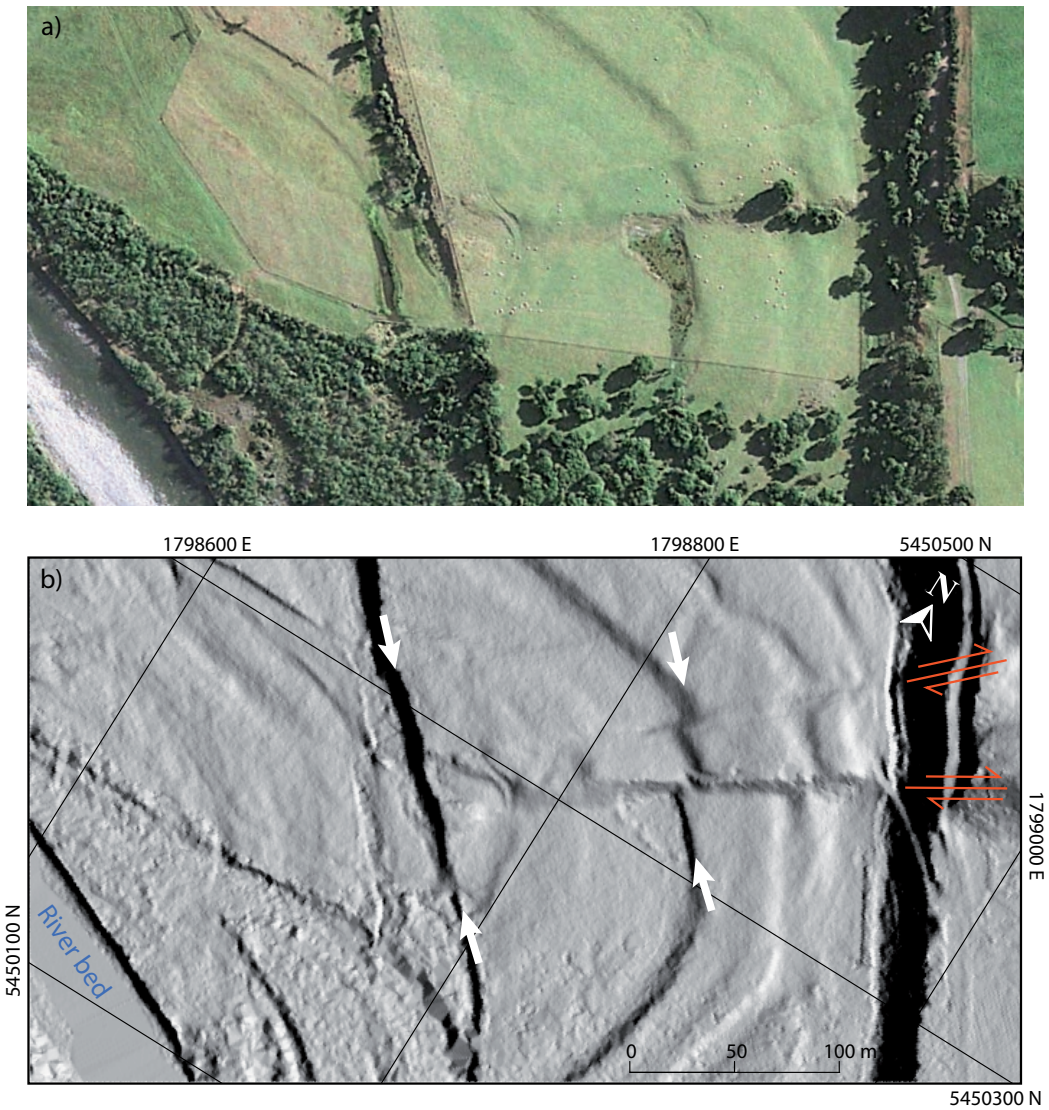
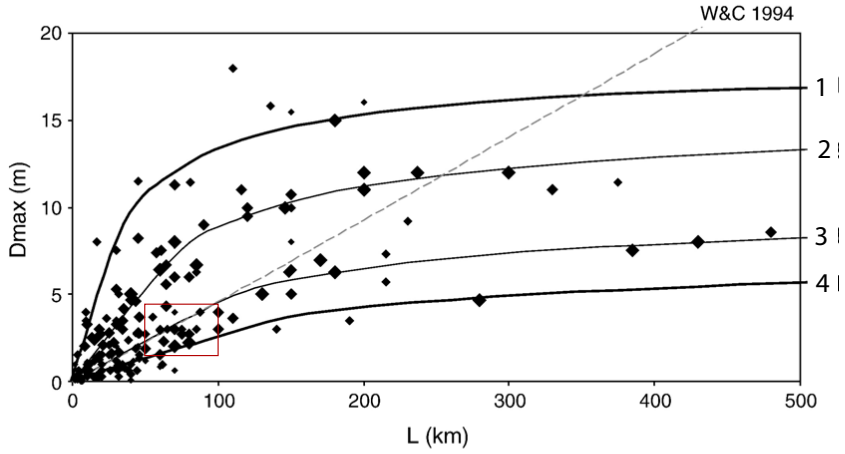
Supplement E- 11: Histogram of the slip increments listed in Table 10. Average values of dominant subsets are indicated.



Supplement E- 12: Histograms of the slip increments listed in Table 5.2, but presented with different bin widths (0.5 and 2 m) than on Figure 5.5. The dominant subsets and average values are the same than those found in Figure 5.5.



Supplement E- 13: Aerial photo (top) and high resolution LiDAR DEM (bottom; unpublished data) of alluvial terraces on the left bank of the Tauherenikau River, close to Featherston, North Island. The terraces are offset by the Wairarapa fault, which shows two traces indicated by red arrows. The youngest terraces adjacent to the present riverbed (major one indicated with white arrows) are not laterally offset and hence were not affected by the most recent 1855 earthquake rupture on the Wairarapa fault. The other oldest terraces are clearly laterally offset (example indicated with blue arrows). This shows that more than 100 m wide alluvial terraces have been created and abandoned over the last 150 years.



Supplement E- 14: Earthquake slip-length scaling functions established Manighetti et al. [2007] (their Fig. 5.5). Dots are surface slip-length measurements for 250 historical, intraplate earthquakes of various slip modes, magnitudes and locations. In solid lines are the four established scaling functions. Earthquakes have variable slip to length ratios, and hence variable apparent stress drops, that depend on the maturity of the fault which they broke. Functions 1 to 4 indicate earthquakes that occurred on faults ranging from immature (function 1) to mature (function 4). In dotted line is, for comparison, the Wells and Coppersmith [1994] empirical slip-length scaling function. The range of surface slips that are expected to be produced by large earthquakes on the fairly mature Hope fault, is indicated by the box. See text for more details.